



**FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA**

A LOS ASISTENTES A LOS CURSOS

Las autoridades de la Facultad de Ingeniería, por conducto del jefe de la División de Educación Continua, otorgan una constancia de asistencia a quienes cumplan con los requisitos establecidos para cada curso.

El control de asistencia se llevará a cabo a través de la persona que le entregó las notas. Las inasistencias serán computadas por las autoridades de la División, con el fin de entregarle constancia solamente a los alumnos que tengan un mínimo de 80% de asistencias.

Pedimos a los asistentes recoger su constancia el día de la clausura. Estas se retendrán por el periodo de un año, pasado este tiempo la DECFI no se hará responsable de este documento.

Se recomienda a los asistentes participar activamente con sus ideas y experiencias, pues los cursos que ofrece la División están planeados para que los profesores expongan una tesis, pero sobre todo, para que coordinen las opiniones de todos los interesados, constituyendo verdaderos seminarios.

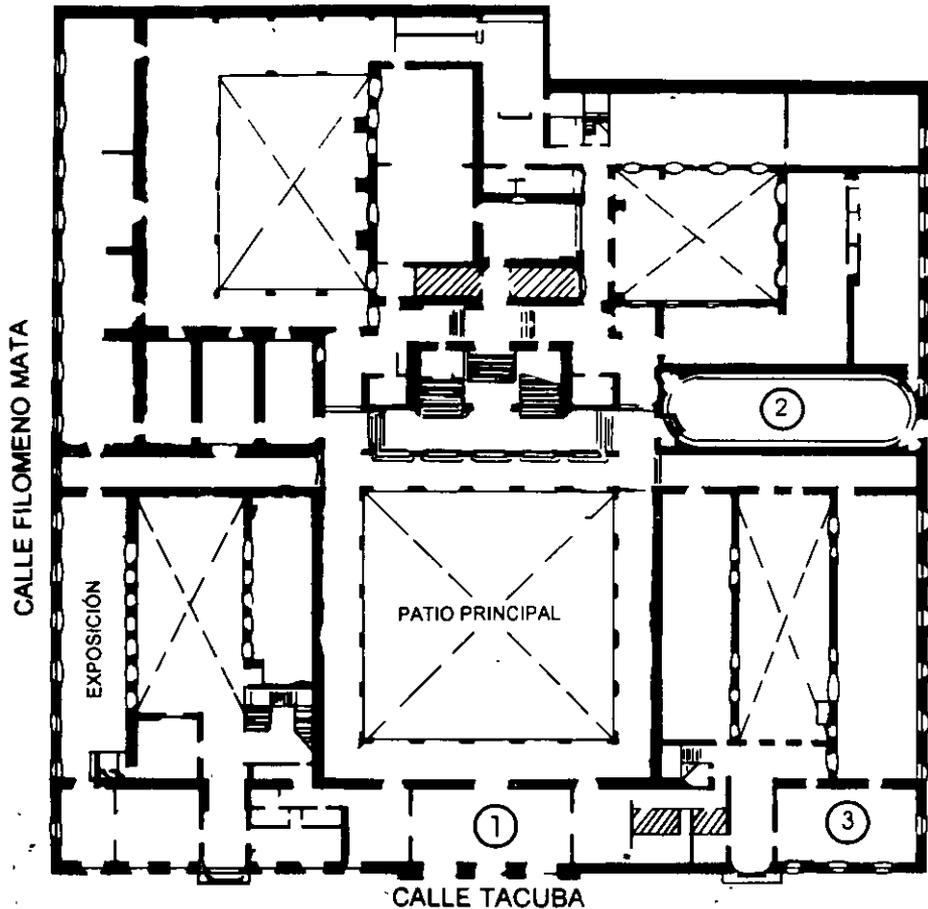
Es muy importante que todos los asistentes llenen y entreguen su hoja de inscripción al inicio del curso, información que servirá para integrar un directorio de asistentes, que se entregará oportunamente.

Con el objeto de mejorar los servicios que la División de Educación Continua ofrece, al final del curso deberán entregar la evaluación a través de un cuestionario diseñado para emitir juicios anónimos.

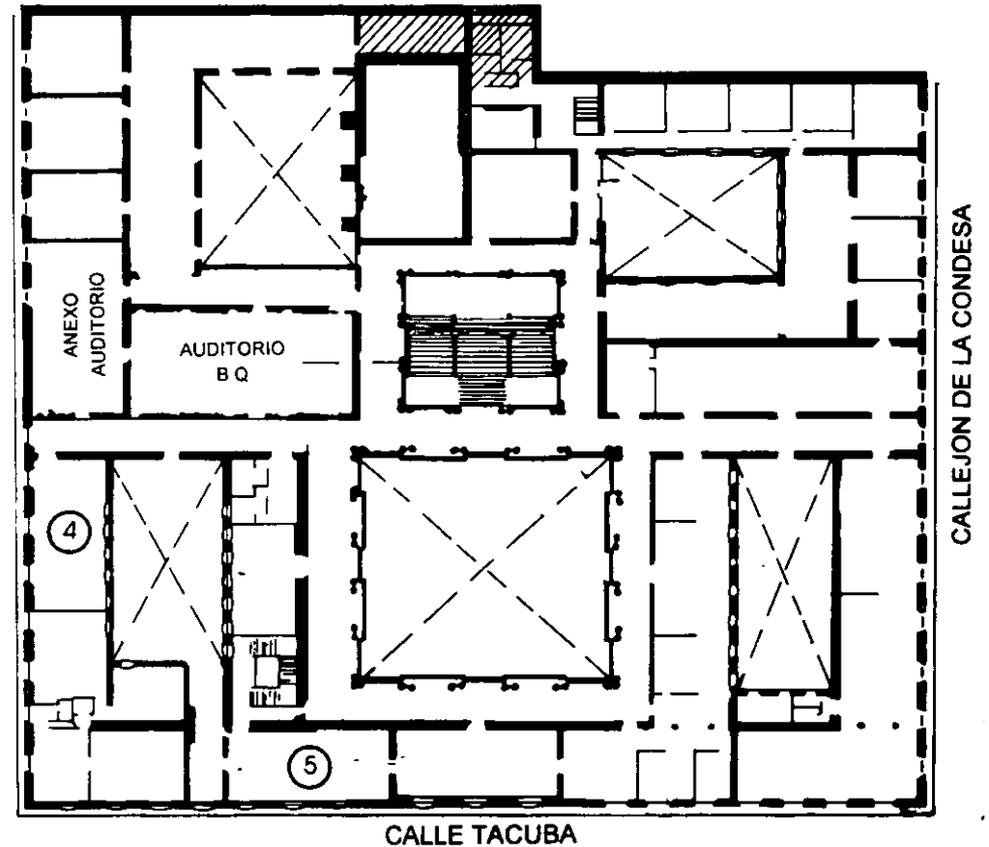
Se recomienda llenar dicha evaluación conforme los profesores impartan sus clases, a efecto de no llenar en la última sesión las evaluaciones y con esto sean más fehacientes sus apreciaciones.

**Atentamente
División de Educación Continua.**

PALACIO DE MINERIA

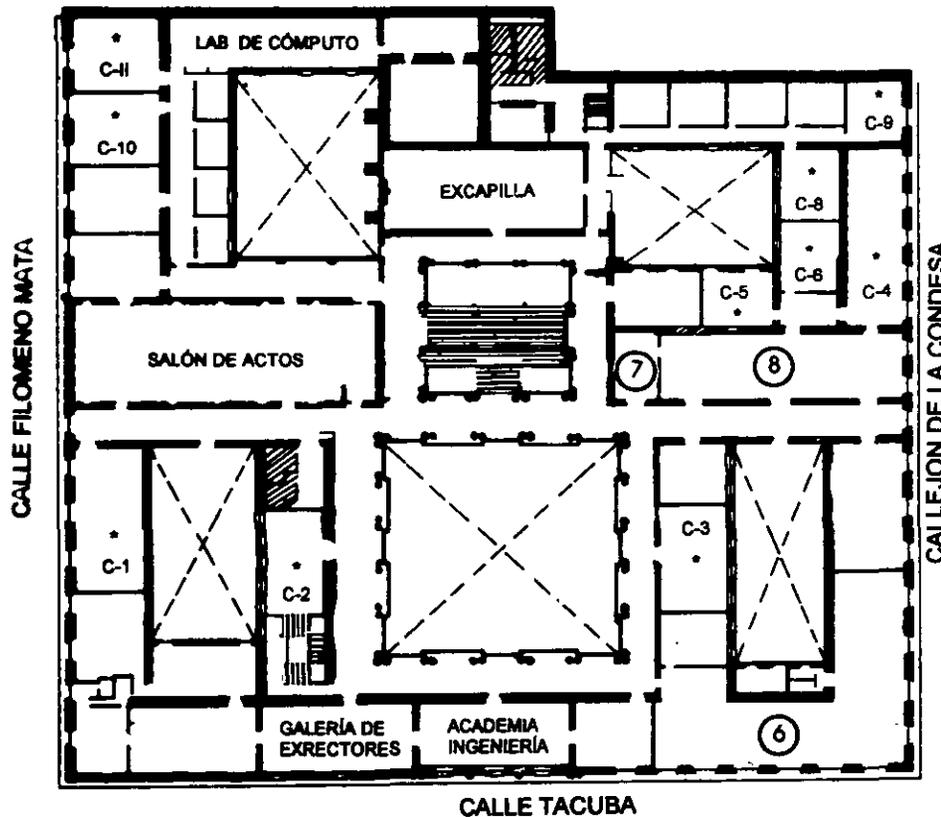


PLANTA BAJA



MEZZANINNE

PALACIO DE MINERÍA



1er. PISO

GUÍA DE LOCALIZACIÓN

1. ACCESO
2. BIBLIOTECA HISTÓRICA
3. LIBRERÍA UNAM
4. CENTRO DE INFORMACIÓN Y DOCUMENTACIÓN "ING. BRUNO MASCANZONI"
5. PROGRAMA DE APOYO A LA TITULACIÓN
6. OFICINAS GENERALES
7. ENTREGA DE MATERIAL Y CONTROL DE ASISTENCIA
8. SALA DE DESCANSO

SANITARIOS

* AULAS



DIVISIÓN DE EDUCACIÓN CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERÍA U.N.A.M.
CURSOS ABIERTOS

DIVISIÓN DE EDUCACIÓN CONTINUA



**XII CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION DE ACUIFEROS
MODULO 1.- GEOHIDROLOGIA**

18 AL 22 DE SEPTIEMBRE DE 2000

DIA	HORA	TEMA	PROFESOR
LUNES 18	9:00 A 9:30	INAGURACION	
	10:00 A 14:00	GEOLOGIA DEL AGUA SUBTERRANEA;	ING. JUAN MANUEL LESSER
	16:00 A 19:00	PRINCIPIOS Y PROPIEDADES FISICAS DE ROCAS Y ACUIFEROS	M. EN C. LUIS FELIPE SANCHEZ
MARTES 19	9:00 A 14:00	ISOTOPOS EN GEOHIDROLOGIA	FIS. ALEJANDRA CORTES
	16:00 A 19:00	PRUEBAS DE BOMBEO	ING. DAVID GONZALEZ POSADAS
MIERCOLES 20	9:00 A 14:00	GEOFISICA EN GEOHIDROLOGIA	ING. ALFONSO ALVAREZ MANILLA
	16:00 A 19:00	REDES DE FLUJO Y CUANTIFICACION DE AGUA SUBTERRANEA	ING. JUAN MANUEL LESSER
JUEVES 21	9:00 A 14:00	HIDROGEOQUIMICA	ING. JUAN MANUEL LESSER
	16:00 A 19:00		
VIERNES 22	9:00 A 14:00	VISITA DE CAMPO	M. EN C. LUIS FELIPE SANCHEZ
	Y 16:00 A 19:00		

1. ¿Le agradó su estancia en la División de Educación Continua?

SI

NO

Si indica que "NO" diga porqué:

2. Medio a través del cual se enteró del curso:

Periódico <i>La Jornada</i>	
Folleto anual	
Folleto del curso	
Gaceta UNAM	
Revistas técnicas	
Otro medio (Indique cuál)	

3. ¿Qué cambios sugeriría al curso para mejorarlo?

4. ¿Recomendaría el curso a otra(s) persona(s) ?

SI

NO

5. ¿Qué cursos sugiere que imparta la División de Educación Continua?

6. Otras sugerencias



**FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
CURSOS ABIERTOS**

XII CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACIÓN DE ACUÍFEROS

MODULO I: GEOHIDROLOGIA

TEMA

GEOLOGÍA DEL AGUA SUBTERRANEA

**EXPOSITOR: ING. JUAN MAUEL LESSER ILLADES
PALACIO DE MINERIA
SEPTIEMBRE DEL 2000**

GEOLOGÍA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

POR: ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES

1.- ROCAS Y ACUÍFEROS

La corteza terrestre se encuentra formada por diferentes rocas y materiales que varían en su capacidad geohidrológica. Mientras que algunas tienen porosidad y permeabilidad, permitiendo el paso del agua, otras se presentan compactadas e impermeables.

Para su explicación, se tomo como ejemplo a la Zona Metropolitana de la Ciudad de México. Se agruparon los diferentes tipos de rocas y/o materiales en relación a su composición y a sus características geohidrológicas en: (1) rocas fracturadas y piroclásticos; (2) materiales granulares; (3) rocas impermeables; (4) materiales impermeables y; (5) materiales semipermeables. A continuación se describen estas unidades.

Rocas fracturadas y piroclásticos.- Un ejemplo de *roca fracturada* corresponde a los *basaltos*. Estos, son el producto de erupciones volcánicas a partir de centros eruptivos, de donde son eyectadas corrientes de lavas de composición basáltica, muchas de las cuales forman los flancos de los volcanes. Algunas de dichas coladas de lava se extiende hacia los valles en donde se encuentran formando acuíferos.

Las coladas de basalto al enfriarse, se enjutan provocando el fracturamiento de la roca, lo que ocasiona que permitan fácilmente la infiltración, circulación y almacenamiento de agua.

Los *piroclásticos* son fragmentos de material expulsados por un volcán durante las erupciones explosivas. Cuando los fragmentos presentan tamaño fino se les denominan cenizas, que al compactarse forman las *tobas*. Fragmentos de mayor tamaño y que son importantes geohidrológicamente son los denominados *tezontles*. Estos, corresponden a la misma roca basáltica que, en el momento de ser eyectada, incluye abundantes gases, lo cual hace que presente una textura de apariencia de esponja. Es común que durante las erupciones volcánicas los fragmentos de la lava sean lanzados al aire, acumulándose sobre los flancos de los conos volcánicos. Los *tezontles* asociados con las lavas

fracturadas, presentan una alta permeabilidad y permiten la fácil infiltración y circulación del agua en el subsuelo.

Materiales granulares.- Como su nombre lo indica, los *materiales granulares* corresponden a fragmentos de rocas que semejan granos, los cuales se clasifican de acuerdo a su tamaño. Se originan por la erosión y transporte de rocas que forman elevaciones topográficas. El principal agente erosivo lo constituyen las corrientes superficiales, las cuales mueven o transportan los fragmentos de roca de las partes altas de las sierras hacia las porciones bajas, donde son acumulados o depositados. Durante su trayecto, los fragmentos son redondeados obteniendo la apariencia de granos. El tamaño de estos puede variar desde fracciones de milímetro hasta varios centímetros. Los materiales granulares más finos (con diámetros menores de 1/256 y 1/16 mm) se conocen con el nombre de *arcillas y limos* respectivamente. Los materiales granulares de mayor tamaño (entre 1/16 y 2 milímetros) se denominan *arenas*, tamaños mayores de 2 milímetros corresponden a *gravas y cantos rodados*. Al encontrarse sueltos estos granos se denominan "materiales". Cuando se encuentran consolidados por cementación u otro proceso reciben el nombre de "roca". Los materiales granulares finos (arcillas y limos) presentan baja permeabilidad y se clasifican como impermeables al flujo subterráneo. Por lo que respecta a las arenas y gravas, éstas presentan permeabilidades altas y constituyen buenos acuíferos. Generalmente las arenas y las gravas incluyen un cierto porcentaje de arcilla; su permeabilidad esta en relación a la mezcla resultante.

Rocas impermeables.- Son rocas que impiden el paso de agua a través de ellas. Cuando las rocas se presentan densas y sin fracturamiento, impiden el flujo de agua a través de ellas lo cual hace que se comporten como *impermeables*.

Materiales impermeables.- Conforme se mencionó en párrafos anteriores se hizo la distinción entre "roca" (cuerpo de material compacto) y "materiales", siendo estos últimos los constituidos por fragmentos no consolidados. Cuando estos materiales son de tipo arcilloso, como es el caso de sedimentos lacustres arcillosos de lagos, entonces presentan una baja permeabilidad y pueden clasificarse como impermeables. En ciertas zonas, su permeabilidad puede llegar a permitir el paso de reducida cantidad de agua y se clasifican como materiales semipermeables (ver párrafo siguiente). Las arcillas están constituidas por fragmentos de tamaños menores de 1/256 mm. El agua que puede saturar a estos materiales, en su mayor parte es retenida por atracción molecular hacia cada uno de los granos de arcilla, como se ilustra en la figura No. 2.1 y solamente un porcentaje

muy reducido de agua circula a través de los espacios sobrantes. En general, las arcillas se consideran como material impermeable, especialmente para propósitos prácticos, ya que los pozos perforados en estos materiales rinden caudales de agua muy reducidos, generalmente menores de 1 lps lo que hace que se clasifiquen como negativos.

Materiales semipermeables.- Cuando los materiales granulares consisten en una mezcla de arcillas y arenas, los espacios libres entre granos permiten la circulación de cierta (aunque reducida) cantidad de agua, ocasionando que la permeabilidad del material sea mayor que en las arcillas pero menor que en las arenas.

Acuífero.- Se denomina *acuífero* a un cuerpo de roca que se encuentra saturado y presenta una permeabilidad tal que permite la circulación de agua en cantidades económicamente significativas y que puede ser explotada a través de pozos. Existen diferentes acuíferos entre los cuales destacan los siguientes: *Acuífero libre*; es aquel en el que la superficie del nivel estático se encuentra a la presión atmosférica. *Acuífero confinado*; es aquel que se encuentra sujeto a una presión, generalmente ocasionada por el encajonamiento del agua entre dos cuerpos impermeables. *Acuífero colgado*, es aquel que circula sobre una capa impermeable localizada arriba del nivel estático de un acuífero regional. *Acuífero semiconfinado*; es aquel que se encuentra cubierto por un material semipermeable (figura 2.2).

Acuitardo.- Es una capa que retiene pero no evita el flujo del agua hacia un acuífero adyacente. El acuitardo no permite un paso rápido del flujo del agua pero puede servir como una zona de alta capacidad de almacenamiento. También se define como un material que acepta la entrada de agua pero que la cede lentamente

2.- FUNCIONAMIENTO DE LOS ACUÍFEROS

Ciclo hidrológico

En la corteza terrestre el agua en su gran mayoría se encuentra formando parte del ciclo hidrológico.

El agua de lluvia que se precipita sobre los continentes tiene tres caminos a seguir: Evaporarse para formar las nubes; escurrir por la superficie del suelo formando arroyos y ríos que finalmente vierten sus aguas al mar e, infiltrarse en el subsuelo para formar

acuíferos. Esta agua infiltrada posteriormente es drenada por corrientes superficiales o aflora en forma de manantiales, para evaporarse o seguir su camino al mar donde también parte de ésta se evapora y continua en su ciclo natural conforme se ilustra en la figura No. 2.3. Las aguas que no se encuentran en movimiento dentro del ciclo hidrológico se caracterizan por incrementar su contenido salino y se conocen como aguas fósiles: la proporción de agua fósil respecto a agua dentro del ciclo hidrológico es sumamente baja.

El agua subterránea que forma los acuíferos proviene principalmente de la lluvia, donde parte de esta al precipitarse sobre las formaciones geológicas, se infiltra y corre a través de ellas. El agua infiltrada, en ocasiones pasa por zonas cercanas a cámaras magmáticas donde incrementa su temperatura o puede permanecer atrapada entre sedimentos en forma de agua fósil.

Distribución del agua en el subsuelo

La distribución del agua en el subsuelo se ilustra en la figura 2.4, donde se muestra el límite de la zona saturada que se denomina nivel estático. La porción que se encuentra bajo el nivel estático en la roca saturada se denomina acuífero. La zona no saturada que corresponde a la porción entre la superficie del terreno y el nivel estático recibe también el nombre de zona vadosa. Cuando los acuíferos corresponden a materiales granulares, en los pozos se produce un efecto de capilaridad que permite la ascensión del agua, dando origen a una zona denominada de aguas capilares.

Zonas de recarga

Son las principales áreas donde se infiltra el agua de lluvia. Generalmente corresponden a porciones permeables ubicadas topográficamente altas, permiten la infiltración y circulación de agua hacia los acuíferos. Estas áreas son las principales zonas de recarga.

Zonas de descarga

La salida o descarga natural del agua de los acuíferos, se realiza en forma natural a través de manantiales o del drenado por medio de ríos. Actualmente, la salida del agua de la mayor parte de los acuíferos, se realiza mediante la extracción por el bombeo de pozos.

Niveles estático, dinámico y freático

En un acuífero libre, se define como *nivel estático* a la porción superficial del acuífero (figura 2.6). En contraste, se define como *nivel dinámico* al que se refleja en un pozo al encontrarse operando, razón por la que también se le denomina *nivel de bombeo*.

Nivel piezométrico generalmente se utiliza para los acuíferos confinados donde el nivel corresponde a la presión a que está sujeta el agua del acuífero.

Recibe el nombre de *nivel freático* el nivel que presentan los acuíferos someros, cuya agua en ocasiones se denomina también como aguas freáticas.

3.- PROPIEDADES DE LOS ACUÍFEROS

Permeabilidad (K)

Dentro de los conceptos fundamentales de las características de las rocas que forman acuíferos, se encuentra el concepto de *permeabilidad*, el cual es la propiedad de un medio poroso o fracturado para permitir el paso de un fluido. Se define como el flujo de agua por unidad de tiempo que cruza una sección unitaria bajo un gradiente también unitario. Se expresa en metros por segundo. Si el fluido es agua, a la permeabilidad se le conoce también como *conductividad hidráulica*.

En la tabla No. 2.1 se muestran valores de permeabilidad para diferentes materiales, las arcillas tienen una permeabilidad del orden entre 10^{-7} y 10^{-9} m/seg; los materiales granulares 1×10^{-5} m/seg y; los basaltos 5×10^{-2} m/seg.

Porosidad $n = V_h/V_t$
 $V_h =$ Volumen de huecos
 $V_t =$ Volumen total

Porosidad efectiva (S_y) = rendimiento

$S_y = V_d/V_t$
 V_d Volumen drenado
 V_t Volumen total

Coefficiente de almacenamiento

$S =$ Coeficiente de almacenamiento
 $S_s =$ Coeficiente específico = $\frac{S_s}{b}$
 $b =$ Espesor del acuífero

Acuífero libre 2 – 30%
Acuífero confinado 0.001 – 0.00001

(K) Permeabilidad = Conductividad hidráulica
Flujo en una sección unitaria

(T) Transmisibilidad
= Flujo sobre una franja de longitud = b
 $b =$ Espesor del acuífero

Transmisibilidad (T)

La *transmisibilidad* es otra forma de expresar la facilidad con que puede circular el agua en un acuífero. Se define como la cantidad de agua que puede fluir a través de una sección unitaria bajo un gradiente unitario y un tiempo instantáneo. En la figura No. 2.5 se muestra la diferencia entre la transmisibilidad y la permeabilidad, siendo la transmisibilidad la descarga que ocurre a través de un segmento unitario respecto a la anchura pero una altura (b) que equivale al espesor del acuífero, mientras que la permeabilidad corresponde a una descarga que ocurre a través de una sección unitaria y, para ambos casos, bajo un gradiente hidráulico unitario.

Coefficiente de almacenamiento (S)

Es el volumen de agua que puede contener o almacenar una roca permeable dentro de los huecos que presenta.

Rendimiento específico (Sy)

Es el volumen drenado entre el volumen total (material + agua) en acuíferos libres el coeficiente de almacenamiento varía por lo general del 2 al 30% (0.02 a 0.30) mientras que en acuíferos confinados va de 0.001 a 0.00001.

4. ACUITARDOS

Funcionamiento

En contraste con el funcionamiento de los acuíferos tratados en el inciso 2.2. en el presente inciso se mencionan las características de los acuitardos.

Un *acuitardo* corresponde a una roca o material de baja permeabilidad que retarda pero no previene el flujo del agua de o hacia el acuífero adyacente. Las arcillas lacustres en muchos casos constituyen acuitardos.

Recarga y descarga de los acuitardos

La recarga de los acuitardos se genera por la infiltración de las aguas de lluvia o bien de las aguas que circulan a través de arroyos y canales, en forma similar a la recarga de los acuíferos pero con la diferencia de que la recarga de un acuitardo es muy lenta.

Su descarga se lleva a cabo también en forma muy lenta, generalmente como “lloraderos” que llegan a formar manantiales incipientes.

Permeabilidad de los acuitardos

La permeabilidad de los acuitardos y en especial de las arcillas que se encuentra cubriendo la parte plana del Valle de México, presentan valores de entre 10^{-7} y 10^{-9} m/seg.

Nivel freático

El nivel de saturación en las arcillas que forman el acuitardo de la Ciudad de México se encuentra muy cerca de la superficie, por lo general a profundidades del orden de 3 metros. A este nivel somero se le denomina nivel *freático*.

Asentamientos del terreno

Las arcillas que se encuentran cubriendo la parte plana del Valle de México corresponden a sedimentos de los antiguos lagos. Tienen un espesor que fluctúa entre 40 y 60 metros en la mayor parte del valle, el cual se acuña hacia las elevaciones topográficas. En las partes centrales de las zonas de Texcoco y Tlahuac-Chalco, las arcillas se encuentran intercaladas y/o mezcladas con horizontes de arenas, y llegan a presentar espesores de más de 100 metros. Las arcillas están saturadas y presentan un nivel freático a entre 2.5 y 3.5 metros de profundidad. Bajo ellas, se encuentra un acuífero que actualmente, funciona como libre, teniendo el nivel estático a cierta profundidad bajo el acuitardo, lo que provoca que éste último presente un “goteo” o drenado vertical hacia el acuífero. La pérdida de agua del acuitardo ocasiona una pérdida de su volumen, que se traduce en el asentamiento del terreno que es típico en la Ciudad de México.

Las arcillas tienen una compresibilidad que va de 0.11 a 6 centímetros cuadrados por kilogramo, una relación de vacíos que varía de 2 a 15 y; una permeabilidad entre 1×10^{-9} m/seg.

5.- CALIDAD DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS NATURALES

El agua de lluvia que se infiltra al subsuelo circula a través de las rocas disolviendo las sales y minerales que las forman, produciendo cambios en su composición química. Por lo tanto, la composición química del agua subterránea dependerá del tipo y grado de solubilidad de las rocas y sales naturales con las que el agua tiene contacto al circular por el subsuelo.

Composición química del agua de lluvia

El agua de lluvia al precipitarse sobre la corteza terrestre arrastra materiales finos que se encuentran suspendidos en la atmósfera y que en muchos casos son transportados por el

viento. La composición química general del agua de lluvia según Garrels y Mackenzie (1971), es la siguiente:

Na	1.98 ppm	Ca	0.09 ppm	HCO ₃	0.12 ppm
K	0.30 ppm	Cl	3.79 ppm		
Mg	0.27 ppm	SO ₄	0.58 ppm		

La contaminación de la atmósfera produce modificación en la composición química de las aguas de lluvia, generalmente ocasionando la presencia de lo que se denomina como “lluvia ácida”. Sin embargo, la concentración total de sales en un agua de lluvia se caracteriza por presentar valores bajos, generalmente menores de 40 miligramos por litro.

Calidad del agua en acuíferos basálticos

Los basaltos son rocas fracturadas constituidas por minerales ferromagnesianos. Presentan bajo grado de solubilidad, la alta permeabilidad de las rocas disminuye la capacidad de disolución de sales por el agua.

Por lo tanto, el agua de lluvia que se infiltra y circula por rocas basálticas se va a caracterizar por presentar bajos contenidos salinos, principalmente de bicarbonatos y sodio (del agua de lluvia), y en algunos casos magnesio, fierro y manganeso (de los minerales ferro-magnesianos).

Durante las erupciones volcánicas son comunes las emisiones de gases que contienen sales, las cuales se acumulan por lo general alrededor de los cráteres o centros eruptivos. Ocasionalmente éstas sales pueden ser transportadas y depositadas a lo largo de fallas y fracturas, por medio de soluciones hidrotermales. Por ello, ocasionalmente el agua de los acuíferos basálticos llega a tener contacto con dichos horizontes salinos e incrementa notablemente su concentración, como es el caso de los flancos de la Sierra de Santa Catarina y algunas porciones del pie de la Sierra del Chichinautzin

Origen de acuíferos con agua salada.

Otro origen de sales en el subsuelo se puede encontrar en la circulación de flujos de agua regional. Es común que estos flujos, después de circular grandes distancias y a gran profundidad, tengan contacto con sales las cuales son disueltas por el agua. Pueden

existir también focos termales que ocasiona el incremento de temperatura en el agua, lo que a su vez facilita la disolución de sales. El agua de flujos regionales puede circular y en muchas ocasiones llegar a ascender hasta la superficie o cerca de ella, a través de fallas o fracturas. El agua con altos contenidos salinos se llega a manifestar en varias formas: (1) la presencia de manantiales, en ocasiones termales, con agua salada; (2) el depósito de sales a lo largo de fracturas con mecanismos semejantes a los que en minería son comunes y se conocen como depósitos hidrotermales y; (3) la acumulación o entrapamiento de agua salada en ciertos horizontes.

Durante la perforación de un pozo, se puede llegar a atravesar una falla o un horizonte donde se encuentre atrapada el agua salina o las sales que se pueden incorporar al acuífero a través del pozo.

Las aguas naturales generalmente tienen un largo tiempo de estancia en el subsuelo. Las aguas saladas naturales, se caracterizan por la ausencia de organismos.

6.- VULNERABILIDAD DE LOS ACUÍFEROS A LA CONTAMINACIÓN (RIESGO GEHIDROLÓGICO)

Riesgo

El riesgo de que un acuífero pueda ser contaminado está en función tanto de las características propias del acuífero como de los materiales que se encuentren a su alrededor y que en determinados casos puedan servir de protección al acuífero o de permitir en mayor o menor grado su contaminación.

Por definición, el riesgo es la probabilidad de que se presente un efecto indeseable y obtiene como producto de la probabilidad del riesgo por la frecuencia.

El manejo del riesgo es la decisión de las acciones que deben de tomarse ante una contingencia.

El riesgo ambiental es la probabilidad de efectos adversos sobre humanos y otros seres vivos como resultado de agentes químicos, físicos o biológicos que ocurren en el medio ambiente.

El análisis de riesgo a la salud es la determinación de la probabilidad de afectación y mortandad sobre el ser humano.

Vulnerabilidad.-

La forma para medir el riesgo geohidrológico es lo que se conoce como vulnerabilidad de los acuíferos.

Cada lugar presenta diferentes características químicas y físicas que permiten en mayor o menor grado la contaminación de los acuíferos. Un método para calcular la vulnerabilidad es el denominado DRASTIC, publicado por la EPA (Environmental Protection Agency). Este método toma en cuenta los factores siguientes:

- Profundidad al nivel estático
- Recarga neta
- Tipo de roca
- Tipo de suelo
- Pendiente del terreno
- Zona vadosa
- Permeabilidad

Su nombre esta formado por las siglas en ingles de los factores mencionados: **D**epth, **R**echarge, **A**quifer, **S**oil, **T**opography, **I**mpact **C**onductivity.

Profundidad al nivel estático

La profundidad al nivel del agua es un factor importante en la vulnerabilidad de los acuíferos. debido a que está en relación con la distancia que el contaminante va a viajar antes de alcanzar al acuífero, dando oportunidad para que existan procesos como la oxidación, adsorción y en general la atenuación del contaminante. Por otra parte, las aguas que se encuentran a profundidad implican mayores tiempos de estancia en el subsuelo. Mientras mayor sea la profundidad al nivel estático, la vulnerabilidad será menor.

En la tabla 2.2 se muestran los valores con que el programa DRASTIC de la EPA clasifica la vulnerabilidad de los acuíferos. Cuando la profundidad al agua se encuentra a

entre 0 y 1.5 metros se le asigna un valor de 10 puntos, mientras que cuando el agua se encuentra a profundidades mayores de 30 metros, el valor con que se califica es de 1 punto. Además, la calificación asignada es multiplicada por el peso específico de cada factor, que se consigna en la misma tabla.

Cantidad de recarga (recarga neta)

La recarga típica de los acuíferos es la precipitación pluvial, la cual se infiltra a través del subsuelo hasta el acuífero. La recarga neta consiste en la cantidad de agua que se infiltra por unidad de área. El agua que se infiltra transporta al contaminante. De acuerdo al volumen de agua existirá un parámetro de dispersión y dilución del contaminante. La cantidad de agua que se recarga es el principal vehículo para el transporte de contaminantes. Mientras mayores sean los volúmenes de recarga, mayor será el potencial de contaminación al subsuelo, lo cual se cumple hasta que la cantidad de recarga es tan grande que causa dilución del contaminante. En la tabla 2.3 se muestran valores para calcular la vulnerabilidad a partir de recargas netas de agua al subsuelo.

Tipo de roca

La vulnerabilidad del acuífero a la contaminación está influenciada también por el tipo de materiales que constituyen el subsuelo. Materiales granulares pueden “filtrar” a los contaminantes presentes en el agua al existir procesos de adsorción, reacción o dispersión. En los acuíferos formados en rocas fracturadas prácticamente no se presenta la atenuación de contaminantes, por lo que estos son más vulnerables a la contaminación.

En la tabla 2.4 se presentan las calificaciones que el programa DRASTIC aplica a diferentes tipos de rocas, observándose que los basaltos son muy vulnerables, calificándose con el valor 9, en contraste con otros tipos como se indica en la tabla.

Tipo de suelo

Incluye a la porción superficial del terreno donde generalmente existe una actividad biológica significativa. En esta clasificación, se considera al suelo como la porción superficial de terreno con una profundidad máxima de 2 metros. Los suelos tienen un impacto significativo en la cantidad de agua que se puede infiltrar en el subsuelo y por lo tanto en la habilidad para mover a un contaminante en forma vertical a través de la zona

vadosa. La presencia de materiales finos tales como arcillas, disminuyen la permeabilidad y restringen el movimiento de contaminantes. Por otra parte, existen procesos de filtración, biodegradación, adsorción y volatilización, que remueven partículas contaminantes.

Otra variables es el tipo de suelos, el cual puede variar de una grava a arena y arcilla. En la figura 2.5 se muestra una tabla con calificaciones de acuerdo al tipo de suelos.

Pendiente del terreno

La topografía del terreno ayuda a controlar que el contaminante permanezca en un sitio (donde la pendiente tiende a ser horizontal) o sea arrastrada hacia otros sitios (donde la pendiente es fuerte). Este efecto se encuentra asociado con el grado de infiltración, siendo este menor en las zonas donde la pendiente del terreno es fuerte y mayor donde la pendiente es moderada o nula. En la tabla No. 2.6 se muestran los rangos de calificaciones de acuerdo a la pendiente del terreno.

Zona vadosa

La zona vadosa o zona de aereación, es la que se encuentra entre la superficie del terreno y el nivel estático. En esta porción se producen procesos de biodegradación, neutralización, filtración, reacciones químicas, volatilización y dispersión. El grado de biodegradación y volatilización decrece con la profundidad. De acuerdo a la composición de los materiales que constituyen a la zona vadosa, esta presenta un rango de calificación de vulnerabilidad el cual se muestra en la tabla No. 2.7.

Permeabilidad

La permeabilidad es la facilidad que presenta un medio para que circule el agua a través de él. En zonas donde la permeabilidad es alta, existirá mayor vulnerabilidad a la contaminación. Donde los materiales presentan transmisibilidades bajas, el factor de contaminación disminuye.

Para calcular este factor, inicialmente se mide la permeabilidad del material, ya sea mediante pruebas de bombeo o bien en forma general utilizando tablas como la del tipo de la mostrada en la figura No. 2.8. Posteriormente y conociendo el valor de

permeabilidad, se obtiene la calificación de la vulnerabilidad respecto a este parámetro. la cual se muestra en la tabla No. 2.9.

Cálculo de la vulnerabilidad de una zona

Aplicando los valores de vulnerabilidad para cada uno de los factores mencionados, en los párrafos anteriores se obtiene un valor de vulnerabilidad para un sitio. Así por ejemplo, en una zona con rocas basálticas y una porción de medios granulares las calificaciones serían de 164 y 35 conforme se muestra en la tabla 2.9, siendo los basaltos de mayor vulnerabilidad que los materiales granulares.

Tabla 2.2.- Valores de vulnerabilidad
De acuerdo a la profundidad al nivel estático

Rango en metros	Valor
0-1.5	10
1.5-4.5	9
4.5-9.0	7
9.0-15.2	5
15.2-23.0	3
23.0-30.0	2
30.0-0+	1
Peso específico: 5	

Tabla 2.3.- Recarga neta

Rango en mm	Valor
0-50	1
50-100	3
100-175	6
175-250	8
250-+	9
Peso específico: 4	

Tabla 2.4.- Tipo de roca

Tipo	Rango	Valor Típico
Lutita	1-3	2
Rocas ígneas y metamórficas	2-5	3
Rocas ígneas y metamórficas intemperizadas	3-5	4
Secuencias de capas de arenisca, caliza y lutita	4-6	5
Tilita	5-9	6
Arenisca	4-9	6
Caliza	4-9	6
Arena y grava	4-9	8
Basalto	2-10	9
Caliza cástica	9-10	10
Peso específico: 3		

Tabla 2.5.- Tipo de suelo

Tipo	Valor
Capa delgada o ausente	10
Grava	10
Arena	9
Carbón	8
Agregado de arcillas	7
Mezcla Arenosa	6
Mezcla	5
Mezcla limosa	4
Mezcla arcillosa	3
Abono	2
Arcilla	1
Peso específico: 2	

Tabla 2.6 Pendiente del terreno
(ángulo de inclinación en %)

Rango %	Valor
0-2	10
2-6	9
6-12	5
12-18	3
18+	1
Peso específico: 1	

Tabla 2.7 Zona vadosa

Tipo	Rango	Valor típico
Capa confinante	1	1
Limo o arcilla	2-6	3
Lutita	2-5	3
Caliza	2-7	6
Arenisca		
Horizontes de caliza, arenisca y lutita	4-8	6
Arena y grava con alto contenido de limo y arcilla	4-8	6
Rocas ígneas y metamórficas	4-8	4
Arena y grava	6-9	8
Basalto	2-10	9
Caliza carstica	8-10	10
Peso específico: 5		

Tabla 2.8.- Permeabilidad en varios tipos de roca
Conductividad hidráulica
(m/s)

Rango	Valor
$5 \times 10^{-7} - 5 \times 10^{-5}$	1
$5 \times 10^{-5} - 1 \times 10^{-4}$	2
$1 \times 10^{-4} - 3 \times 10^{-4}$	4
$3 \times 10^{-4} - 5 \times 10^{-4}$	6
$5 \times 10^{-4} - 9 \times 10^{-4}$	8
$9 \times 10^{-4} +$	10
Peso específico: 3	

Tabla 2.9.- Ejemplo del cálculo de vulnerabilidad

Factor	Sierra de basaltos	Valle de material granular Cubierto por arcillas
Nivel estático	5	5
Recarga neta	36	4
Tipo de roca	27	6
Tipo de suelo	20	2
Pendiente del terreno	1	10
Zona vadosa	45	5
Permeabilidad	30	3
Suma	164	35
Clasificación	altamente vulnerable	reducida vulnerabilidad

7.- CARACTERÍSTICAS DEL ACUÍFERO DE LA CIUDAD DE MÉXICO

El presente trabajo tiene como referencia el agua subterránea contenida en el acuífero que subyace a la Ciudad de México y sus alrededores, por lo que se incluyen a continuación las características generales del acuífero, las cuales fueron tomadas de los estudios DGCOH-5-111-1-181-1 y DGOCH-5-111-1-0415.

Geología general

La zona estudiada se encuentra dentro de la Providencia Fisiográfica del Eje Neovolcánico, caracterizada por existir en ella numerosos volcanes que han dado origen a sierras volcánicas y cuencas lacustres. En las primeras, predominan lavas y piroclásticos, mientras que en las cuencas lacustres se interdigitan aluviones, sedimentos lacustres, lavas y piroclásticos de edad que va del Terciario al Reciente. Estas, sobreyacen a rocas calcáreas marinas de edad cretácica.

El Valle de México se encuentra limitado al oeste por sierras andesíticas terciarias (Sierra de Las Cruces); al sur por basaltos cuaternarios (Sierra del Chichinautzin); al norte por rocas volcánicas terciarias (Sierra de Guadalupe); hacia el noreste se abre una planicie lacustre (Exlago de Texcoco) y; en la porción central-este se encuentra una sierra de basaltos cuaternarios (Cerro de La Estrella y Sierra de Santa Catarina). El valle, de forma prácticamente plana, está formado por los sedimentos arcillosos de los antiguos lagos de Texcoco, México, Xochimilco y Chalco.

El valle está formado por sedimentos lacustres que sobreyacen a aluviones y basaltos que forman en conjunto un paquete de materiales de varios cientos de metros de espesor. A profundidades del orden de 1600-2000 metros, se han detectado, mediante perforaciones, rocas sedimentarias marinas del Cretácico.

La zona estudiada es eminentemente volcánica. Está circundada en su mayor parte por sierras que, por su actividad volcánica, formaron cuencas cerradas donde se originaron lagos con sus consecuentes depósitos.

Estratigrafía e historia geológica cretácico

Las rocas más antiguas corresponden a sedimentos calcáreos marinos de edad Cretácica, las cuales no afloran pero han sido encontrados a profundidades de entre 1600 y 2000 metros en perforaciones realizadas por PEMEX en el año de 1986.

Las rocas calcáreas han sido correlacionadas con los sedimentos cretácicos que afloran en el Estado de Morelos, donde por lo general se comportan como impermeables al flujo subterráneo, ya que los pozos perforados en calizas han resultado en su mayoría negativos por bajo rendimiento. Por lo anterior, las rocas calcáreas marinas que han sido detectadas a alrededor de 1600 – 2000 metros de profundidad en el Valle de México, podrían ser pobres geohidrológicamente.

Terciario

Sobre los sedimentos cretácicos se encuentra una alternancia de productos volcánicos y aluviales que alcanzan espesores de alrededor de 2000 metros.

Las rocas aflorantes más antiguas que forman el Valle de México, consisten en rocas volcánicas y material granular del Terciario. Estas, forman las sierras del norte, este y oeste. Dentro de la secuencia volcánica terciaria, F. Mosser (1974) en su cartografía geológica ha distinguido vulcanitas del Mioceno constituyendo a lo que denomina como Sierras Mayores, Tmv. Le sobreyacen andesitas y dacitas también del Grupo Sierras Mayores, así como la Formación Tarango constituida por tobas, aglomerados, depósitos fluviales, delgadas capas de pómez, horizontes de cenizas y arenas, y en algunos sitios intercalaciones de lahares y lacustres, las cuales han sido asignadas al Plioceno Inferior.

Culmina la secuencia terciaria con lavas y piroclásticos que forman los principales conos volcánicos.

Cuaternario

Sobre los depósitos mencionados en el inciso anterior, se encuentran productos volcánicos, sedimentos lacustres y aluviones, todo ello del Cuaternario. Forman la mayor parte de los afloramientos y constituyen el acuífero que es explotado en el valle.

Emisiones volcánicas del cuaternario cerraron la cuenca del Valle de México, la que antes de esta época drenaba hacia el sur. Los productos volcánicos dieron origen a la Sierra del Chichinautzin con el emplazamiento de numerosas lavas y piroclásticos eyectados a través de un gran número de conos volcánicos de tamaño que varía de menos de uno a varios kilómetros de diámetro. Al mismo tiempo, se formó la Sierra de Santa Catarina.

Antes y durante el cierre hidrológico del sur por los volcanes de la Sierra del Chichinautzin, se depositaron aluviones intercalados con corrientes lávicas. El cierre de la cuenca formó grandes lagos que propiciaron el depósito de materiales finos que actualmente funcionan como un acuitardo.

En los lagos formados hacia Texcoco, predominaba el agua salada y la evaporación originaba horizontes salinos o bien agua salobre. En los lagos del centro de México Tenochtitlán y del sur, existía una continua alimentación de aguas provenientes principalmente de los basaltos y piroclásticos de la Sierra del Chichinautzin, lo que dio origen a lagos de agua dulce. Los depósitos arcillosos lacustres producto de los lagos y que actualmente forman la porción superficial del valle, no son homogéneos e incluyen horizontes arenosos. Su estudio ha sido detallado por mecanistas de suelos, debido a su importancia en el asentamiento de la ciudad y su repercusión a obras civiles.

Acuitardo y acuíferos

Arcillas lacustres recientes (acuitardo)

Los sedimentos recientes en el Valle de México, están representados por arcillas de los antiguos lagos de Texcoco, México, Xochimilco, Tlahuac y Chalco. Desde su origen, se distinguieron los depósitos de Texcoco por incluir altos contenidos salinos,

aparentemente producto de manantiales, en contraste con el agua “dulce” hacia el centro y sur.

El espesor de las arcillas lacustres es variable. Va desde más de 100 metros en algunas zonas como Tlahuac-Chalco y Texcoco hasta acuñarse y desaparecer en el borde del antiguo lago.

Las arcillas se encuentran saturadas. Presentan una baja permeabilidad, del orden de 10.9 m/seg y geohidrológicamente funcionan como un acuitardo.

Basaltos y aluviones (acuífero)

Los productos volcánicos y aluviones cuaternarios mencionados anteriormente, presenta permeabilidad media o alta. Al encontrarse constituyendo el subsuelo en la zona del valle, forman el acuífero de la región. Cuando afloran en las zonas topográficamente altas, dan origen a zonas de recarga de agua subterránea.

Profundidad al nivel estático

Con los valores relativos a la profundidad al nivel estático medidos en cada uno de los pozos piloto para el presente año de 1995, se trazó una configuración (figura 2.7) que muestra la distribución de valores, la cual va de 30 a 180 metros. Los valores menores, se encuentran hacia la parte central de los valles, mientras que los valores más altos se ubican hacia los flancos de las sierras que circundan al valle.

ZONA METROPOLITANA DE LA CIUDAD DE MÉXICO

En la zona metropolitana de la Ciudad de México que enmarca esencialmente al Distrito Federal, se observan curvas de profundidad entre 100 y 180 metros al pie de la Sierra de Las Cruces. Esto es debido a que los pozos se encuentran perforados en partes altas. Una distribución de valores similar, se observa en los pozos del sistema sur, entre Xochimilco y Tecomitl, donde varios pozos se ubican en zonas topográficamente altas, por lo que la profundidad al nivel estático se encuentra a entre 80 y 130 metros de profundidad, como se marca en las curvas de la configuración piezométrica. En algunos puntos locales como en el pozo del Reclusorio Sur la profundidad al nivel del agua es de 172 metros de profundidad.

Los valores de profundidad disminuyen hacia el valle. Por lo general, en una franja alargada norte-sur en la zona de lomerios del poniente, que va desde Azcapotzalco pasando por la Avenida.

Constituyentes y a lo largo del anillo periférico hasta Perisur y el Estadio Azteca, se encuentran valores de profundidad al nivel estático que van de 50 a 80 metros.

Valores menores de 60 metros dominan la parte central de los valles. En los alrededores del aeropuerto Internacional Benito Juárez, la profundidad al nivel del agua es de 40 metros, al oeste del aeropuerto, entre la Avenida Eduardo Molina y la Calzada Ignacio Zaragoza, se encuentra una zona con valores de 30 metros; hacia el centro histórico y entre la Avenida Insurgentes, el Viaducto Miguel Aleman, el aeropuerto Internacional Benito Juárez y Los Indios Verdes, se encuentra la zona con profundidades de entre 30 y 40 metros.

Hacia el valle de Xochimilco-Tlahuac, el nivel del agua se encuentra a profundidades de entre 30 y 50 metros. En la batería de pozos Tlahuac-Neza, se presentan valores de alrededor de 50 metros de profundidad al nivel estático.

VALLE DE CHALCO

En la porción suroriental de la zona de trabajo se encuentra el valle de Chalco, donde las profundidades máximas al nivel del agua se ubican hacia los flancos de las sierras. Al norte del valle, en los alrededores de San Francisco Acuautla, el nivel estático se encuentra a poco más de 80 metros de profundidad. En las estribaciones de las sierras de Santa Catarina y El Pino, el nivel se encuentra a 60-70 metros de profundidad y en la Sierra del Chichinautzin a 50-60 metros.

Los valores disminuyen hacia el valle, donde se registraron profundidades en algunos casos menores de 30 metros. En los pozos que constituyen la batería Mixquic-Santa Catarina, localizados en el límite entre el Distrito Federal y el Estado de México, las profundidades al nivel del agua varían alrededor de 30 metros. Al sur de Chalco, se encuentran varios pozos con niveles estáticos más someros, posiblemente debido a la influencia de un acuífero colgado, freático, ya que alrededor de ellos se presentan valores de entre 30 y 40 metros de profundidad al nivel estático.

VALLE DE TEXCOCO

En la zona noreste del área estudiada se encuentra el valle de Texcoco, donde la profundidad al nivel estático presenta las características siguientes:

Hacia el centro del vaso del exlago de Texcoco, se encuentran los niveles más someros los cuales son menores de 30 metros. Prácticamente en todo el vaso del lago de Texcoco el nivel estático se encuentra a profundidades de entre 30 y 40 metros.

Hacia los flancos de la sierra y conforme la topografía se eleva, se presentan profundidades al nivel estático ligeramente mayores que en el valle. En el poblado de Texcoco y en una franja orientada norte-sur que se extiende desde Chiconcuac y Papalotla hasta Chicoloapan de Juárez, las profundidades al nivel estático varían entre 40 y 60 metros.

ÁREA DE CHICONAUTLA

En el extremo norte de la zona estudiada se localizan en el poblado de Ojo de Agua y el Cerro de Chiconautla, en cuyos alrededores se encuentran perforados varios pozos cuyos niveles estáticos se ubican a alrededor de 50 metros de profundidad.

ELEVACIÓN DEL NIVEL ESTÁTICO

Por lo que se refiere al área correspondiente al Distrito Federal, se observan elevaciones que van de 2230 metros sobre el nivel del mar en la zona sur-poniente (Contreras, Pie del Ajusco) y que disminuyen paulatinamente hacia el oriente y nor-oriente. En general, al pie de las sierras del poniente y sur, se encuentran las equipotenciales 2230 a 2180, indicando una zona de alimentación por flujo subterráneo que va de las elevaciones topográficas hacia el valle.

Dentro del acuífero alojado en el valle de la Ciudad de México, las curvas piezométricas permiten la diferenciación de tres zonas: Azcapotzalco, centro y centro-este. Tlalpan-Xotepingo.

En el área de Azcapotzalco se encuentra un cono piezométrico delimitado por las curvas con valores 2190, 2180 y 2175 msnm. Se hace notar de que esta distribución de curvas

cerradas formando el cono piezométrico, se ha venido observando desde el año de 1984, siendo notorio que en los últimos años el nivel se ha recuperado.

Por lo que se refiere a la zona centro-este, delimitada por la curva 2195 msnm. que tiene un trazo aproximado que va de la Calzada de Tlalpan hacia el oriente rumbo al aeropuerto Internacional Benito Juárez. Hacia la parte central de esta área, se encuentran tres curvas cerradas con valores de 2200 msnm que forman en general una zona piezométrica ligeramente más alta que su entorno. De acuerdo al conocimiento obtenido mediante los diversos estudios que se han realizado, se deduce que este “domo” piezométrico (o elevaciones ligeramente mayores) ubicados hacia el Centro Histórico, son debidas a la presencia de espesores fuertes de materiales arcillosos, cuyo drenado es lento; además, en esta zona la extracción de agua del subsuelo es mínima, mientras que hacia sus alrededores se encuentra un mayor número de pozos con su consecuente extracción y abatimiento.

Hacia el área de Tlalpan-Xotepingo, se encuentra un cono piezométrico que se ha venido formando y agregando en los últimos años. Este, está delimitado actualmente por la curva 2180 msnm y se extiende desde el Cerro de La Estrella al noreste, hasta el Estadio Azteca al suroeste. Su formación ha sido la consecuencia de la concentración de la extracción de agua subterránea en esta porción.

Valle de Chalco

En el Valle de Chalco se trazaron curvas piezométricas que van de 2220 a 2200 metros sobre el nivel del mar. Los valores mayores se ubican hacia los flancos de las sierras y disminuyen hacia el centro del valle, de donde se deduce un gradiente piezométrico del norte al sur o sea de las Sierras de Santa Catarina y El Pino, hacia el Valle de Chalco; del este al oeste o sea de la Sierra Nevada a la altura de San Martín Cuautlalpan hacia Chalco; de sur a norte o sea de los poblados de Tecomitl y Temamatla hacia Chalco y; del poniente al oriente o sea de Tlahuac hacia Chalco.

Esta zona forma un subsistema acuífero que se puede estudiar en forma independiente a los descritos anteriormente. Presenta un puerto topográfico hacia el norte, entre las Sierras de Santa Catarina y El Pino. Hacia el oeste, a la altura de Tlahuac, existe un parteaguas subterráneo que indica que no hay movimiento o paso del agua de este valle hacia el oeste.

Al oriente del valle, se encuentran algunos puntos con cotas piezométricas arriba de 2220 msnm, que permiten el trazo de curvas aisladas. Estas zonas podrían estar influenciadas por condiciones locales, posiblemente horizontes arcillosos de menor permeabilidad comparativamente con las áreas circundantes, lo que motiva movimientos de agua con diferentes velocidades y el establecimiento de variaciones en los gradientes hidráulicos.

Valle de Texcoco

Hacia el noreste de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México se encuentra el poblado de Texcoco, así como la zona plana del exvaso del lago de Texcoco. En su conjunto, se denominó en el presente trabajo como “Subsistema Acuífero de Texcoco”. En ésta área se delimitaron curvas piezométricas que van de 2195 a 2240 msnm. Los valores mayores se localizan al pie de las elevaciones topográficas que se encuentran al este de Texcoco, a partir de donde disminuyen en dirección al poniente indicando un flujo de agua subterránea en la misma dirección. A partir de las Sierras de Santa Catarina y El Pino (que limitan a éste valle en su porción sur), se presentan curvas de 2220 msnm que disminuyen en dirección al norte.

Alrededor de la Sierra de Guadalupe (en la porción occidental de este valle), existe también un flujo o recarga de agua subterránea hacia el Valle de Texcoco, el cual fue marcado con las curvas 2195 y 2200 msnm.

Como se observa en el plano de la figura 3.2, existe un parteaguas subterráneo al noroeste del Aeropuerto Internacional Benito Juárez de la Ciudad de México, que ocasiona una bifurcación; un flujo que se establece hacia Azcapotzalco y otro que se dirige al Valle de Texcoco. Hacia el sureste del aeropuerto, existe comunicación entre los dos subsistemas acuíferos mencionados, aunque hacia Texcoco el gradiente hidráulico es prácticamente nulo. Por ello, se optó por dividir a los valles de la Ciudad de México y el de Texcoco, trazando una línea divisoria entre la Sierra de Guadalupe, el Aeropuerto Internacional, El Peñón del Marqués y la Sierra de Santa Catarina.

El flujo dentro del Valle de Texcoco, es en general de tipo radial, tendiendo a fluir hacia el centro del mismo. Presenta dos salidas subterráneas. La primera al suroeste (hacia la Ciudad de México) y la segunda hacia el noroeste (hacia Chiconautla). En Chiconautla por considerarse conveniente se cerró el sistema acuífero de Texcoco marcando un parteaguas subterráneo que cruza el valle entre las dos elevaciones topográficas.

Evolución del nivel estático

Las configuraciones piezométricas son una forma de representar gráficamente al acuífero. El estudio de estas configuraciones en diferentes fechas, permite deducir las variaciones que ha sufrido como consecuencia esencialmente de la extracción de agua por bombeo.

Utilizando los valores obtenidos en el presente año de 1995, se calcularon evoluciones del nivel estático para un período de 1985-1995 y 1993-1995.

Evolución del período 1985-1995

Se trazó una configuración (figura 2.9) observándose valores que van de 0 a -15 metros

En la Ciudad de México, en la porción comprendida por el Distrito Federal, las menores evoluciones registradas se encuentran en la parte norte mientras que las evoluciones negativas o abatimientos más fuertes se registraron hacia el sur.

En el norte, alrededor de Azcapotzalco, se trazó la curva 0 que indica que el nivel estático no ha variado en los últimos 10 años. Hacia el sur de Azcapotzalco o sea entre la Calzada México-Tacuba y continuando al sur hasta aproximadamente la Avenida Río Churubusco, la evolución fue negativa o sea que existió un abatimiento de entre 5 y 10 metros.

Continuando hacia el sur y en una zona entre el Río Churubusco y el anillo periférico sur, se encuentran abatimientos mayores, los que en general van de 10 a 13 metros con algunas áreas donde alcanzan los 15 metros.

La evolución del nivel estático en los últimos 10 años es un reflejo de la extracción de agua subterránea, la cual ha sido comparativamente mayor hacia el sur. Al centro y norte de la ciudad, la extracción ha disminuido, además de que el rendimiento de los pozos es menor.

En los alrededores del Valle de Chalco, se presentan abatimientos que van de 0 a 13 metros. Los valores que predominan en prácticamente todo el valle son de -10 a -12 metros para el período mencionado, lo que equivale a un abatimiento medio anual de 1 metro por año. En este valor medio, se debe de tomar en consideración que hacia el año

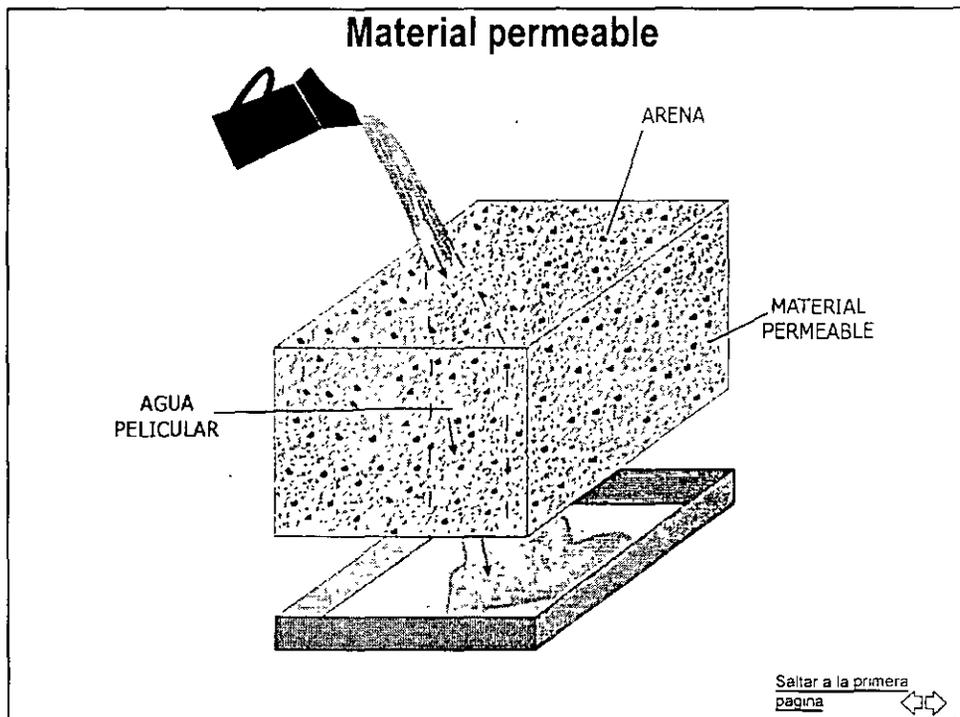
de 1985 la extracción de agua en esta zona era baja y por lo tanto la evolución del nivel fue mínima, mientras que, hacia 1995 las extracciones se presentan en mayor rango y consecuentemente los abatimientos son mayores.

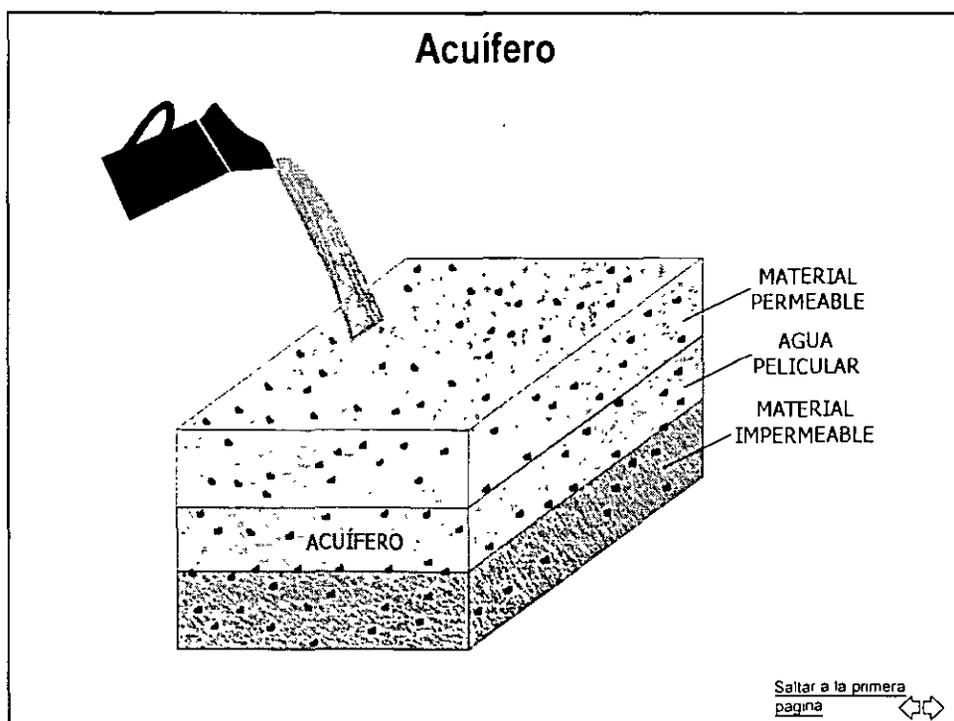
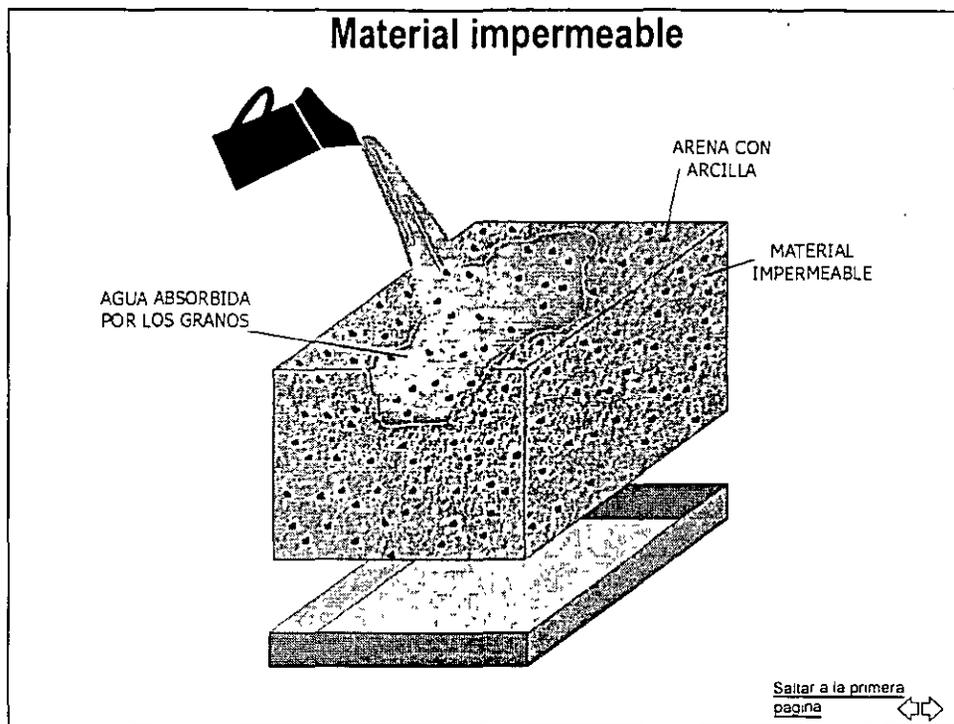
En el área de Texcoco la historia piezométrica permite obtener solo datos parciales de la evolución para el periodo de 1985-1995. Solamente al sur del poblado mencionado se marcan las evoluciones de -5 a -13 metros.

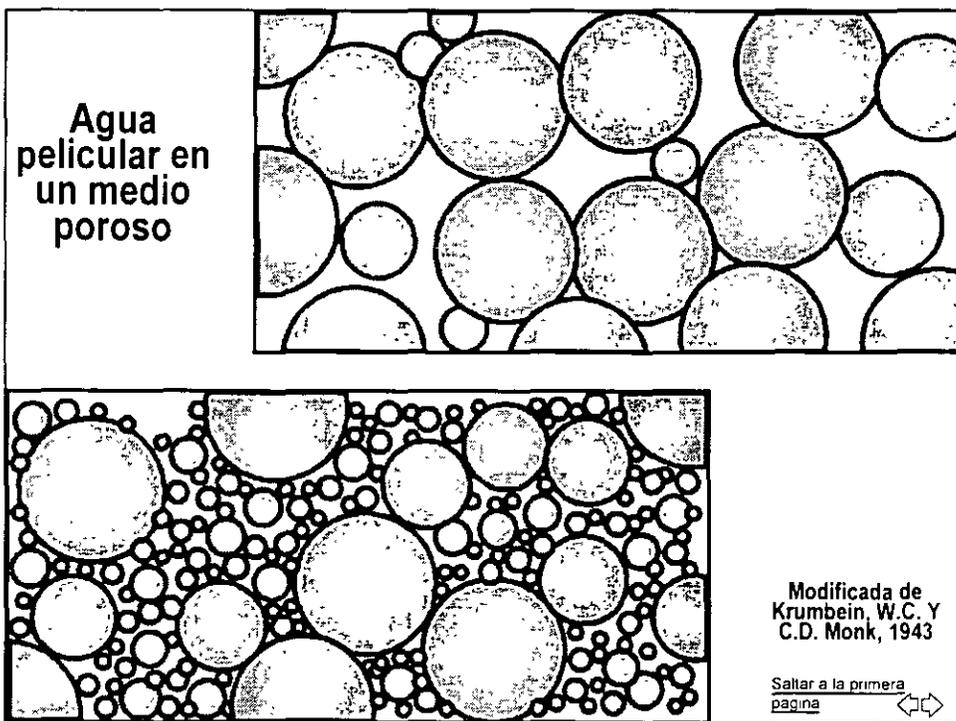
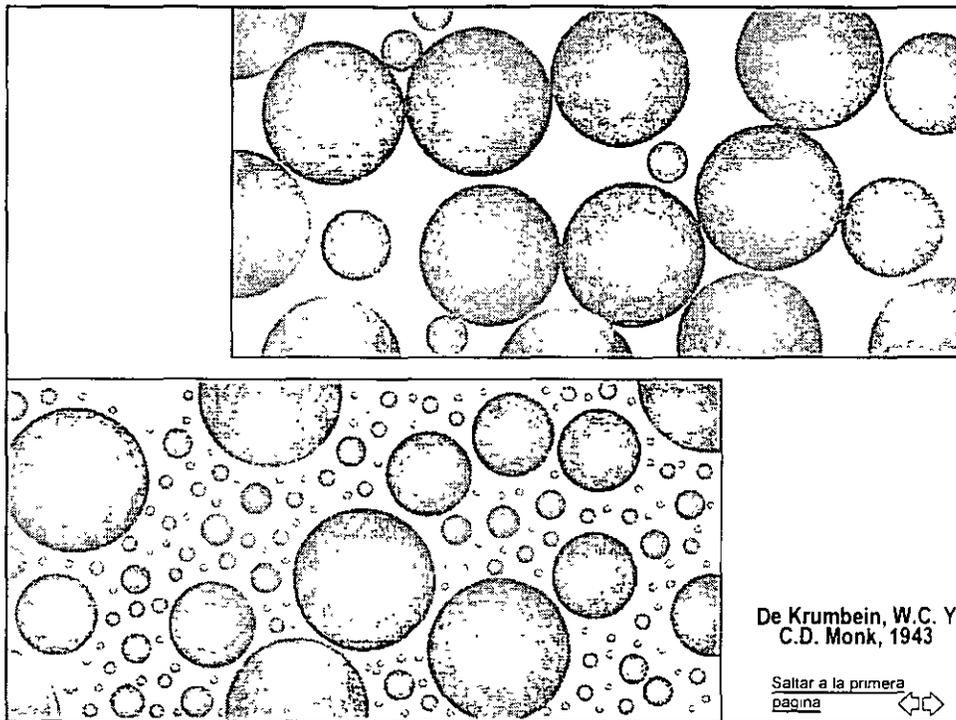
Geohidrología

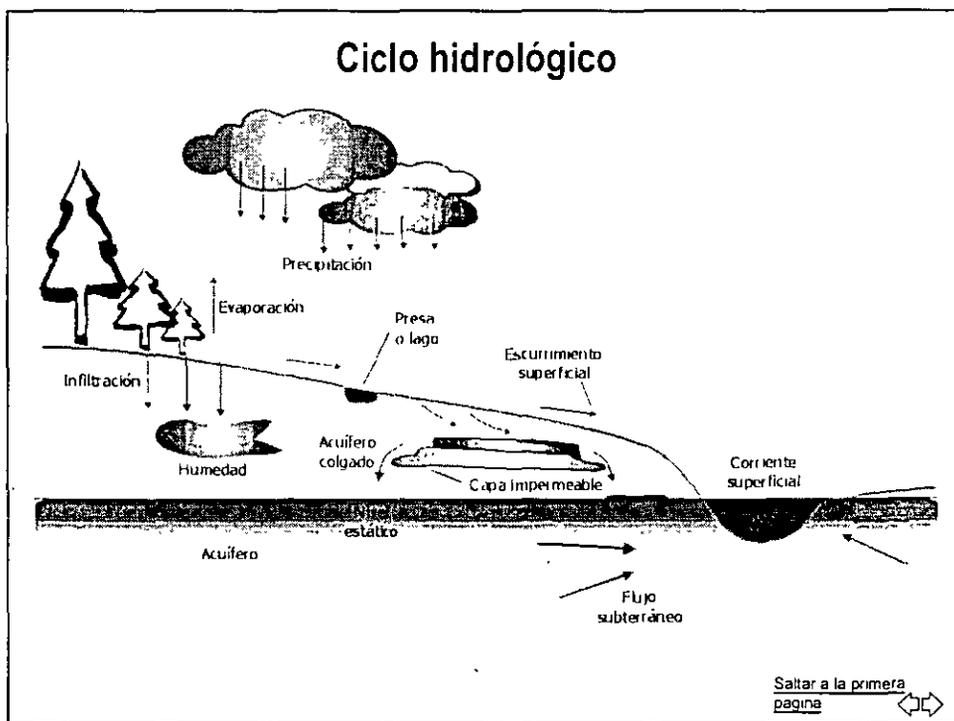
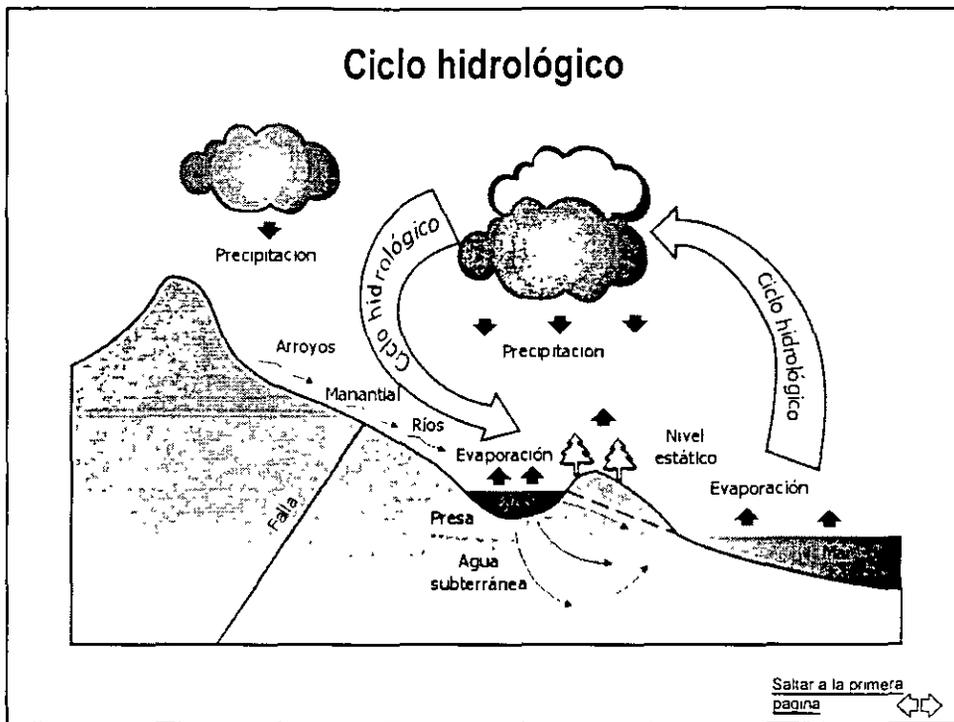
■ Por: Ing. Juan Manuel Lesser

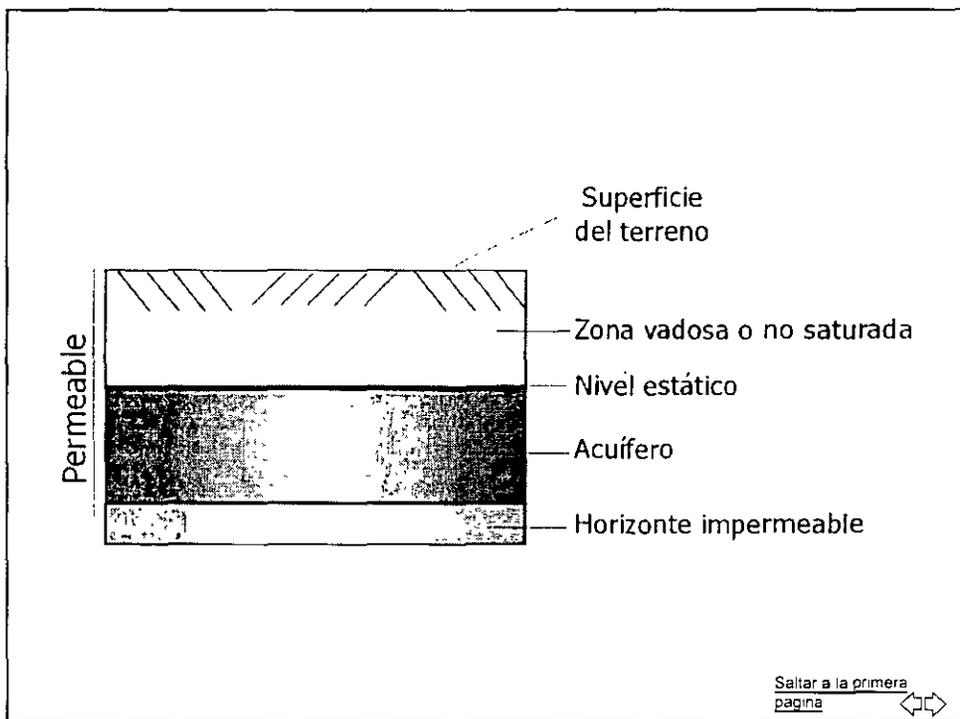
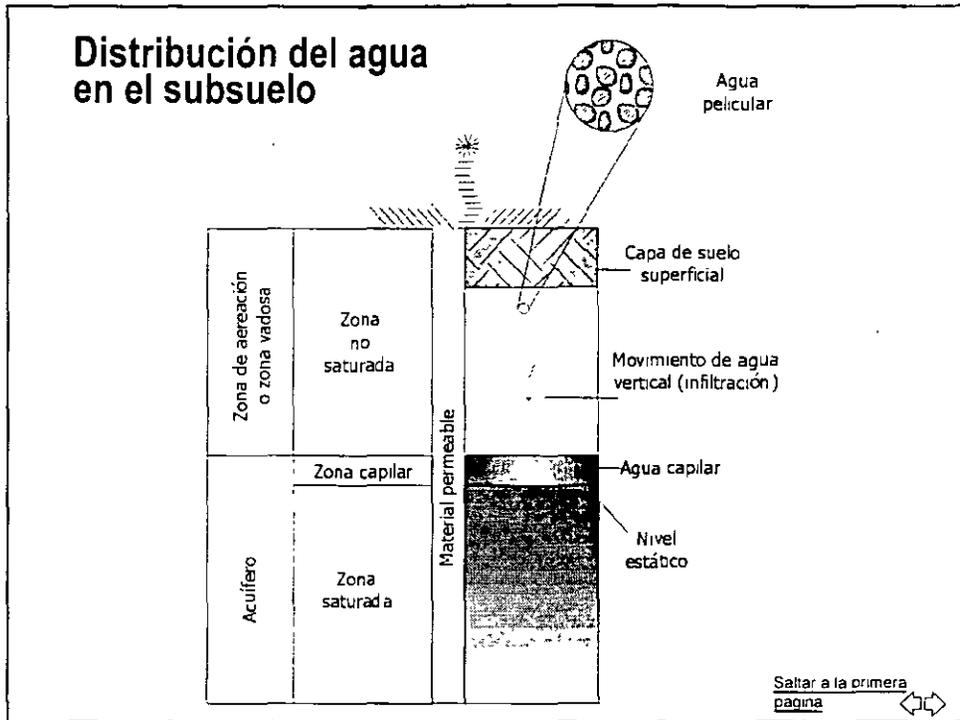
[Saltar a la primera página](#)



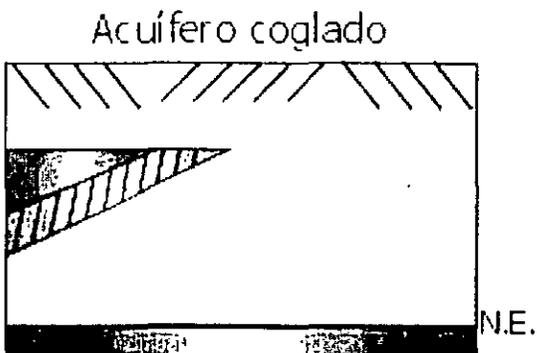
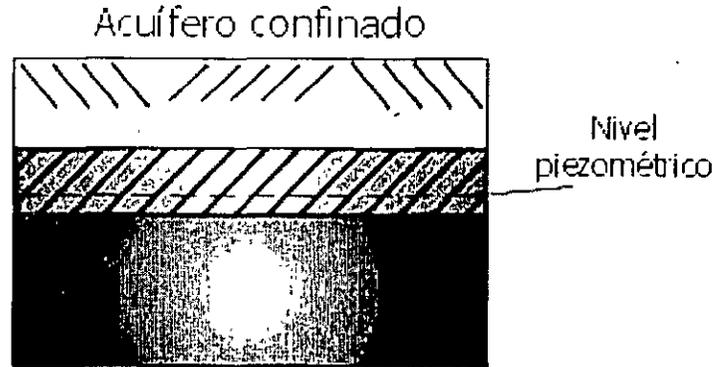
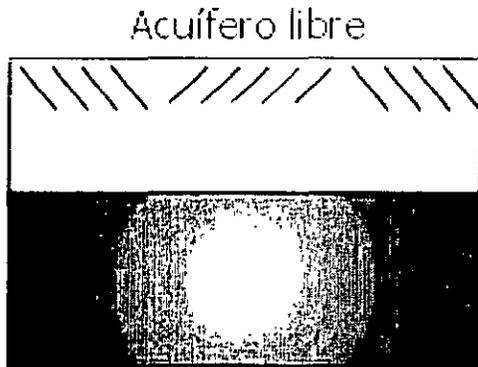
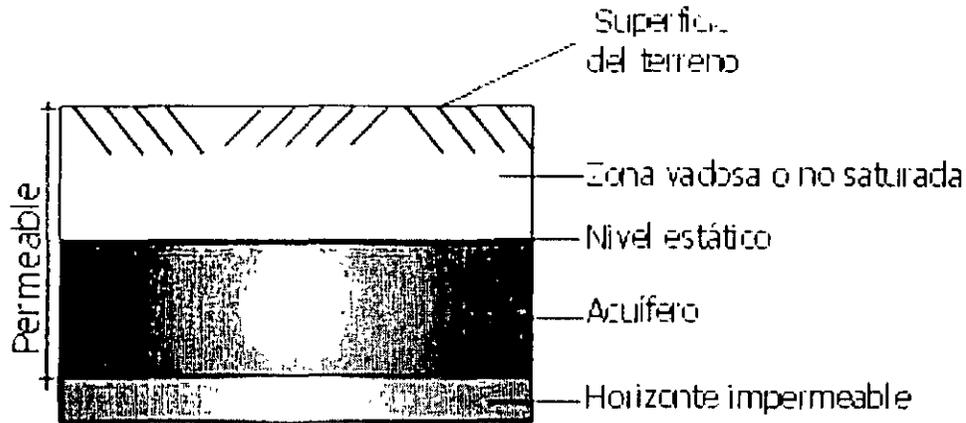


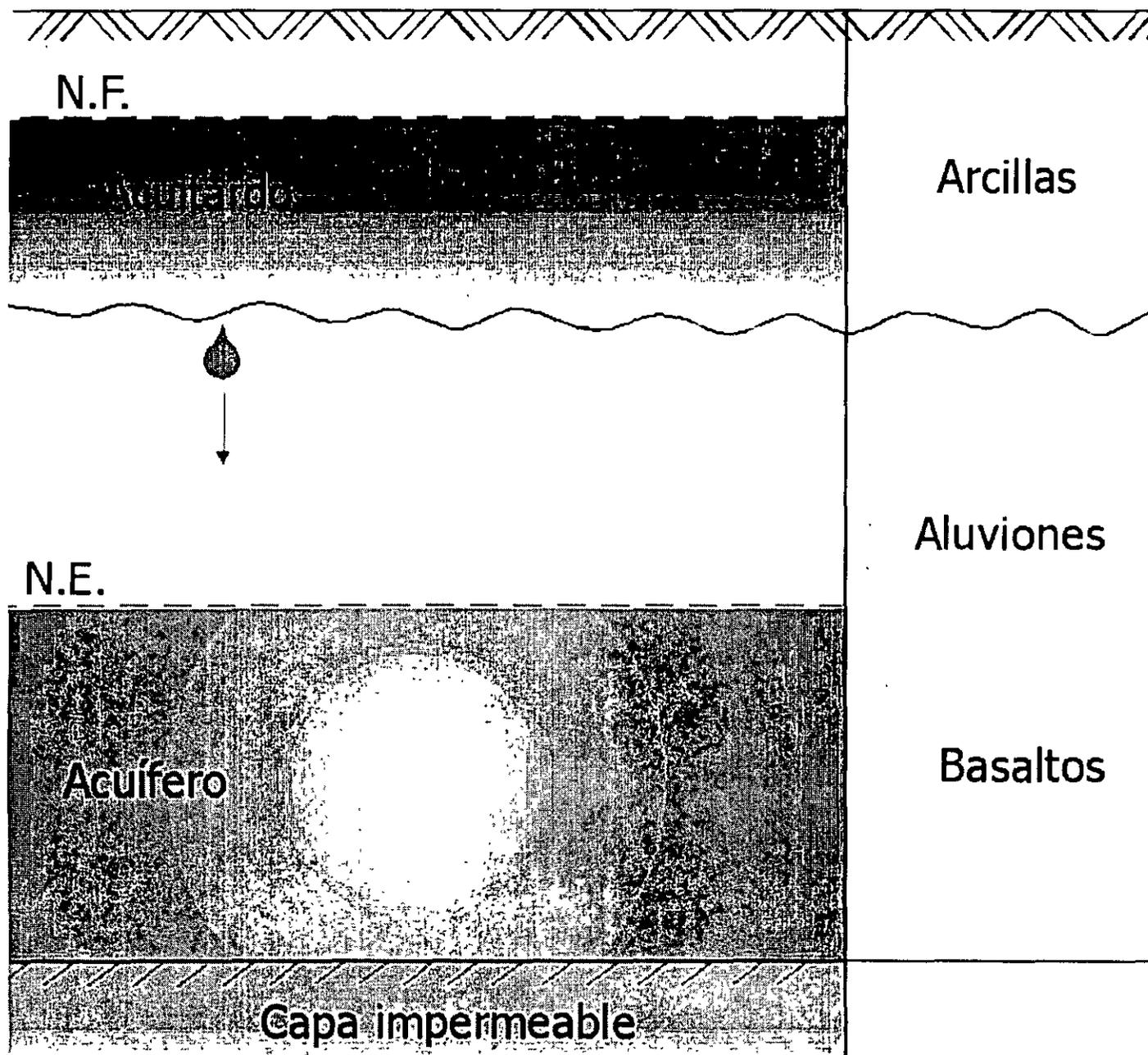




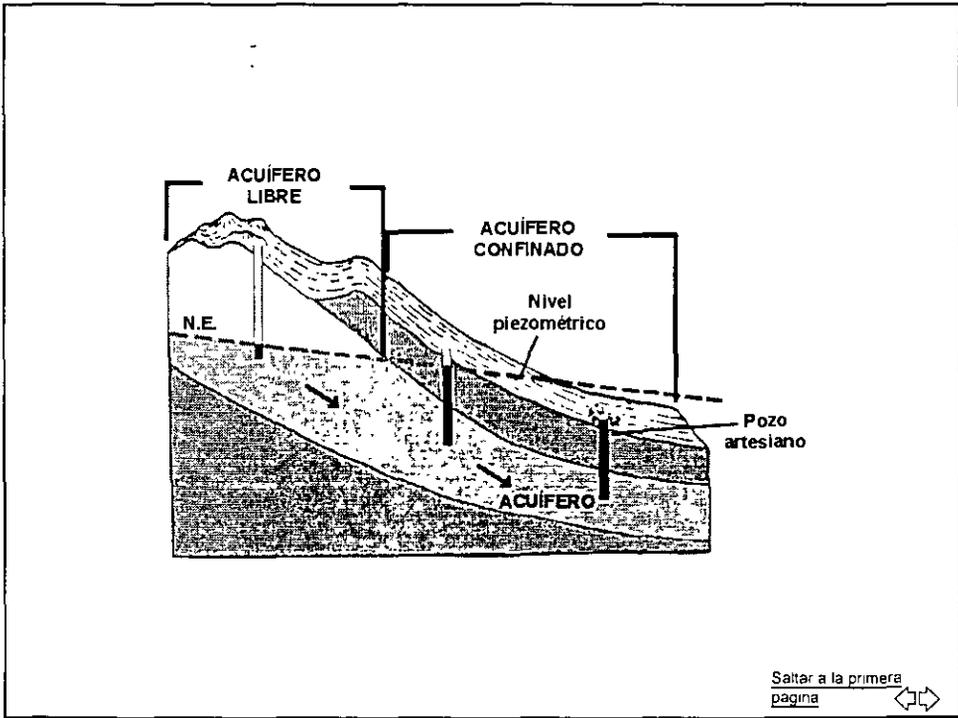
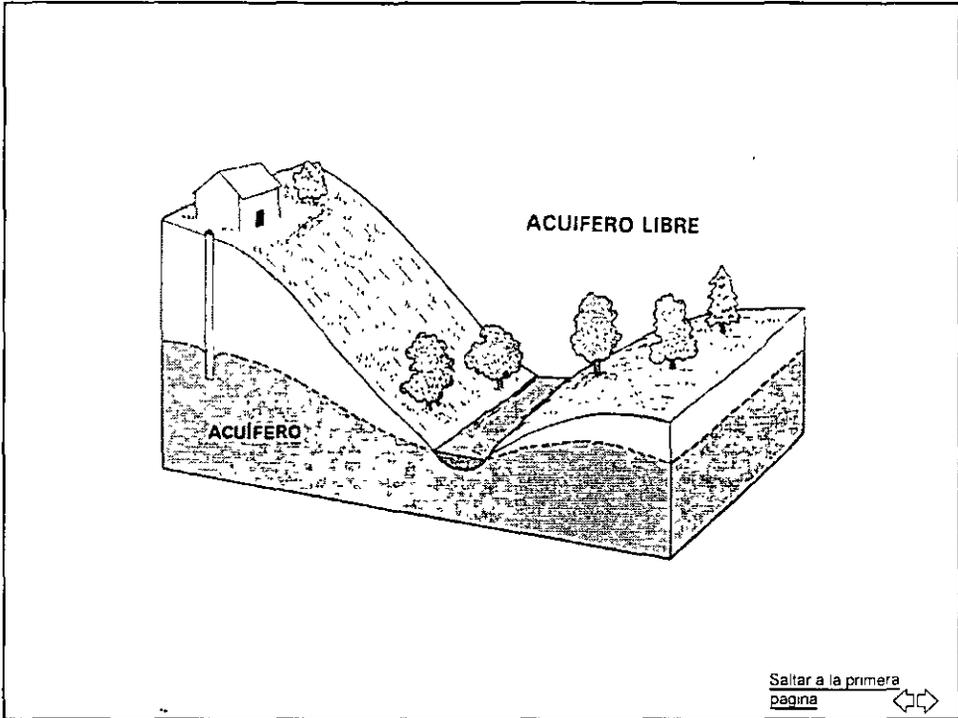


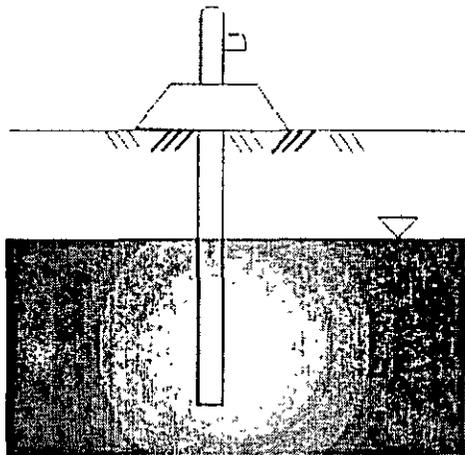
Tipos de acuíferos



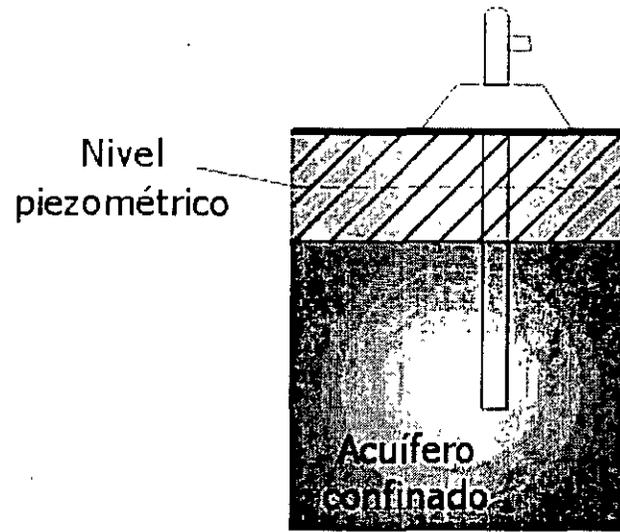


Clasificación geohidrológica del subsuelo del D.F.



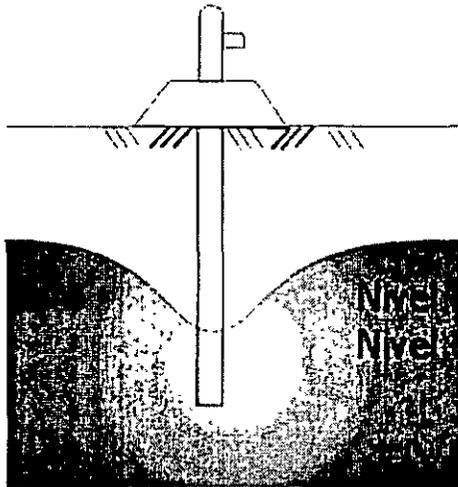


Nivel estático

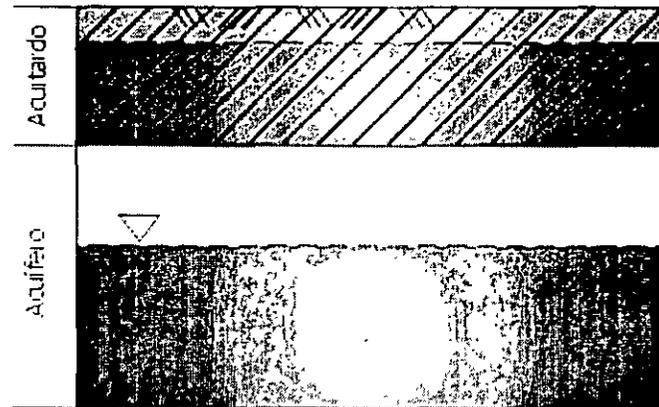


Nivel piezométrico

Acuífero confinado



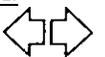
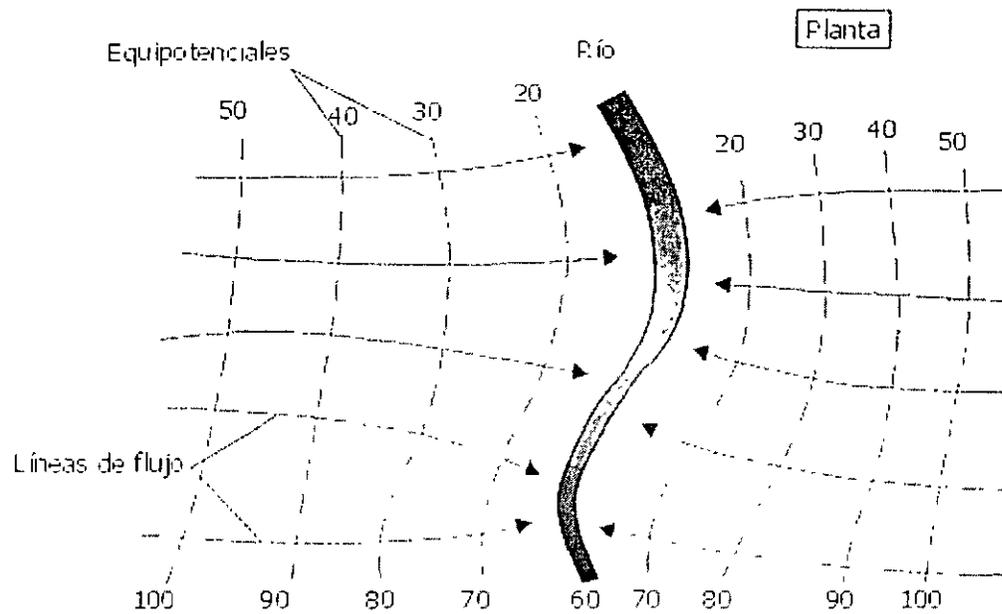
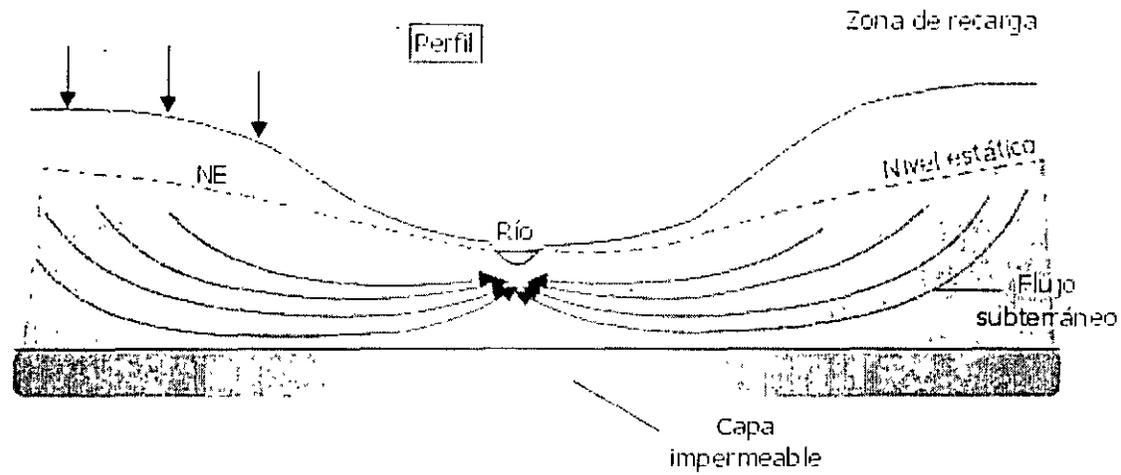
Nivel dinámico o Nivel de bombeo

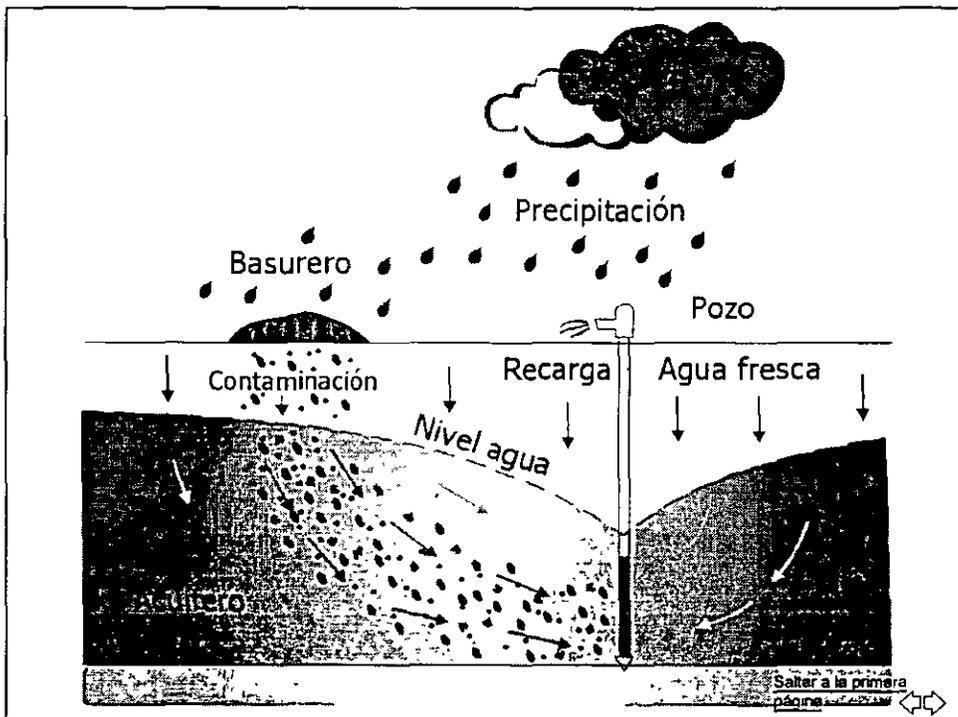
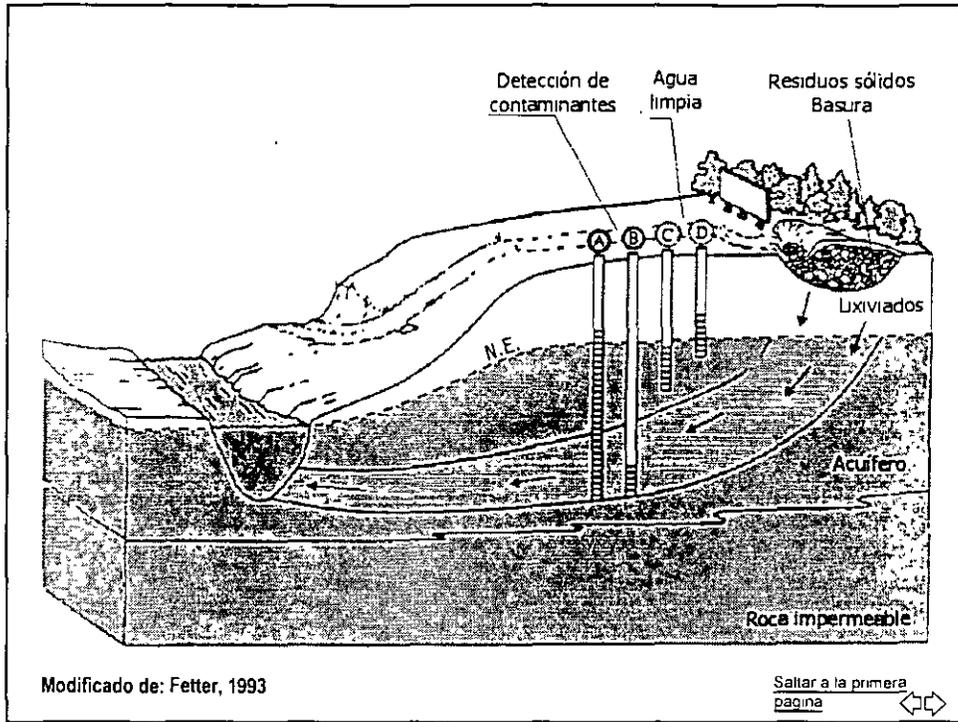


Nivel freático

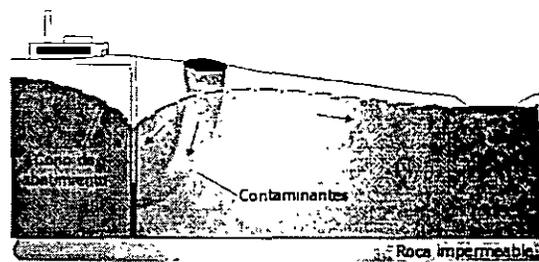
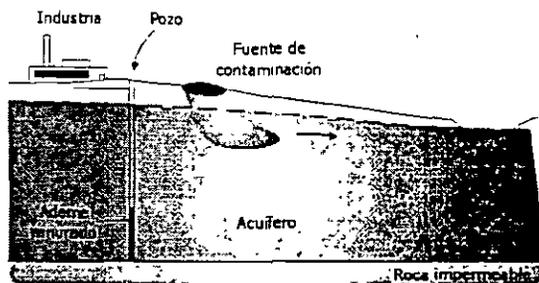
Nivel estático



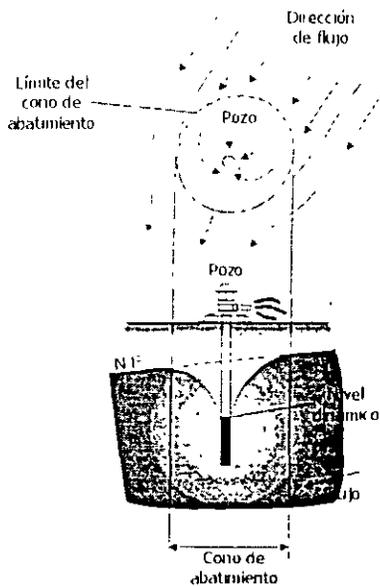




Contaminación y dirección del flujo subterráneo



Salta a la primera página



Salta a la primera página



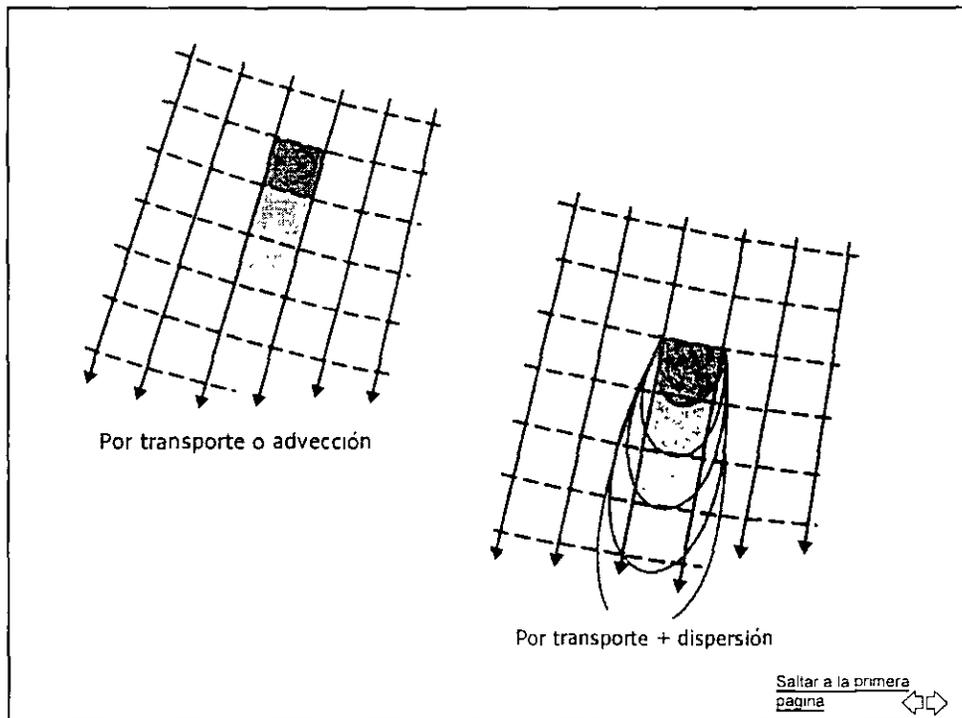
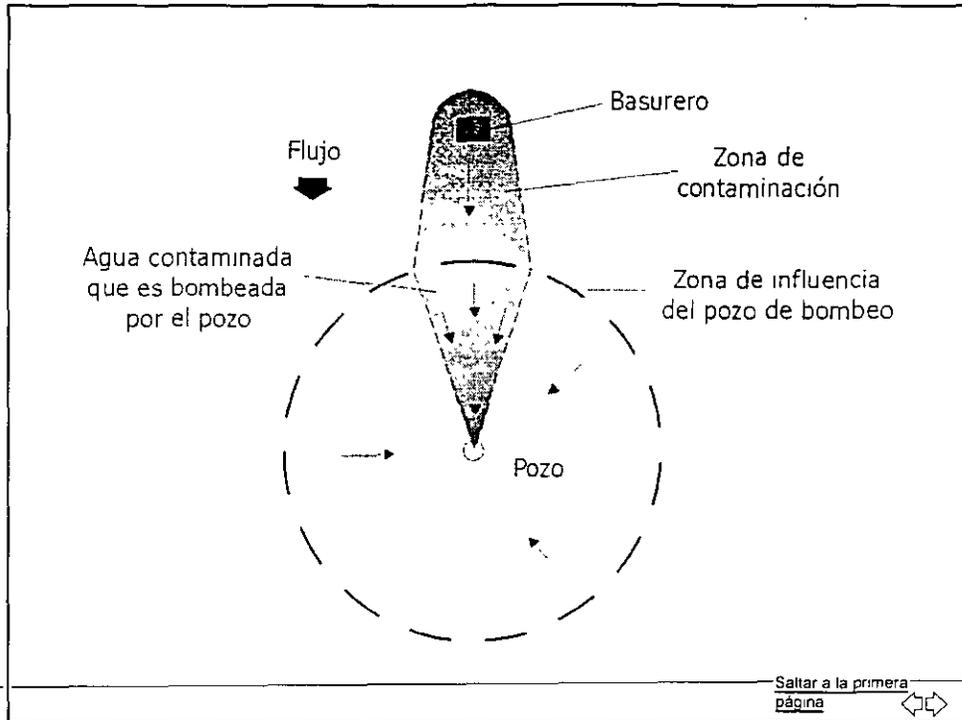


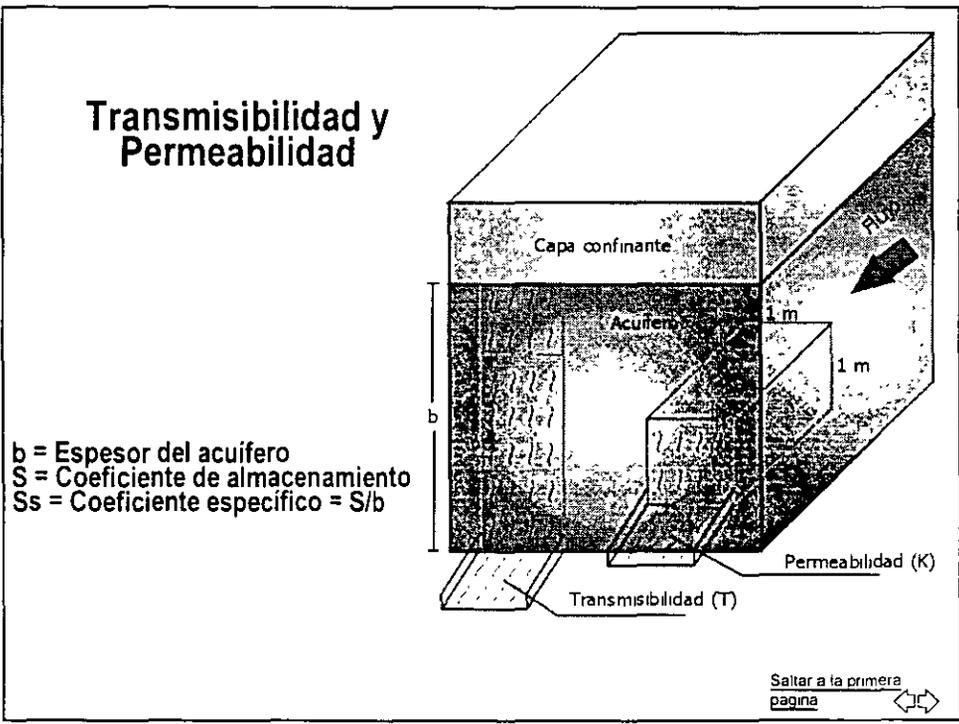
Table 2.2 Range of Values of Hydraulic Conductivity, and Permeability

Rocks / Unconsolidated Deposits	Hydraulic Conductivity (K)				
	cm/s	m/s	cm/d	m/d	gal/day/ft ²
Rocks	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻²	10 ⁻¹	10 ¹
	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻³	10 ⁻²	10 ⁰
	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁴	10 ⁻³	10 ⁻¹
	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁵	10 ⁻⁴	10 ⁻²
	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁶	10 ⁻⁵	10 ⁻³
	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁷	10 ⁻⁶	10 ⁻⁴
	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	10 ⁻⁸	10 ⁻⁷	10 ⁻⁵
	10 ⁻⁸	10 ⁻⁹	10 ⁻⁹	10 ⁻⁸	10 ⁻⁶
	10 ⁻⁹	10 ⁻¹⁰	10 ⁻¹⁰	10 ⁻⁹	10 ⁻⁷
	10 ⁻¹⁰	10 ⁻¹¹	10 ⁻¹¹	10 ⁻¹⁰	10 ⁻⁸
Unconsolidated Deposits	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻²	10 ⁻¹	10 ¹
	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻³	10 ⁻²	10 ⁰
	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁴	10 ⁻³	10 ⁻¹
	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁵	10 ⁻⁴	10 ⁻²
	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁶	10 ⁻⁵	10 ⁻³
	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁷	10 ⁻⁶	10 ⁻⁴
	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	10 ⁻⁸	10 ⁻⁷	10 ⁻⁵
	10 ⁻⁸	10 ⁻⁹	10 ⁻⁹	10 ⁻⁸	10 ⁻⁶
	10 ⁻⁹	10 ⁻¹⁰	10 ⁻¹⁰	10 ⁻⁹	10 ⁻⁷
	10 ⁻¹⁰	10 ⁻¹¹	10 ⁻¹¹	10 ⁻¹⁰	10 ⁻⁸

Table 2.3 Conversion Factors for Permeability and Hydraulic Conductivity Units

Permeability (k)	Hydraulic Conductivity (K)					
	cm/s	ft/d	gal/day	m/s	ft/d	U.S. gal/day/ft ²
cm ²	1	1.08 × 10 ⁻²	1.01 × 10 ⁴	9.80 × 10 ⁻³	3.22 × 10 ²	1.83 × 10 ⁴
ft ²	9.29 × 10 ⁻²	1	9.42 × 10 ¹⁶	9.13 × 10 ⁻²	2.99 × 10 ⁴	1.71 × 10 ¹³
gal/day	9.87 × 10 ⁻⁸	1.06 × 10 ⁻¹⁴	1	9.66 × 10 ⁻¹⁶	3.17 × 10 ⁻¹³	1.82 × 10 ¹
m/s	1.02 × 10 ⁻²	1.10 × 10 ⁻⁴	1.04 × 10 ³	1	3.28	2.12 × 10 ⁴
ft/d	1.11 × 10 ⁻⁴	1.18 × 10 ⁻¹¹	1.12 × 10 ⁴	1.04 × 10 ⁻⁴	1	6.46 × 10 ²
U.S. gal/day/ft ²	5.42 × 10 ⁻¹¹	5.83 × 10 ⁻¹⁸	5.49 × 10 ⁻⁴	4.72 × 10 ⁻¹¹	1.55 × 10 ⁻¹³	1

De: Freeze y Cherry, 1979 Saltar a la primera pagina



Valores de vulnerabilidad de acuerdo a la profundidad al nivel estático

Rango en metros	Valor
0-1.5	10
1.5-4.5	9
4.5-9.0	7
9.0-15.2	5
15.2-23.0	3
23.0-30.0	2
30.0-0+	1
Peso específico: 5	

Recarga neta

Rango en mm	Valor
0-50	1
50-100	3
100-175	6
175-250	8
250+	9
Peso específico: 4	

Saltar a la primera
pagina 

Tipo de roca

Tipo	Rango	Valor Típico
Lutita	1-3	2
Rocas ígneas y metamórficas	2-5	3
Rocas ígneas y metamórficas intemperizadas	3-5	4
Secuencias de capas de arenisca, caliza y lutita	4-6	5
Tilita	5-9	6
Arenisca	4-9	6
Caliza	4-9	6
Arena y grava	4-9	8
Basalto	2-10	9
Caliza castica	9-10	10
Peso específico: 3		

Tipo de suelo

Tipo	Valor
Capa delgada o ausente	10
Grava	10
Arena	9
Carbon	8
Agregado de arcillas	7
Mezcla Arenosa	6
Mezcla	5
Mezcla limosa	4
Mezcla arcillosa	3
Abono	2
Arcilla	1
Peso específico: 2	

Saltar a la primera
pagina 

Pendiente del terreno (ángulo de inclinación en %)	
Rango	Valor
0-2	10
2-6	9
6-12	5
12-18	3
18+	1
Peso específico: 1	

Zona vadosa		
Tipo	Rango	Valor típico
Capa confinante	1	1
Limo o arcilla	2-6	3
Lutita	2-5	3
Caliza	2-7	6
Arenisca		
Horizontes de caliza, arenisca y lutita	4-8	6
Arena y grava con alto contenido de limo y arcilla	4-8	6
Rocas ígneas y metamórficas	4-8	4
Arena y grava	6-9	8
Basalto	2-10	9
Caliza cárstica	8-10	Salto a la primera página
Peso específico: 5		

Permeabilidad en varios tipos de roca Conductividad hidráulica (m/s)	
Rango	Valor
$5 \times 10^{-7} - 5 \times 10^{-8}$	1
$5 \times 10^{-6} - 1 \times 10^{-6}$	2
$1 \times 10^{-4} - 3 \times 10^{-4}$	4
$3 \times 10^{-4} - 5 \times 10^{-4}$	6
$5 \times 10^{-4} - 9 \times 10^{-4}$	8
$9 \times 10^{-4} +$	10
Peso específico: 3	

Ejemplo de cálculo de vulnerabilidad		
Factor	Sierra de basaltos	Valle de material granular Cubierto por arcillas
Nivel estático	5	5
Recarga neta	36	4
Tipo de roca	27	6
Tipo de suelo	20	2
Pendiente del terreno	1	10
Zona vadosa	45	5
Permeabilidad	30	3
Suma	164	35
Clasificación	altamente vulnerable	reducida vulnerabilidad



**FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA**

CURSOS ABIERTOS

XII CURSO INTERNACIONA DE CONTAMINACIÓN DE ACUIFEROS

MODULO I: GEOHIDROLOGIA

TEMA

GEOFÍSICA APLICADA

**EXPOSITOR: ING. ALFONSO ALVAREZ MANILLA
PALACIO DE MINERIA
SEPTIEMBRE DEL 2000**

CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION DE ACUIFEROS

GEOFISICA APLICADA

Alvarez Manilla Aceves Alfonso
Geo Ingeniería Alfven, SA de CV
Circuito Jardín 356-8 Alamos 3ª
Querétaro, Qro. Tel (42) 127209

1.0 PREFACIO

El "Agua" es sin duda el recurso natural -casi no renovable- más importante para el "Ciclo de Vida". La relación "Agua-Vida" en el Planeta Tierra la hacen de particular interés. El 7% de la masa de la Tierra es agua; de donde el 97% corresponde al agua salada de los océanos; 2.3% está como hielo en los casquetes polares y solamente el 0.7% corresponde al agua soporte de la "Vida".

La fracción del 0.7% de agua no está distribuida de manera uniforme y equitativa en los Continentes; por lo que para la localización de las condiciones favorables de su almacenamiento es hecha con una Ciencia eficaz, rápida y económica; la GEOFISICA.

Datos estadísticos muestran que el 80% del agua utilizada en los ámbitos humano, agrícola, abrevadero e industrial es subterránea; y que por todas las actividades antrópicas esta ha sufrido contaminación por filtración de aguas negra y residual, agroquímicos, lixiviados e hidrocarburos.

En los últimos 15 años un nuevo campo de aplicación de la Geofísica ha sido abierto en la Ingeniería Ambiental donde es utilizada para:

- cuantificación de la velocidad de filtración de diferentes fluidos
- determinación de las trayectorias de movimiento de lixiviados
- detección de fugas de presas, tanques
- particularización y mapeo de fugas en confinamientos
- mapeo de salmueras asociadas a derrames
- detección de contenedores metálicos sepultados
- caracterización de fracturas donde se lleva a cabo el proceso de transporte
- mapeo de salmueras en pozos de inyección
- ubicación de sitios para la construcción de pozos de monitoreo
- definición de la interfase agua dulce-salada-salobre
- ubicación de sitios para la construcción de pozos de remediación
- localización de zonas arcillosas propias para la construcción de confinamientos
- bajar costos de exploración y caracterización de marcos geológicos

El enfoque dado a la Geofísica Aplicada para el Curso Internacional de Geohidrología y Contaminación de Acuíferos es "informativo"; también son presentados los lineamientos para resolver problemas estructurales en geohidrología, geología económica y para el monitoreo y mapeo en la Geotécnica Ambiental.

2.0 GEOFISICA PURA Y APLICADA

La Geofísica es definida como el estudio de las propiedades físicas, disposición estructural y composición de la Tierra. Es dividida en dos grandes ramas:

- GEOFISICA PURA: dedicada al estudio de la mecánica de la Tierra: -litósfera, hidrósfera y atmósfera-
- GEOFISICA APLICADA: aplicación de la física - magnetismo, densidad, electricidad, radioactividad, geoquímica, calor y elasticidad- al estudio de la estructura y composición (geología económica) de los estratos que tengan algún beneficio para el hombre, y en el mapeo-monitoreo de todos aquellos contaminantes que dañen su entorno.

Gracias al desarrollo del estado del arte en electrónica ha sido posible crear una amplia gama de técnicas de exploración que tienen actualmente éxito en diferentes ramas de la Geología Económica e Ingeniería Ambiental.

Las cuatro propiedades geofísicas básicas son: magnetismo, densidad, conductividad eléctrica y elasticidad; que pueden ser investigadas desde superficie por técnicas geofísicas tales como las prospecciones: magnética, gravimétrica, eléctrica y sísmica.

característica física	litósfera	hidrósfera	atmósfera
	* fuerzas y esfuerzos, movimientos súbitos y graduales, terremotos, mareas, movimiento de los polos, densidad, volcanismo, geoquímica, efectos mecánicos del hielo, viento y agua	* mareas, corrientes, ondas, hidrología	* mareas, ondas, corrientes
mecánica	** reducción del riesgo sísmico, prospección sísmica	** investigación, simulación de corrientes para la navegación, pesca, eco	** climatología
gravitación	* gravedad, presión, isostacia, sedimentación	* estratificación, sedimentación	* distribución de gases, gases, estratificación
	** uso del péndulo, balanza de torsión, etc prospección gravimétrica		
electricidad	* corrientes y ondas eléctricas, potenciales REDOX	* fenómenos eléctricos	* ionósfera, aurora
	** prospección eléctrica		
magnetismo	* magnetismo de la tierra	** brújula, cartas magnéticas	
	** prospección magnética		
composición de la materia	* composición de la Tierra, radioactividad, estado del interior	* isótopos ambientales, contenido de sal	* composición de la atmósfera, ozono, etc
óptica		* color, transparencia y turbidez de océanos y lagos	* halos, color del cielo, polarización, turbidez
			** visibilidad en la aviación
calor	* temperatura en la Tierra y sus cambios, cristalización y fundición	* temperatura en lagos, ríos y océanos, glaciares, icebergs, corrientes térmicas	* termodinámica de la atmósfera, temperatura
	** prospección térmica		** climatología

* problema general

** aplicación

Tabla 2.1 Problemas y su resolución mediante la Prospección Geofísica

Las anomalías medidas deben ser puestas en términos geológicos, de ahí la necesidad de que el Ingeniero Geofísico posea amplios conocimientos de física, matemáticas, geología y química. Las estructuras sepultadas pueden ser detectadas en la medida en que los contrastes en una o varias propiedades fisicoquímicas existan. Algunas técnicas de prospección aparecen como modas y su

período máximo de actividad comercial depende de la publicidad que se le brinde; entre tanto, los métodos geofísicos probados continúan su vertiginoso desarrollo tecnológico (instrumentación y proceso). En la tabla 2.1 aparecen los principales problemas a resolver por la Geofísica en la mecánica de la Tierra (litósfera, hidrósfera y atmósfera):

Sino existe un contraste asaz en las propiedades fisicoquímicas de los cuerpos en el medio prospectado, la Geofísica queda limitada en su aplicación (tabla 2.2) esto es: los materiales geológicos que componen el subsuelo poseen diferentes propiedades físicas que afectan a los campos de fuerza naturales o artificiales de acuerdo a las características físicas propias de cada material; la afectación de los campos de fuerza dependen de la medida, masa y disposición estructural de la Unidades o Formaciones Geológicas. La aplicabilidad y selección de algún método en particular depende de muchos factores entre los que destacan:

- tamaño del área a prospectar
- geología estructural disponible
- propósito de la exploración
- profundidad de investigación
- condiciones topográficas del terreno
- propiedades físicas más importantes de los cuerpos objetivo y roca huésped
- costo de la exploración directa
- costo de la exploración geofísica
- localización geográfica de la área a prospectar
- acceso
- estabilidad política

La tabla 2.3 muestra los principales métodos geofísicos en términos de su aplicación, ventajas y limitaciones.

METODO	CAMPO DE FUERZA	PROPIEDAD FISICOQUIMICA
magnético	campo magnético terrestre	permeabilidad magnética
gravimétrico	campo gravitacional terrestre	densidad, gravitrones
eléctrico	campo natural artificial electromagnético o eléctrico magnético	potencial natural, potenciales REDOX (Eh) conductividad eléctrica, polarización magnética resistividad
sísmico	ondas elásticas dinámicas artificiales	densidad, elasticidad, constantes de Lamé
radioactivo	radiación radioactiva	radioactividad emisión de partículas cargadas desde el núcleo de materiales radioactivos
geotérmico	gradientes de temperatura terrestre, alteraciones	conductividad térmica
geoquímico	emanación de vapores de hidrocarburos ascenso y descenso de soluciones acuosas	contenido de HCL's y HCV's contenido de minerales en el subsuelo

Tabla 2.2 Métodos Geofísicos en términos de sus propiedades fisicoquímicas.

METODO	APLICACION	LIMITACION
TERMICO	contaminación, mapeo de fallas activas	susceptible a cambios en la radiación solar
RADIOACTIVO	contaminación, estudio de lixiviados, dispersión de contaminantes	representa valores promedio
GRAVIMETRICO	localización de fallas, lentes de arcilla, domos de sal, oquedades, demarcación de la topografía basal, localización de diques y rocas intrusivas en general	que no exista un suficiente contraste en la densidad de los cuerpos y medio encajonante
POTENCIAL NATURAL	contaminación, agresividad de suelos, percolación	
MAGNETOMETRICO	contaminación, mapeo de masas ígneas, localización de fallas, contactos verticales, mapeo de zonas de alteración con sulfuros	el área debe estar libre de estructuras de acero y líneas de alta tensión
ELECTRICO	localización de salmueras, agua salada o salobre, cuantificación de la velocidad de filtración, localización de fracturas, fallas, cavernas, correlación	profundidad de exploración, no discrimina los bajos valores de resistividad, la interpretación es cualitativa
ELECTROMAGNETICO	contaminación, intrusiones salinas, localización de cavidades,	profundidad de exploración muy somera, no discrimina bajos valores de resistividad
RADAR	provee de un perfil continuo del subsuelo, localización de objetos sepultados,	no aplicable en un medio conductor y penetración somera
SISMICO DE REFRACCION Y REFLEXION	estudios stratigráficos, estructurales, valuación de los módulos elásticos, perfil de la capa dura	las velocidades son promedio, creación de zonas fantasma
REGISTROS DE POZO CAMARAS Y	imagen continua de la roca en el pozo, orientación de fracturas y cavernas, visualización más allá de la	imágenes pobres ocasionalmente
REGISTRO DE VELOCIDAD EN 3D	pared del agujero, valuación de la porosidad y de las propiedades ingenieriles de los estratos	

Tabla 2.3 Los principales métodos geofísicos en términos de su aplicación, ventajas y limitaciones.

3.0 LOS METODOS DE PROSPECCION

Los principales métodos geofísicos de exploración como son el magnético, gravimétrico, sísmico y eléctrico serán desarrollados mostrando los ejemplos de aplicación tanto para Geología Económica como Ingeniería Ambiental según el caso. La Prospección Eléctrica es el principal método considerado en la geohidrología y contaminación de acuíferos, por ello es ampliamente explicado, es hecha énfasis en las modalidades de potencial natural, polarización inducida, un caso particular que es la resistividad, el magnetotélico y electromagnético.

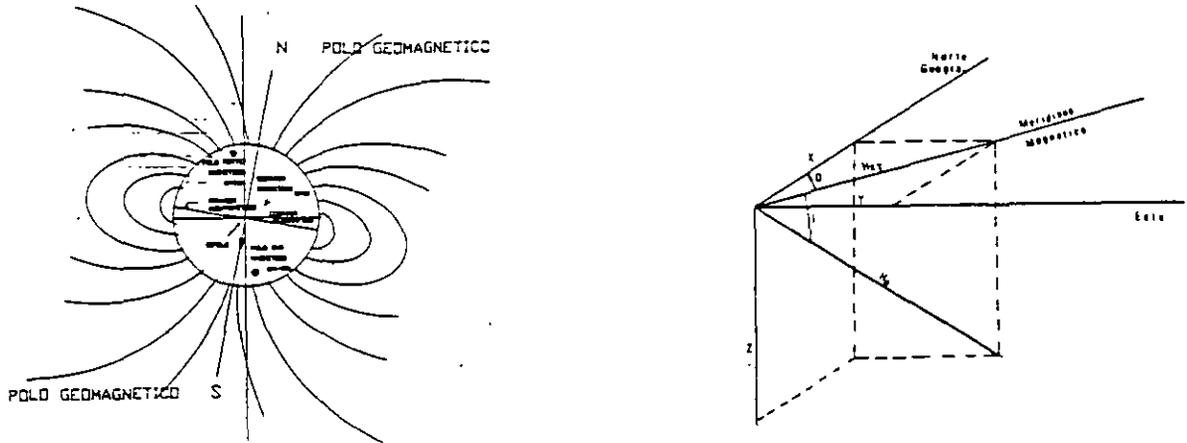
3.1 METODO MAGNETICO

3.1.1 GENERALIDADES

Es el método más antiguo y haciendo su descubrimiento casual por los chinos en el año 1000 AC al notar que el hierro era atraído por una piedra denominada "magnetita". El físico inglés William Gilbert publicó en el año de 1600 el libro titulado "De Magnete" donde describe y conceptualiza a la Tierra como un magneto gigante.

El campo magnético terrestre es presentado en la figura 3.1a, las líneas de fuerza salen del Polo Sur Magnético y entran a través del Polo Norte Magnético. Para caracterizar el campo magnético

terrestre en un punto P de observación son definidos los elementos magnéticos según la mecánica vectorial mostrada en la figura 3.1b.



Figuras 3.1a y 3.1b, Líneas de fuerza del campo magnético terrestre y sus elementos magnéticos.

- H: componente horizontal del campo magnético
- Z: componente vertical del campo magnético
- T: componente total del campo magnético
- D: declinación magnética; ángulo formado entre H y el Norte geográfico
- I: inclinación magnética; ángulo formado entre H y T

En las figuras 3.2, 3.3 y 3.4 aparecen las configuraciones de las componentes T, D e I del campo magnético terrestre.

El campo magnético B en P está dado por: $B = H = \frac{2M}{r^3} \cos\theta + \frac{M}{r^3} \sin\theta$ siendo M el momento magnético y r el radio de la Tierra. El campo magnético B de acuerdo a la Ley de Maxwell y considerando las corrientes estacionarias de conducción queda expresado como:

$$\nabla \cdot B = 0$$

$$\nabla \times B = 4\pi\mu_0 J$$

el gradiente del campo magnético establece que no pueden existir polos magnéticos aislados y que éste debe ser de un carácter dipolar, μ_0 es la permeabilidad magnética del vacío igual a 1 gamma en el cgs o 1 nano Tesla en el SI. La ecuación final que rige el comportamiento del campo magnético H es: $H = Bt - 4\pi M$ siendo M igual a: $\frac{dm}{dv}$ o momento magnético por unidad de volumen.

3.1.2 INTERPRETACION

Las rocas ígneas por su alto contenido de ferromagnesianos son susceptibles de provocar distorsiones en el campo Magnético Terrestre, usualmente estas rocas aparecen como cuerpos tabulares (diques) de diferente ancho y extensión. Algunos lixiviados al reaccionar con los minerales presentes en el suelos producen sulfuros diseminados tales como piritita, cuya anomalía magnética puede ser reproducida asumiendo que el cuerpo que la produce es de forma geométrica tabular, o bien una composición finita de ellos (figura 3.5a). Por esa razón, la interpretación de las anomalías magnéticas es hecha asumiendo que el cuerpo que la produce es un dique sepultado a una profundidad z , de ancho w , buzando D grados y con un ángulo S con el Norte Magnético. El cuerpo

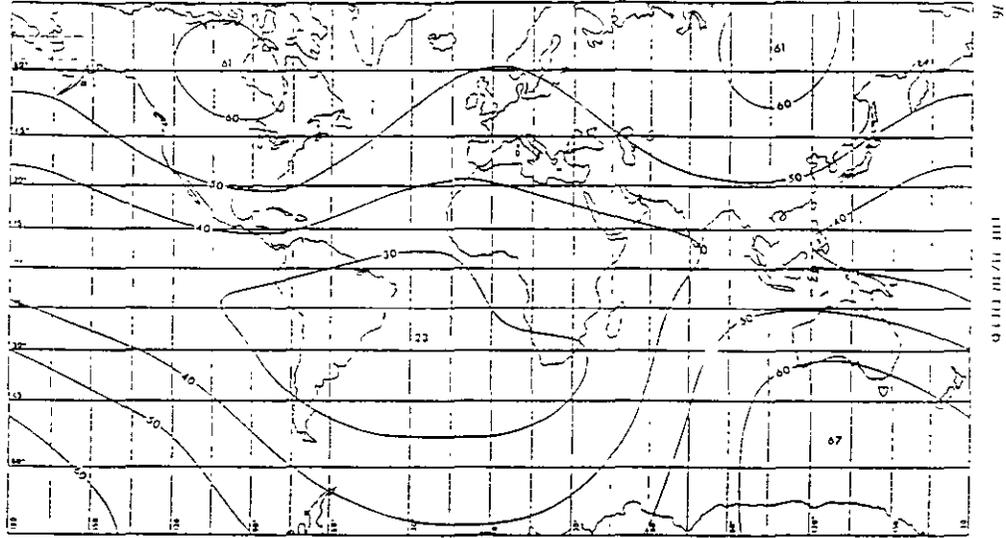


FIG. 27 Total intensity (F), in μT , based on MAGSAT data (Langlet et al., 1980)

Figura 3.2 Mapa magnético de la componente total.

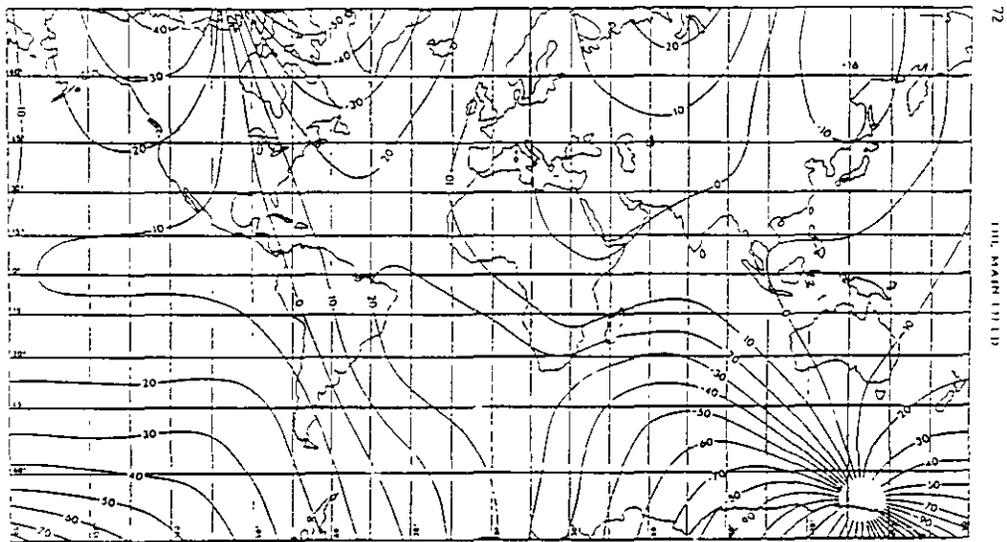


FIG. 28 Declination (D), in degrees, based on MAGSAT data (Langlet et al., 1980)

Figura 3.3 Mapa magnético de la declinación magnética.

6/27

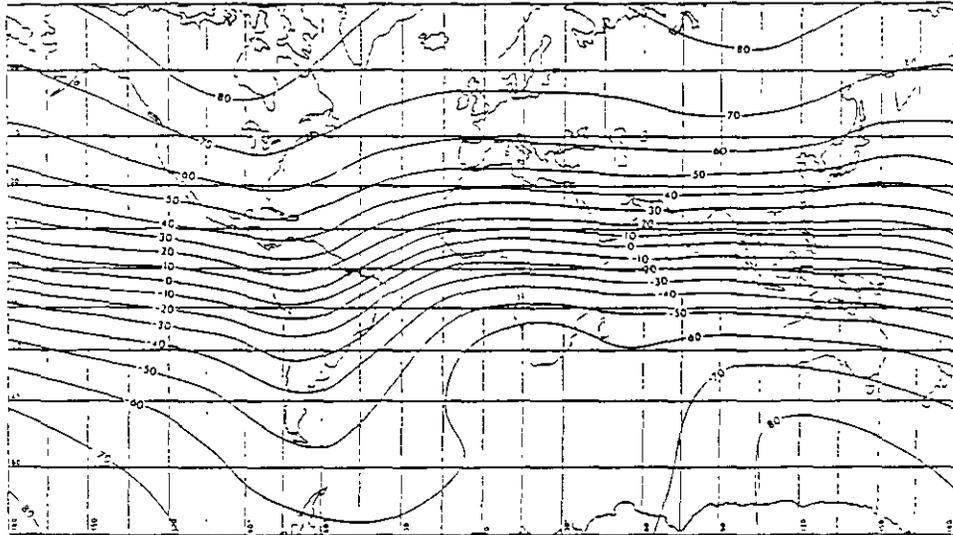
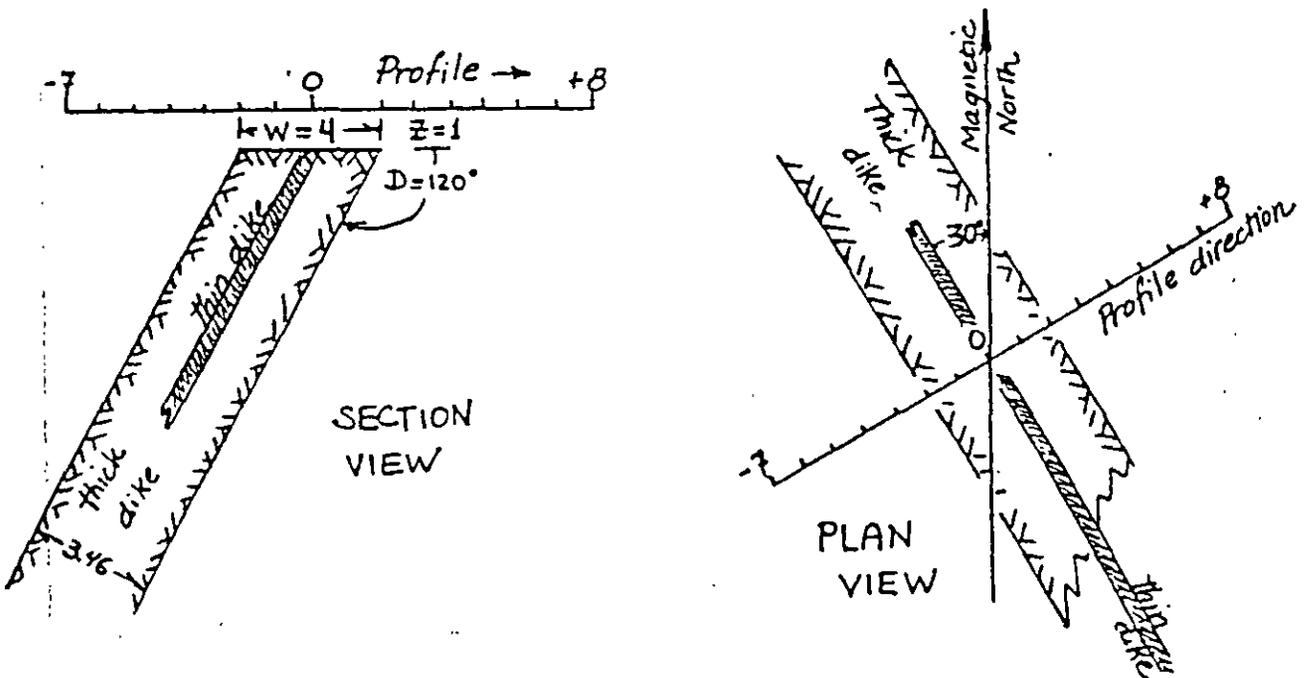


FIG. 2. Inclination (I), in degrees, based on MAGSAT data. (Langlet et al. 1980)

Figura 3.4 Mapa magnético de la inclinación magnética.

de roca tiene una susceptibilidad k y está en una situación geográfica con ángulo de inclinación magnética I . Figura 3.5b



Figuras 3.5a y 3.5b. Composición de cuerpos tabulares para una anomalía y su interpretación mediante diques de ancho variables.

La figura 3.6 presenta el mapa magnetométrico de la Península de Yucatán realizado en 1975 por Petroleos Mexicanos, en el sector NNW aparece el alto magnetométrico asociado con el meteorito de Chicxulub, Yucatán.

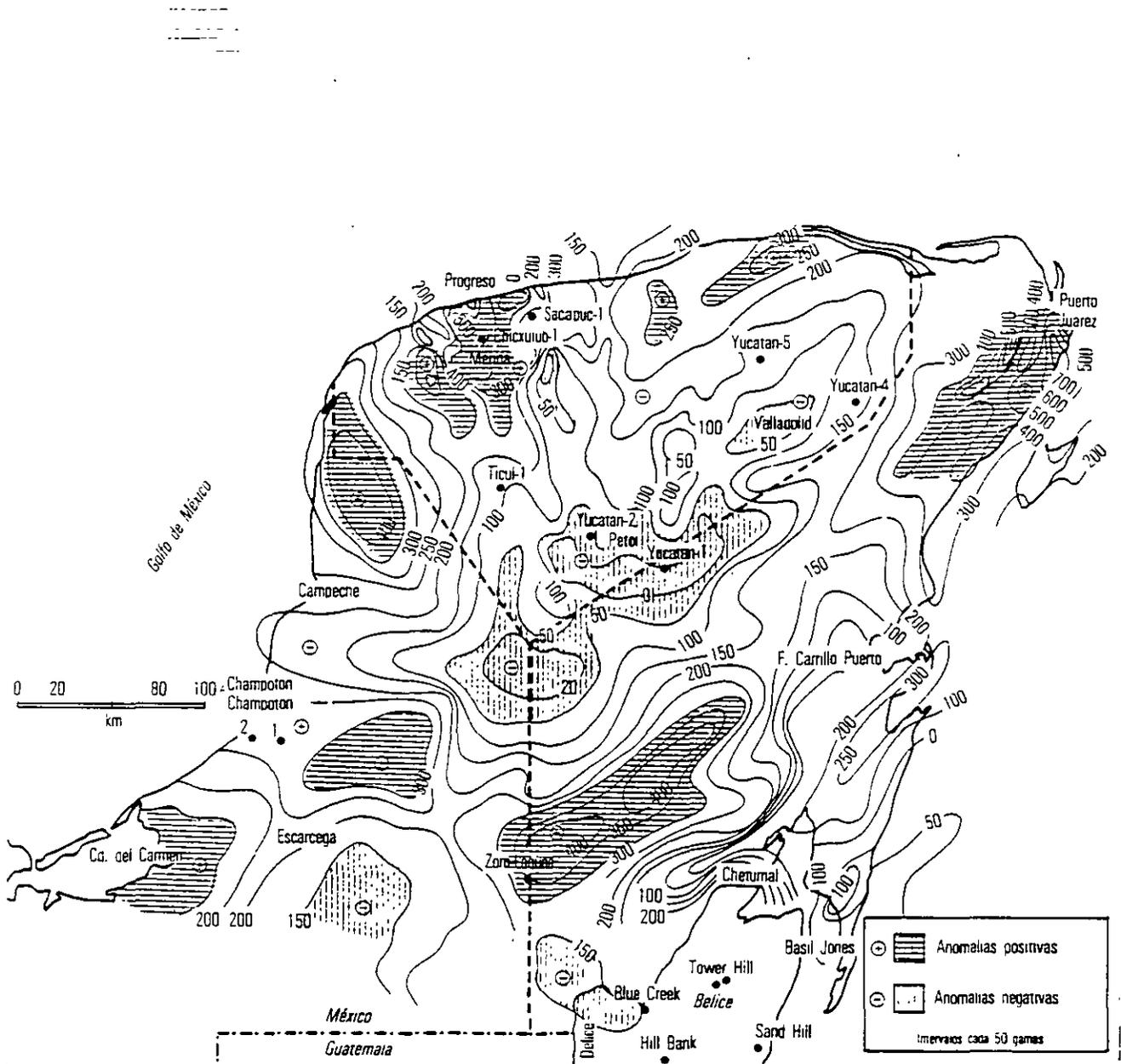


Figura 3.6 Anomalías magnéticas de la península de Yucatán, México; en ella aparecen los máximos asociados a las rocas intrusivas (Puerto Juárez, Peto, Zom Laguna, Cd. del Carmen) y el posible meteorito de Chicxulub, NNW de Yucatán.

8/27

3.2 METODO GRAVIMETRICO

3.2.1 GENERALIDADES

El método gravimétrico ha sido empleado con éxito en: investigaciones estructurales, mapeo de la topografía basal, definición geométrica de cuencas, localización de trampas estructurales, ubicación de fallas, fracturas, roquedades, domos de sal, contactos, cuantificación del espesor de sedimentos aluviales, etc.

La propiedad física constitutiva de las Unidades y Formaciones Geológicas que producen alteraciones del campo gravitacional terrestre es la "densidad". Las variaciones laterales (distribución de masa) de la densidad y vertical (diferentes profundidades) producen efectos medibles en superficie.

Sir Isaac Newton postuló la Ley Universal de Gravitación con la fuerza de atracción que ejercen las masas jalando hacia ellas. La fuerza de atracción F es: $F = -G \frac{m_1 m_2}{r^2}$ en donde m_1, m_2 son las masas, r la distancia que las separa y $G = 66.7E-9 \text{ cm}^3/\text{grseg}^2$ es la constante de gravitación universal; el signo negativo significa que la dirección en que obra F es hacia m_1 a lo largo de r . La fuerza de gravedad por unidad de masa " $g = 980 \text{ dynas}$ " en la superficie de la Tierra es un caso especial de la Ley de Newton, si se substituye $g = |F|$, m_1 es la masa de la Tierra M ; $m_2 = 1\text{gr}$ en la superficie de la Tierra y $r = R$ que es radio terrestre, la densidad media de la Tierra es 5.32.

3.2.2 CORRECCIONES A LAS MEDICIONES GRAVIMETRICAS

Como la Tierra no es una esfera perfecta sino una masa esferoidal achatada en los polos y ensanchada en el ecuador, $r = R$ no puede ser considerada constante y se hace necesario introducir una serie de correcciones de altitud, latitud y rugosidad a la gravedad medida en campo Δg . Los valores Δg corregidos son configurados en planta para obtener el mapa de la anomalía de Bouger pudiendo formar secciones denominados perfiles gravimétricos. Del mapa de Bouger son extraídos las configuraciones del Residual y Regional.

De la visualización frecuencial de los trenes de los perfiles y mapas gravimétricos es posible deducir cuales corresponden a efectos debidos al basamento o a cuerpos geológicos someros.

CORRECCION POR ALTITUD

La fuerza de gravedad varía con la altura por lo que las medidas deben ser reducidas a un mismo plano de referencia (superficie del terreno, Brandi, P y Tejero, A 1990), se lleva a cabo realizando las correcciones de:

1. Aire Libre. toma en cuenta que el punto de observación está más alejado del centro de la tierra que el plano de referencia.
2. Corrección de Bouger. Elimina el efecto de losa de terreno de referencia. $\Delta g = 2\pi G\delta H$. Esta expresión puede ser utilizada para calcular el espesor de sedimentos.

La expresión para la corrección por latitud es:

$$G_o = G_h + (.03086 - .0419\delta)h$$

con: G_0 , gravedad reducida al nivel de referencia (milligales); G_h , Gravedad observada a la altura h ; h , elevación de la estación medida; δ , densidad media en gr/cm^3 del terreno arriba del plano de referencia.

CORRECCION POR LATITUD

La tierra no es una esfera perfecta, el radio ecuatorial es 21 km mayor al polar; y por tanto es necesario realizar la corrección por la forma de la Tierra, resultando:

$$G_1 = 978.0318 (1 + 0.0053024 \text{ sen}^2\phi - .0000058 \text{ sen}^2\phi \text{ sen })$$

donde: G_1 , gravedad corregida por latitud (milligales); ϕ latitud en grados, minutos y segundos.

CORRECCION POR TOPOGRAFIA

Las elevaciones cercanas al punto de medida originan una componente vertical a la atracción gravitacional que contraresta en parte a la atracción hacia el interior del resto de la Tierra. La topográfica debida a las elevaciones y depresiones circundantes al punto de observación se realiza por el método de plantillas de Hammer, cuando el terreno es plano como en los valles, ésta corrección puede ser omitida.

ANOMALIA DE BOUGER

La magnitud obtenida después de las correcciones realizadas a la gravedad observada es obtenido el valor de la gravedad de Bouger, esto es:

$$GB = GO + G_a - G_l + G_t$$

tal que: GB , Gravedad de Bouger (milligales); GO , corrección de la gravedad observada en campo; G_a , corrección de gravedad por altitud; G_l , corrección de gravedad por latitud; G_t , corrección de gravedad por rugosidad del terreno. La configuración de los valores permite construir el mapa de anomalías de Bouger, como el mostrado en la figura 3.7 para los Estados Unidos Mexicanos.

En la configuración de la anomalía de Bouger (AB) se encuentran implícitos los efectos de cuerpos someros y profundos; al separar cada uno de ellos se obtienen las configuraciones de la anomalía Regional (AR) debida a estructuras geológicas profundas y la del Residual (Ar) originada por efectos de cuerpos someros. Entonces:

$$AB = AR + Ar$$

Para el Valle de Tula, Estado de Tamaulipas, se presenta la configuración de la anomalía de Bouger (figura 3.8) y las isopacas (figura 3.9) para los materiales de relleno aluvial deducidos de la expresión de Corrección de Bouger.

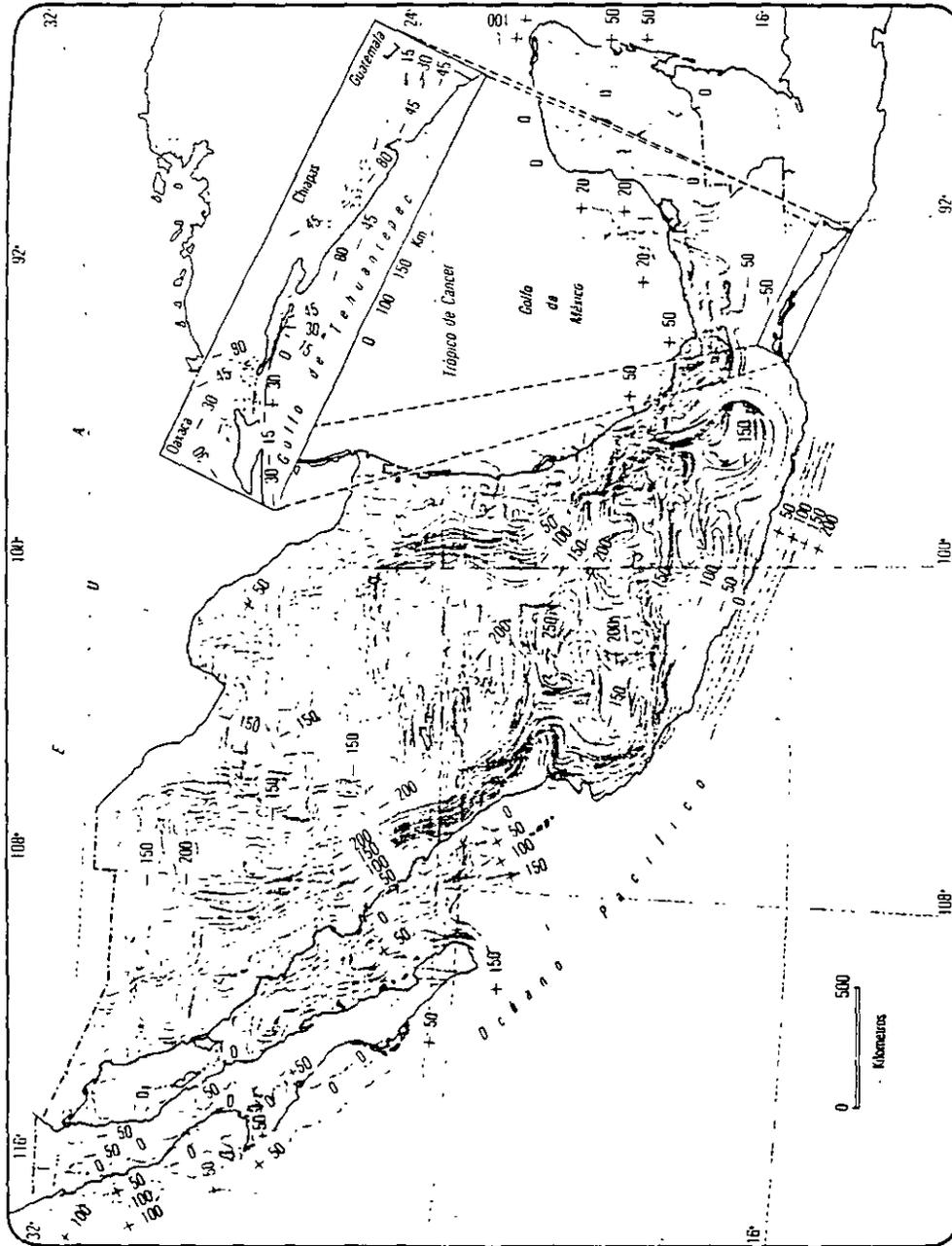
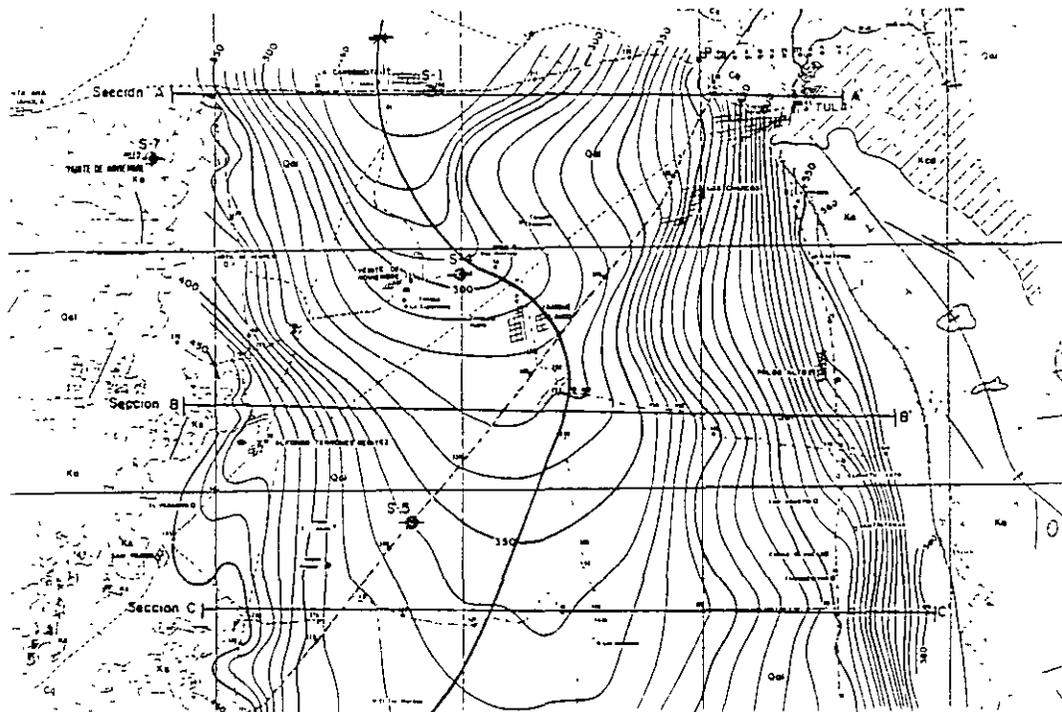
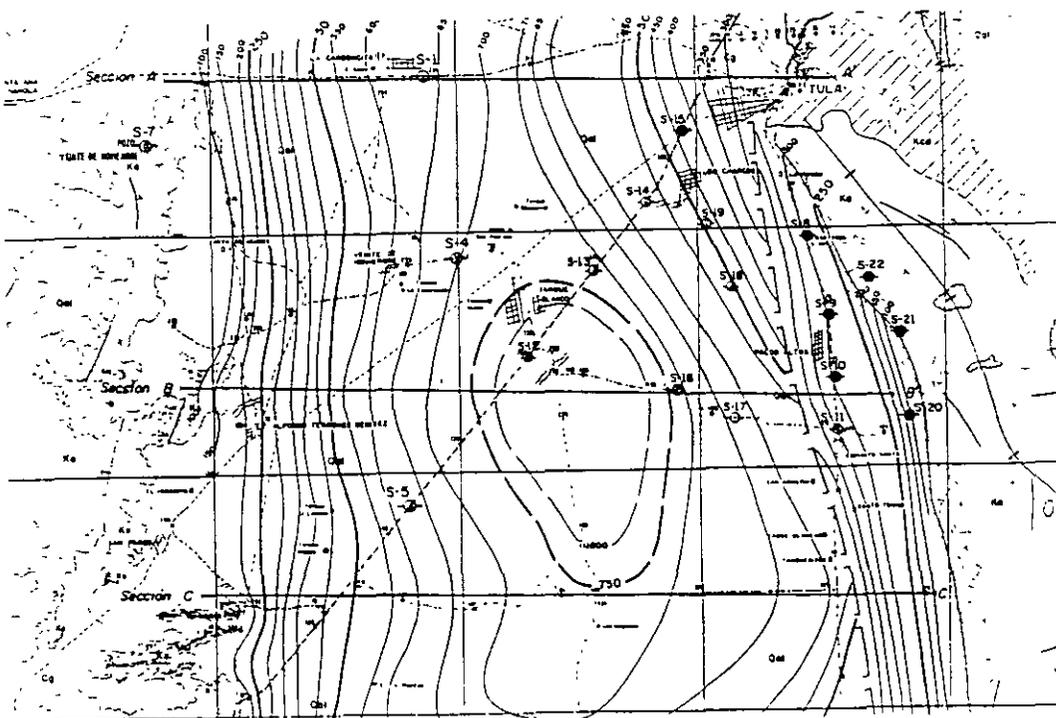


Figura 3.7 Configuración de la Anomalia de Bouguer para los Estados Unidos Mexicanos.



curvas cada 10 u.g; Qal, aluvi3n; Cg, conglomerado; Kcd, Formaci3n C3rdenas; Ka, Formaci3n Abra

Figura 3.8 Configuraci3n de la Anomalia de Bouger para el Valle de Tula, Tamaulipas.



curvas cada 50 m; Qal, aluvi3n; Cg, conglomerado; Kcd, Formaci3n C3rdenas; Ka, Formaci3n Abra

Figura 3.9 Configuraci3n de la profundidad a la roca dura deducida de la expresi3n de C. de Bouger

3.3 SISMOLOGIA

3.3.1 GENERALIDADES

Cuando un terremoto o golpe perturba el interior de la tierra, el disturbio es transmitido punto a punto del medio continuo por medio de las ondas elásticas; que dependen de los parámetros de Lammé del medio de propagación. La elasticidad de un cuerpo es la medida de aquella parte de deformación que desaparece al ser suprimido el esfuerzo.

Las deformaciones pequeñas y proporcionales al esfuerzo son estudiadas mediante la Ley de Hooke; las constantes elásticas del material son definidas mediante los módulos elásticos. Son definidos cuatro módulos elásticos: ellos son:

RELACION DE POISSON (ν). Relación entre el cambio unitarios de área de la sección transversal y la deformación longitudinal unitaria.

MODULO DE YOUNG (E). Es la relación entre esfuerzo unitario y la deformación longitudinal unitaria.

MODULO DE RIGIDEZ (G). Es la relación entre el esfuerzo transversal unitario y el desplazamiento relativo de los planos de deslizamiento.

MODULO DE BULK (K). Es la relación entre la presión (hidrostática) y el cambio de volumen unitario.

La valuación de los módulos elásticos en laboratorio son con volúmenes muy pequeños de material y en condiciones estáticas que de ninguna manera representan al material de interés. Razón por la cual los módulos elásticos son cuantificados "in situ" mediante las magnitudes de ondas elásticas: V_p (longitudinal o compresión) y V_s (cizalla o corte). Dado que las velocidades de propagación de las ondas sísmicas están relacionadas con las propiedades elásticas del medio; entonces la Relación de Poisson es evaluada como:

$$\nu = \frac{[V_p/V_s]^2 - 2}{2[V_p/V_s]^2 - 2}$$

mientras que las constantes de Lammé y la densidad del material ρ están relacionadas a las velocidades de propagación por:

$$V_p = \left[\frac{K + 4\nu/3}{\rho} \right]^{1/2} \quad \text{y} \quad V_s = \left[\frac{\nu}{\rho} \right]^{1/2}$$

3.3.2 GENERACION Y PROPAGACION DE ONDAS

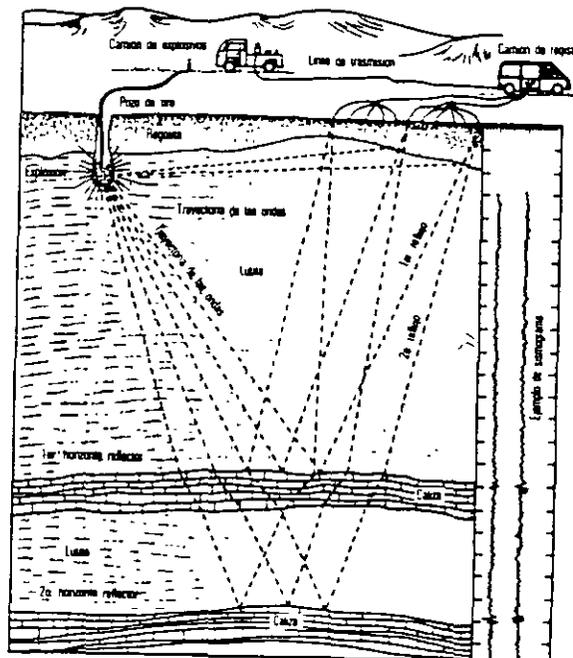
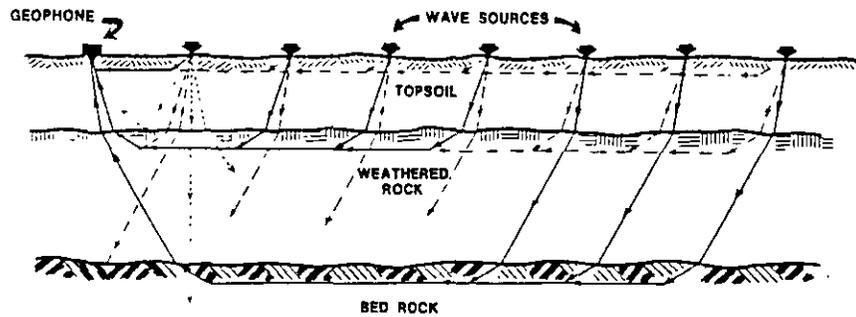
Un medio homogéneo sometido a un esfuerzo en "S" genera tres pulsos elásticos que viajan en todas direcciones a diferente velocidad; dos de ellos son las "ondas de cuerpo" que se propagan en forma de frentes esféricos y que afectan el cuerpo del medio; el tercero, son ondas denominadas de superficie confinadas en la parte somera y cuya amplitud decae rápidamente al internarse en la masa del material. Las ondas de cuerpo se dividen en: compresión o primarias " V_p " y transversales o corte " V_s ". Las ondas de compresión se propagan en la superficie y subsuelo, retomando por reflexión y refracción; poseen las más altas velocidades. Las ondas V_s se propagan de la misma manera que las de compresión, siendo su movimiento perpendicular a la dirección de viaje que es menor a las V_p y no se transmiten ni en el aire ni en el agua. Se puede decir que las ondas longitudinales están asociadas a la compresión uniaxial y las de cizalla al esfuerzo cortante. Las ondas superficiales son en extremo mucho más lentas y de forma compleja que las ondas de

cuerpo. Su tiempo de propagación es 20% menor a las Vs, son de baja frecuencia, existen dos tipos : las Rayleigh y las Love.

La velocidad de propagación de las ondas elásticas en los diferentes tipos de roca varía de acuerdo a: grado de acidez de la roca, silicificación, grado de saturación de cualquier fluido, consolidación, cantidad de agua retenida en los poros, fracturación, alteración, densidad y vejez. En la tabla 3.1 se presentan los rangos de densidad y velocidad de algunos materiales de la corteza terrestre.

3.3.3 PRACTICA DEL METODO DE REFRACCION SISMICA

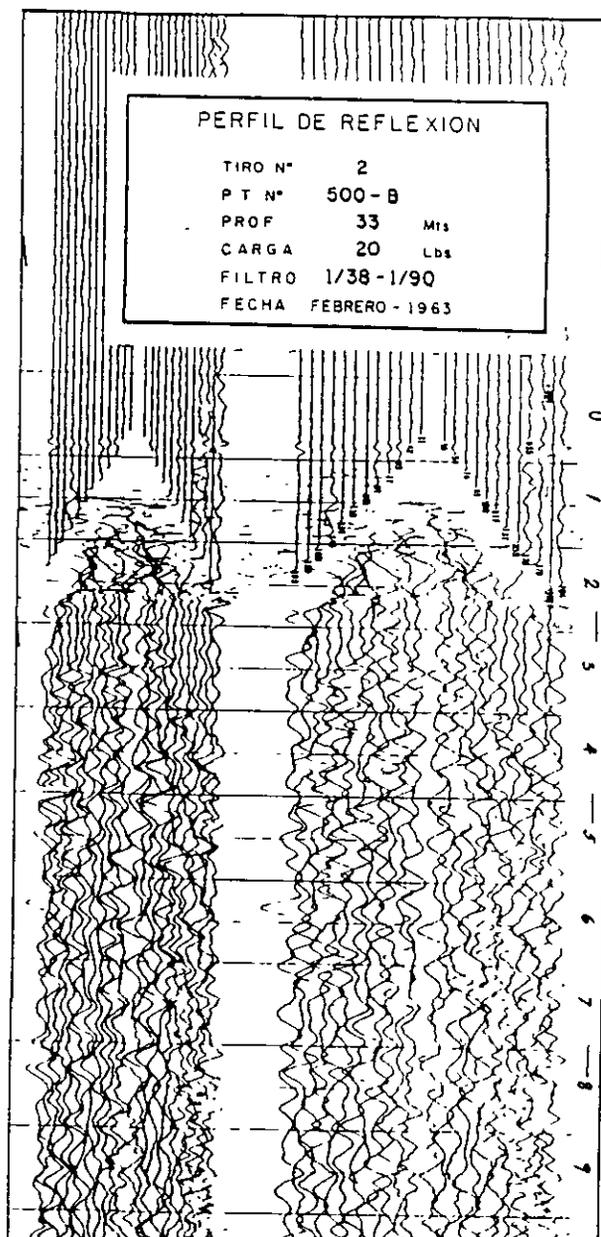
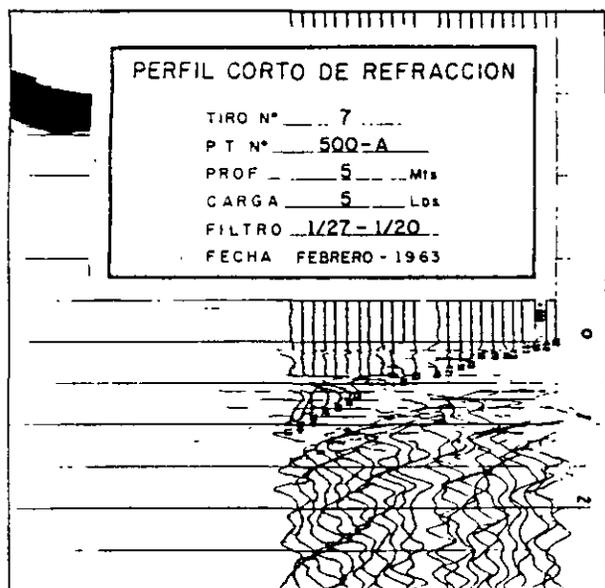
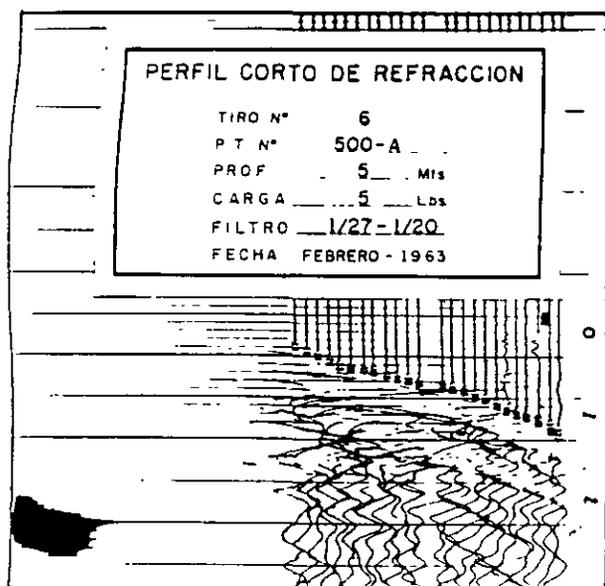
La figuras 3.10a y 3.10b muestra los frentes de onda viajando a través de los estratos a un geófono desde la fuente -punto golpe de martillo, explosión o vibro- en las modalidades de refracción y reflexión respectivamente, el frente de onda alcanza el geófono después de un tiempo (t) que depende de la distancia (d) al martillo y de las velocidades características propias del medio. Los arribos de las ondas producen vibraciones en el geófono que son amplificadas por el sismógrafo y visualizadas en la pantalla del mismo. La mayor dificultad es la selección de la ondícula del primer arribo. Las figuras 3.11a y 3.11b muestran los registros de una vibración del terreno característicos para la refracción y reflexión sísmicas.



Figuras 3.10a y 3.10b. Técnicas de Refracción y Reflexión Sísmicas.

En Geotecnia Ambiental y Geología Económica es usual la práctica del método de refracción sísmica por lo que serán mostrados tanto el trabajo de campo como la forma de interpretación

Una vez seleccionado el sitio del sondeo geosísmico (SG), son establecidos los intervalos de medida, se registran los tiempos de arribo desde cada fuente configurando las gráficas tiempo-distancia, conocidas como Curvas Domocrónicas (figura 3.12)



Figuras 3.11a y 3.11b Vibración del suelo y subsuelo en refracción y reflexión sísmicas.

La belleza del procesamiento de los datos geofísicos es patente con la sencillez de sus expresiones, en la prospección sísmológica de refracción existen dos ecuaciones básicas que pueden ser utilizadas de manera recurrente para interpretar las velocidades pseudoverdaderas y espesor de cada capa.

1. pseudovelocidad de la iésima capa curva dromocrónica $V_i = (\Delta d/\Delta t) \cdot 1000$
2. profundidad del estrato superior: $D_1 = \frac{x_c}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$

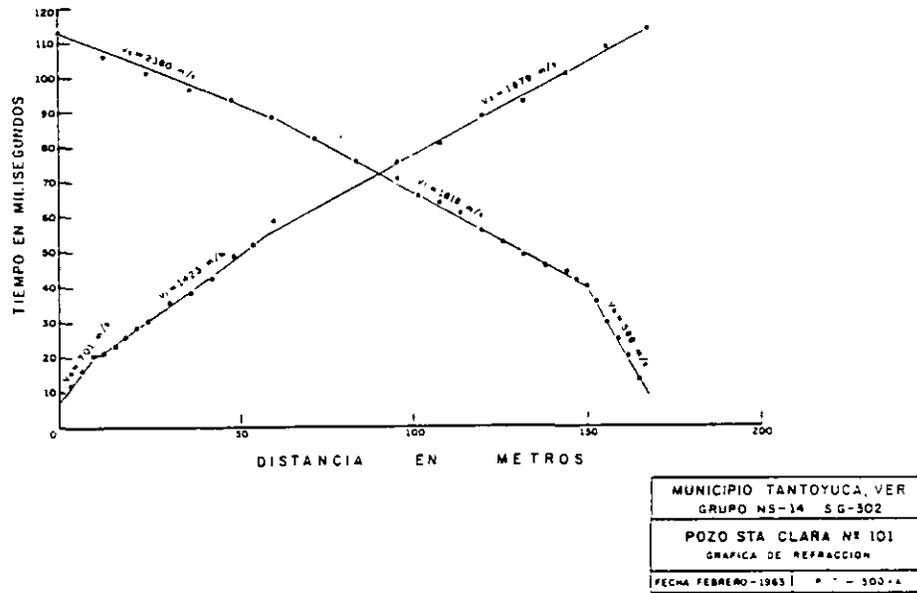
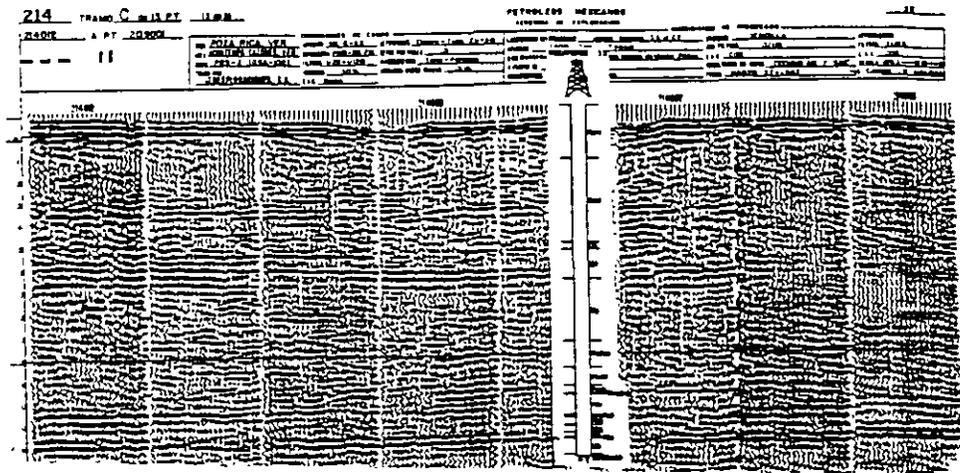


Figura 3.12 Gráficas tiempo distancia para los sismogramas de las figuras 3.11a

1467

Las geometría de un batolito fue definida por medio de la sismología de reflexión, las figuras 3.13a muestra los registros de reflexión, la 3.13b la configuración de velocidades de las rocas calizas afectadas por el cuerpo ígneo y la 3.13c la sección geológica interpretada.

Figuras 3.13a, sismogramas y correlación con el corte litológico de un pozo.



3.13b configuración de las velocidades para las rocas sedimentarias afectadas por el cuerpo.

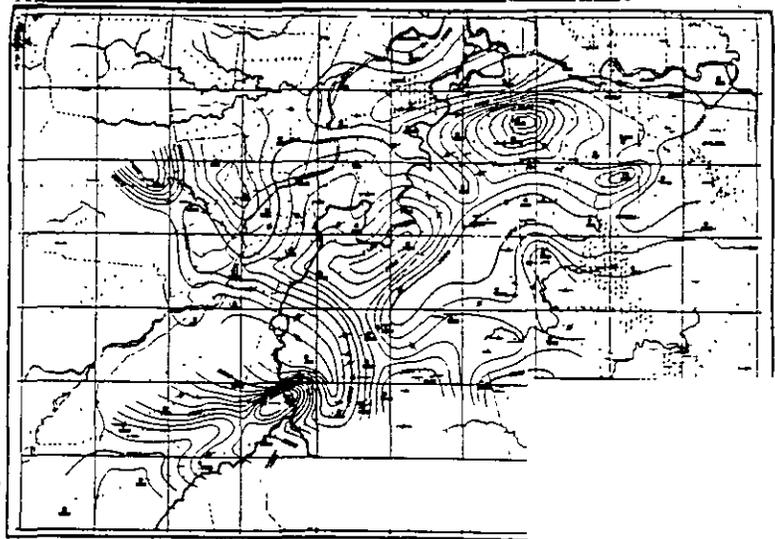
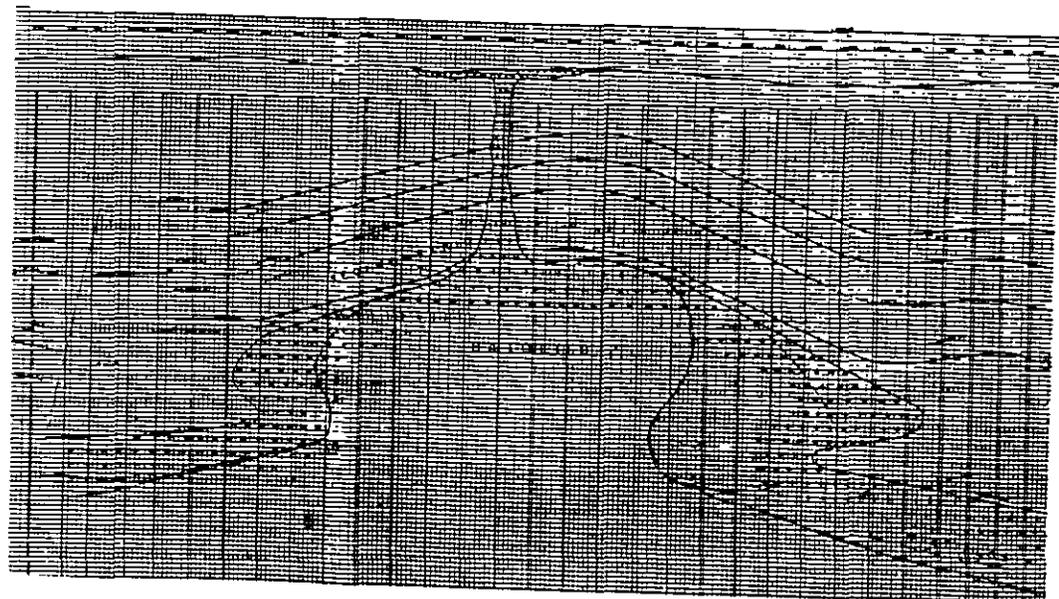


Figura 3.13c

Sección geológica interpretada.



17/27

3.4 EXPLORACION ELECTRICA

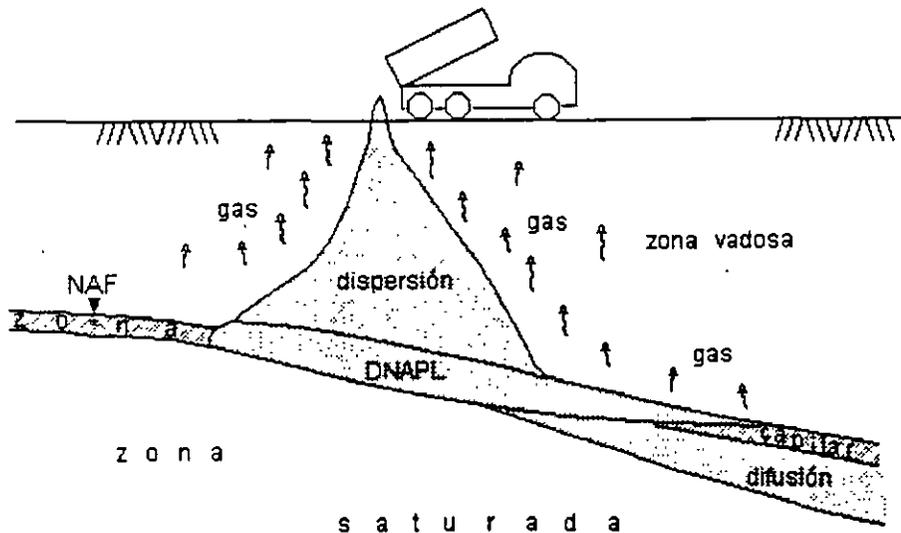
3.4.1 GENERALIDADES

La Prospección Geoeléctrica se ha mostrado como una de las técnicas más bondadosas en la exploración del agua subterránea y de fuerte aplicación para el monitoreo-mapeo en investigaciones relacionadas a la Geotécnia Ambiental.

Las propiedades físicoquímicas del sistema iteracción flúidos-materiales geológicos que componen la parte somera de la corteza terrestre gobiernan los fenómenos de flujo y transporte. Dado que al contacto entre los fluidos NAPL's (fases líquidas no acuosas), DNAPL's (fases densas líquidas no acuosa) y las Unidades Geológicas ocasionan transformaciones biológicas, electroquímicas, térmicas; estas pueden ser estudiadas por los cambios en las propiedades electromagnéticas de los materiales en el subsuelo como son: conductividad eléctrica, permitividad eléctrica, polarización y permeabilidad magnética.

Los métodos de aplicación actual son: potencial natural (SP); resistividad ($\rho=1/\sigma$); polarización inducida (v); electromagnéticos, magnetotélico de fuente controlada, polarización inducida magnética, etc..

En el desarrollo del escrito podrá ser visualizada la aplicación de cada técnica tanto para los problemas estructurales como los asociados a los fenómenos de flujo y transporte de contaminantes en el subsuelo.



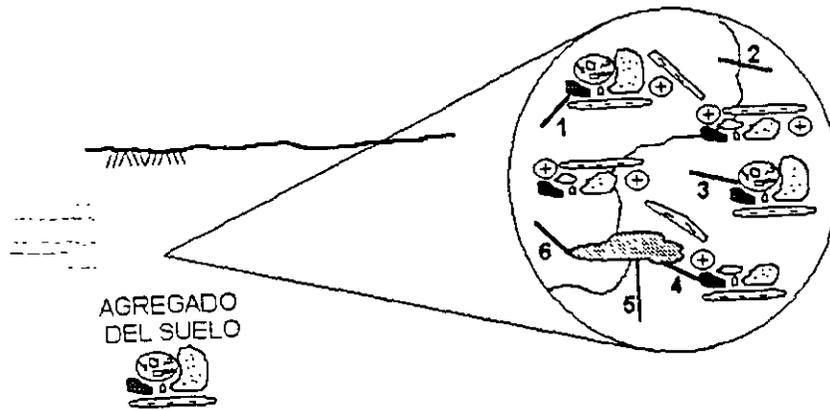
En la figura 3.14 aparece una situación antrópica común en la que por un derrame accidental o malintencionado un lixiviado viajó por la zona vadosa hasta alcanzar el nivel de agua freática; la figura 3.15 muestra el detalle de las características de los flúidos en el suelo.

Figura 3.14 Derrame de un contaminante.

Cuando entran en contacto el gas, el vapor de agua, los lixiviados o alguna otra solución con el suelo aparece una fuerza superficial que les provoca atracción y entonces una fuerza electroquímica es generada por la diferencia de potencial producida al ser acumulados iones en ambas caras de los granos del suelo y aparece la doble capa electroquímica.

Las fuerzas de atracción entre superficies generan un flujo el que puede ser la superposición lineal de todas las fuerzas termodinámicas presentes (principio de acoplamientos), esto es:

" un flujo cualquiera puede ser generado por una fuerza que no corresponda al fenómeno directo"



CARACTERÍSTICAS DE LOS FLUIDOS EN EL SUELO

- 1 SUELO-AIRE 2 AGUA-AIRE 3 SUELO-AGUA
 4 LIXIVIADO-SUELO 5 LIXIVIADO-AGUA 6 LIXIVIADO-AIRE

Figura 3.15 Características de los fluidos en el suelo.

Onsager estableció la reciprocidad de los efectos directos y cruzados al afirmar que se pueden intercambiar de tal manera que una diferencia de temperaturas genera un flujo de cargas y una diferencia de potencial eléctrico produce un flujo de calor. Ver figura 3.16.

PRINCIPALES FUERZAS TERMODINAMICAS FLUJOS DIRECTOS Y CRUZADOS

FUERZAS	diferencia de presiones ΔP	diferencia de concentraciones de soluto ΔC_s	diferencia de potencial eléctrico $\Delta \phi$	diferencia de temperatura ΔT
FLUJOS				
flujo de solvente	flujo volumétrico J_v	ósmosis	electroósmosis	termoósmosis
flujo de solutos moléculas neutras	arrastre de solutos por flujo volumétrico	difusión de Fick	Difusión de Nernst-Planck	termodifusión de Soret
flujo de solutos iones	polarización por acumulación de cargas vía flujo volumétrico	polarización por concentración vía flujo de difusión	corriente eléctrica Ley de Ohm	termoelectricidad de Thompson
flujo de calor	flujo térmico Joule-Thompson	difusión térmica Dufour	termoelectricidad electropirosis	conducción térmica Fourier

Figura 3.16 Efectos directos y cruzados según el Principio de Onsager.

3.4.2 POTENCIAL NATURAL (SP). Cuando en los poros del suelo entran en contacto soluciones electrolíticas diversas o con diferencias de concentración, se genera un potencial o fuerza electromotriz (fem) denominado "Potencial de Difusión". Los iones mono, di o trivalentes de signo distinto tienen movilidades diferentes que causan una diferencia de potencial ΔV medible en superficie con un voltmetro de alta impedancia y electrodos impolarizables. El potencial está dado por:

$$\Delta V = \frac{u-v}{u+v} \frac{RT}{nF} \ln \frac{C_1}{C_2}$$

u, v son las movilidades del anión y catión; n es la valencia; R , la constantes de los gases; T , es la temperatura absoluta y F la constante de Faraday. El potencial de difusión sirve para determinar las zonas de aporte en agujeros exploratorios.

En la figura 3.14 se visualiza el mecanismo que regula el potencial natural, la superficie que separa la zona de alteración y la vadosa marca las regiones de oxidación y reducción.

La toma de datos es hecha con potenciómetro con alta impedancia, cables y electrodos impolarizables; existen dos procedimientos básicos: el de Potenciales que consiste en evaluar directamente la diferencia de potencial en estaciones respecto a un punto de referencia y el de gradientes, el cual mide la diferencia de potencial sucesivamente entre dos estacas contiguas de la sección. La figura 3.17 muestra las dos técnicas de levantamiento.

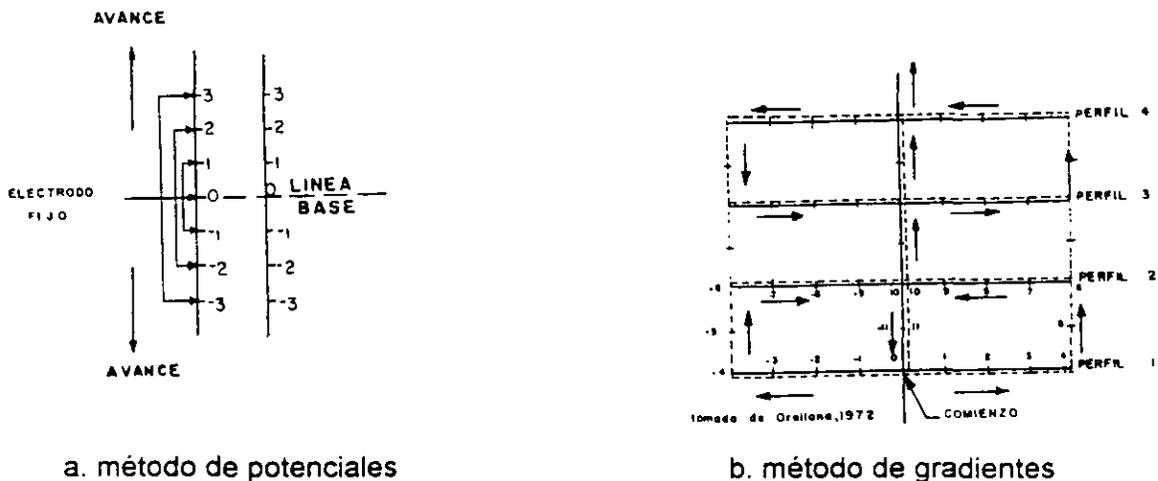


Figura 3.17 Procedimientos de campo para medir el SP.

DISPERSION Y DIFUSION DE UNA PLUMA DE CONTAMINACION, DETERIORO DEL ACUIFERO Y ESTRUCTURA DEL POZO.

El agua producto de escaldar verduras en una empacadora es liberada en canales sin revestimiento que bordean la Planta y la conducen a regar tierras de cultivo. Una cantidad es infiltrada en las direcciones horizontal y vertical a través de las tobas arenosas; la pluma aparece perfectamente definida por el mapa de potencial natural de la figura 3.18. Cuando el agua percolada alcanza el acuífero; cambia las condiciones biofísicoquímicas, crea una concentración excesiva de materia orgánica, acidifica el ambiente y rompe el equilibrio natural del medio. Las bacterias degradan químicamente al ademe hasta debilitarlo y provocar su ruptura y corrosión, ver figura 3.19.

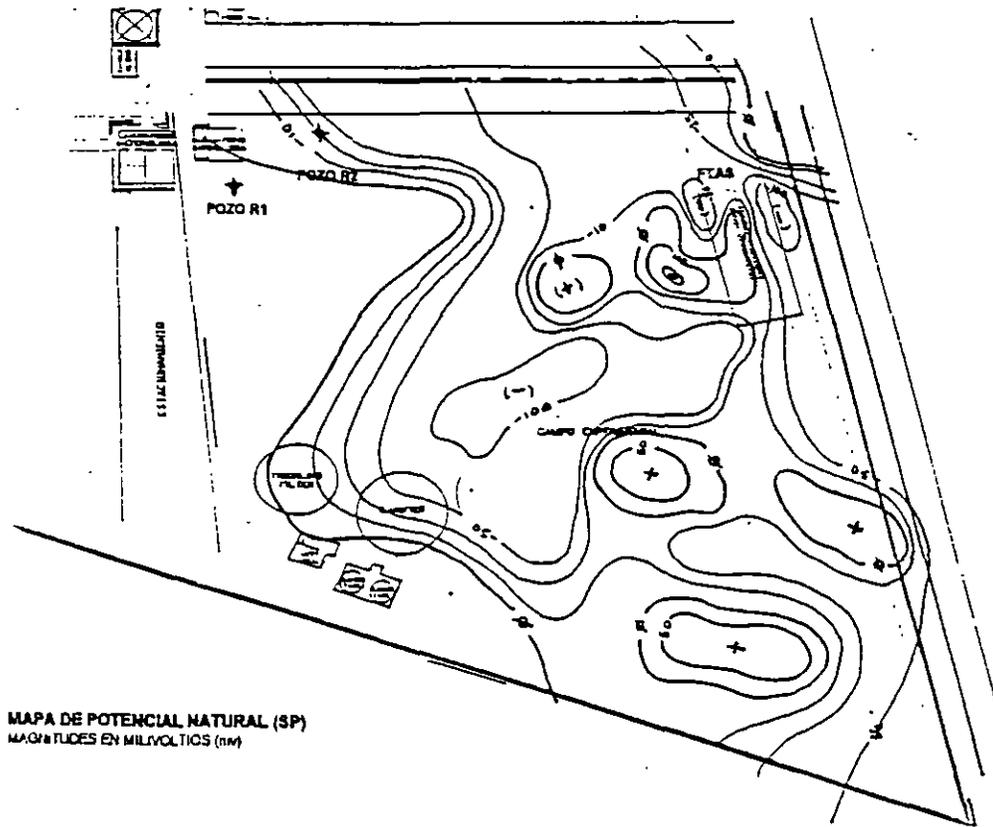


Figura 3.18 Mapa de potencial Natural, el flujo del agua de escaldar avanca hacia el NNW.



Figura 3.19 Degradación mecánica del ademe del pozo por la presencia de agua ácida.

21/27

3.4.3 POLARIZACION INDUCIDA Y RESISTIVIDAD COMO MAPEO DE ANOMALIAS POR LIXIVIADOS Y FILTRACIONES EN LA ZONA NO SATURADA. El transporte y flujo producen una serie de reacciones electroquímicas que forman halos de alteración los que producen el fenómeno de "polarización"; que de acuerdo a su magnitud puede ser capaz de contrarrestar la diferencia de presiones e invertir la dirección de flujo volumétrico. Sollner y Neihof (1955) descubrieron que en el caso de polarización por difusión, el comportamiento del sistema es el de un **diodo** que permite el flujo solamente en una dirección.

Los halos anómalos son por: plumas de contaminación, frentes de humectación y filtración. Estas porciones con características propias en la zona vadosa, pueden ser mapeados y monitoreados por medio de la polarización inducida y la resistividad.

El mecanismo de la polarización inducida fue propuesto por Marshall y Madden (1959); el cuál establece que al circular una corriente eléctrica en un medio, produce una separación de cargas que dan lugar a gradientes eléctricos opuestos al flujo de la corriente eléctrica causando la polarización (figura 3.20) que puede presentarse de tres formas: membrana, de electrodo y electrolítica.

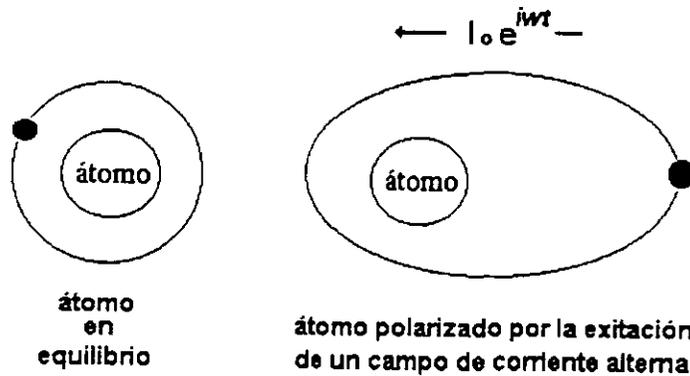
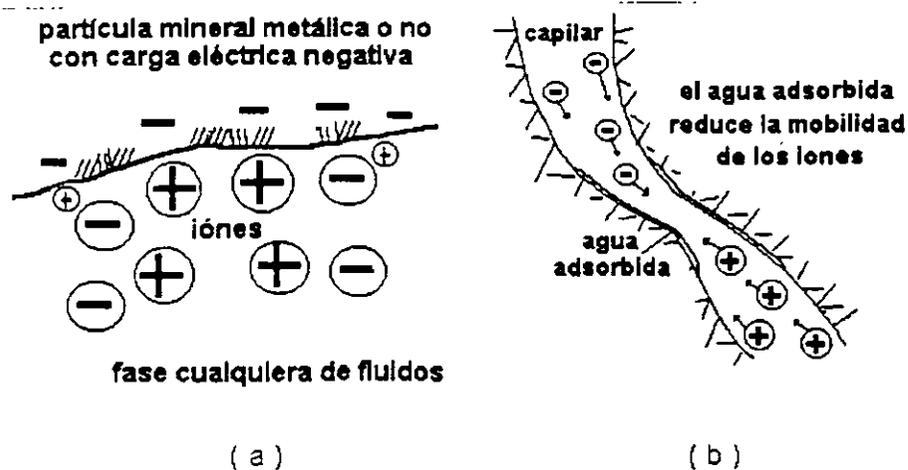


Figura 3.20 Polarización del átomo por excitación de un campo eléctrico alterno y su analogía eléctrica.

La *Polarización de Membrana* ocurre al formarse nubes de cargas positivas sobre las partículas de arcilla que impiden la movilidad de los aniones (figura 3.21a). La *Polarización de Electrodo* aparece cuando los óxidos (limonita, magnetita, etc.) dispersos en los capilares, bloquean una trayectoria y la conducción iónica cambia a electrónica (figura 3.21b); aparece la doble capa electroquímica similar a un capacitor que almacena energía. Finalmente, la *Polarización Electrolítica* ocurre por el flujo de fluidos en los capilares independientes a su fase; si el diámetro cambia, habrá una diferencia de movilidades, lo que genera una separación de cargas y la formación de la doble capa electroquímica (figura 3.21b).



Figuras 3.21a y 3.21b. Esquemas explicativos de las polarizaciones de electrodo, membrana y electrolítica.

La cuantificación de la polarización inducida en el dominio de la frecuencia es:

$$EF = (\rho_{cc} - \rho_{ca}) / \rho_{cc} \rho_{ca};$$

donde EF es el efecto de frecuencia; ρ_{cc} la resistividad aparente a corriente continua y ρ_{ca} la resistividad aparente a corriente alterna. Como se observa, la resistividad es un caso particular de la polarización inducida a frecuencia "cero" o corriente continua y se valua como:

$$\rho_{acc} = \{ \Delta V / I \} Fg;$$

en el que ρ_{acc} es la resistividad aparente en corriente continua; ΔV , la diferencia de potencial; I la intensidad de corriente eléctrica inyectada al medio y Fg, el factor geométrico que depende de la posición de los electrodos.

Por medio de la polarización inducida y resistividad fue posible definir los contactos, estructura y características de arcillosidad en una sección realizada en Ocampo-Nuevo Morelos, SLP; ver figura 3.22. La resistividad pone de manifiesto la disposición estructural de las Formaciones y la polarización discrimina las lutitas, calizas, etc.

CORRELACION GEOLOGICO - GEOFISICA
PERFIL DE ISORESISTIVIDADES APARENTES A 0.5 Hz

1.0	1.0	1.0	1.0
2.0	2.0	2.0	2.0
3.0	3.0	3.0	3.0

PERFIL DE EFECTO DE FRECUENCIA APARENTE

1.0	1.0	1.0	1.0
2.0	2.0	2.0	2.0
3.0	3.0	3.0	3.0

COLUMNA GEOLOGICA

CARIACICO	Superior	PA 10000
	Medio	PA 10000
	Inferior	PA 10000

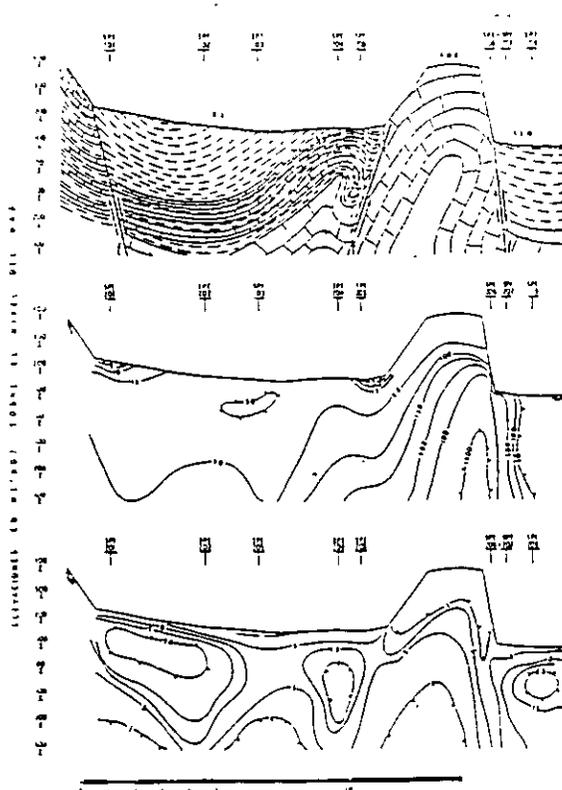


Figura 3.22 Secciones geológico-electroestratigráficas en Nuevo Morelos-Ocampo, SLP

CARACTERIZADO DE LAS TRAYECTORIAS DE FILTRACION DE AGUA EN UN TALUD

Diversas casas aparecen dañadas a cinco años de haber sido construídas y era el deseo saber el orégen de este; las casa fueron edificadas sobre un terraplén de "tepetate" que sobreyace a 6 metros de piamonte.(clastos de roca mal clasificados y empacados en arcilla expansiva). Se asumió la hipótesis de: que el agua proveniente de las fugas de un tanque de agua ubicado 50 metros al oriente motiva lo cámbios volumétricos en la masa fina, para comprobar se propuso realizar las mediciones de resistividad eléctrica en dos estados, utilizando como trazador al sulfato de aluminio de la siguiente manera:

- 1) en condiciones naturales las mediciones de resistividad en el subsuelo fueron hechas hasta una profundidad de "nx"=25 metros,
- 2) una solución de 5,000 litros de sulfato de aluminio fue vertida en un PCA y
- 3) las medidas de resistividad en el subsuelo fueron realizadas en las mismas posiciones de punto 1, las medidas fueron comparadas.

Las partículas minerales del sulfato de aluminio fueron incrustando a las tortuosidades abatiendo la magnitud de la resistividad, por lo que la comparación de las mediciones de resistividad previas (figura 3.23a y 3.23b).

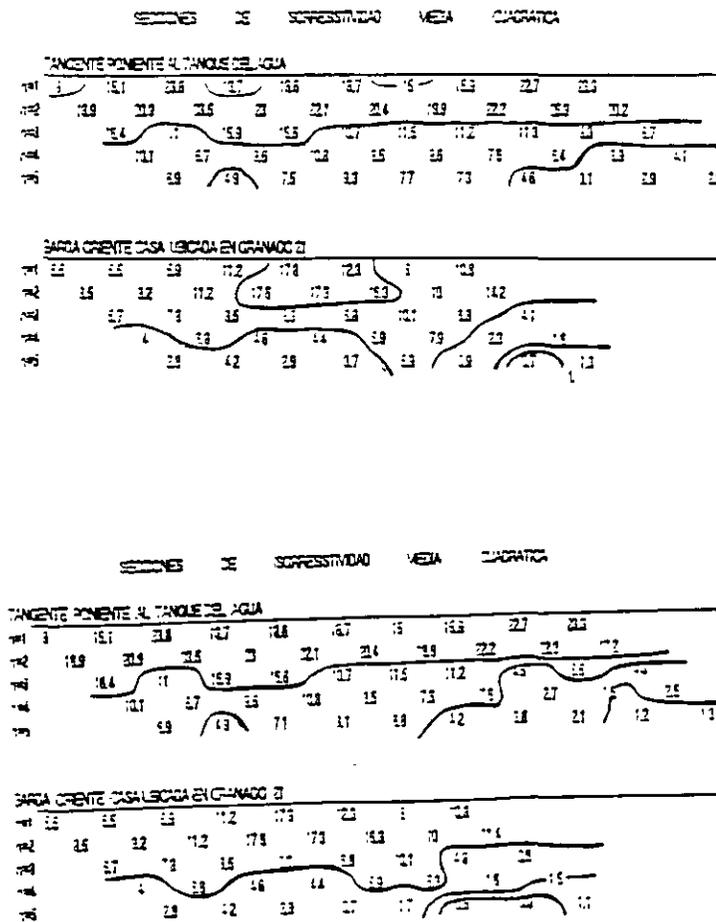


Figura 3.23a y 3.23b. Resistividad natural y aparente medida posterior a la inyección de un trazador. En la región derecha de la sección se lleva a cabo el flujo subterránea de agua.

3.4.4 AUDIOMAGNETOTELURICO DE FUENTE CONTROLADA. Es una técnica de sondeo eléctrico de alta resolución, con la habilidad de mapear cambios laterales de la resistividad y explorar hasta algunos cientos de pies de profundidad.

El método Audiomagnetotelúrico de fuente controlada (CSAMT) es una técnica de inducción electromagnética (EM) de muy baja frecuencia producida por un dipolo de aproximadamente 2 millas de longitud incado en ambos extremos. La antena receptora son dipolos cortos (600 ft) en contacto con la tierra los cuales miden el campo eléctrico (E_x (mv/km)) el magnetómetro mide los cambios inducidos en el el campo magnético (H_y (nanotesla)), la profundidad es denotada por Z . Las frecuencias de operación varían entre 0.25 Hz y 4096 Hz obtenidas mediante un microprocesador especial. La corriente de excitación es de aproximadamente 100 Amperios. Como los campos eléctrico y magnético son vectorialmente perpendiculares, la antena y magnetómetro deben de estar en la misma disposición (figura 3.24).

La resistividad aparente en el campo electromagnético es medida como la relación E_x/H_x y está dada en ohms-metro; la expresión es:

$$\rho = \frac{1}{5 f} \frac{|E_x|^2}{|H_y|^2}$$

La profundidad se da en función de la penetración "Skin" S de tal forma que:

$$S = 503 \sqrt{\rho_a / f}$$

dónde ρ_a es la resistividad aparente en ohms-metro y f es la frecuencia en Hertzios. Cuando los campos EM son inducidos a distancias más grandes de $3S$ desde la entena transmisora, la resistividad aparente calculada equivale a la real.

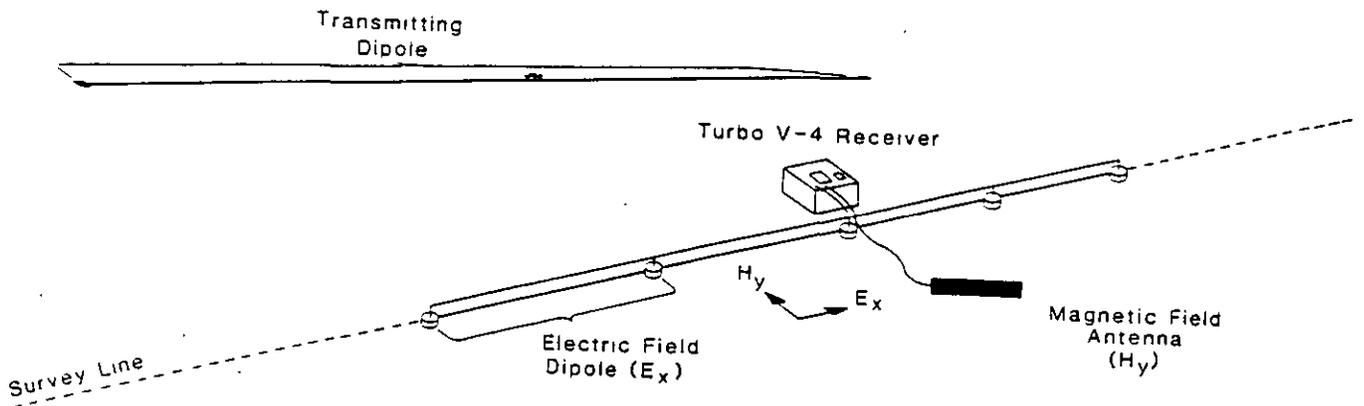
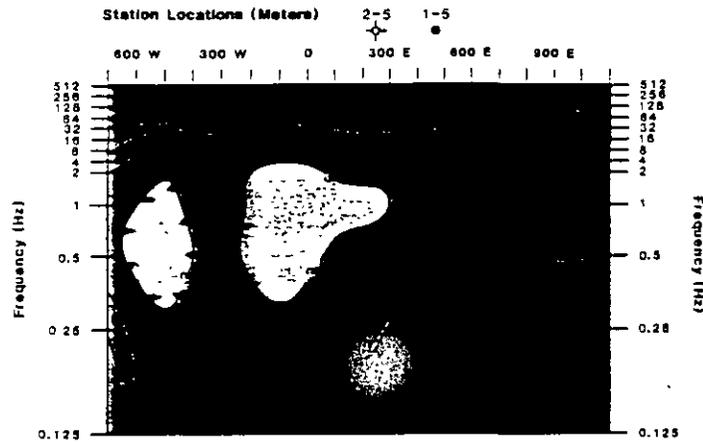


Figura 3.24 Arreglo eléctrico y del magnetómetro en la técnica de CSAMT.

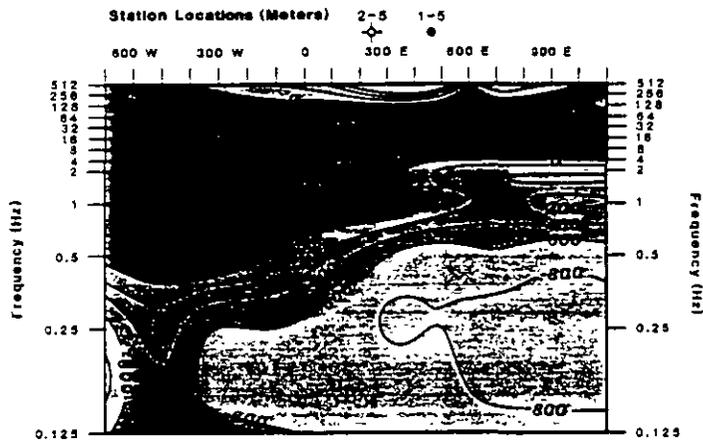
25/10

Huges, L. J., y Zong, K.L., 1992 muestran en la figura 3.25 los resultados obtenidos en la prospección de oro llevada a cabo en la región NNE de Nevada. Según las medidas de resistividad aparente y frecuencias pueden ser transferidas a unidades de longitud.

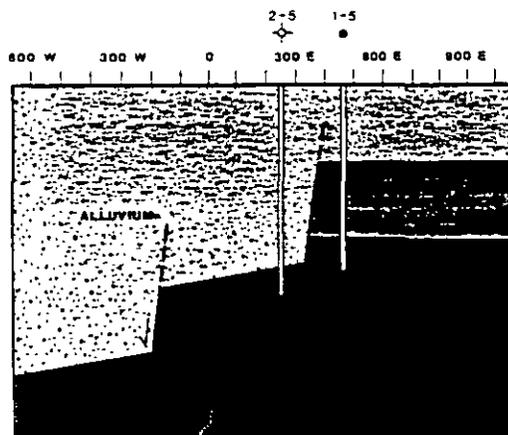
Case History 2: Tomera Ranch Field, Eureka County, Nevada



Phoenix CSAMT Data (Apparent Resistivity in ohm-meters), Pine Valley, May 1988



Phoenix CSAMT Data (1st Derivative of resistivity in milliradians), Pine Valley, May 1988



Diagrammatic Structural Interpretation

Figura 3.25. Sección de resistividades aparentes en función de la frecuencia y sección geológica interpretada después de la integración de los datos de prospección y perforación.

BIBLIOGRAFIA :

Alvarez Manilla A. A., 1995. fallamiento y efectos geotécnicos por compactación del acuífero en la Fosa Querétaro. Toma de Protesta de la Primera Mesa Directiva de la Delegación regional Querétaro de la Sociedad mexicana de Mecánica de Suelos. DEPFI, Universidad Autónoma de Querétaro.

Alvarez Manilla A. A., Fernández H F., Salas C. J.L., García B. J.; 1994. Geohidrología del Valle de Querétaro. III Congreso de Ingeniería Civil en el Estado de Querétaro. FI de la Universidad Autónoma de Querétaro y Colegio de Ingenieros Civiles del Estado de Querétaro, AC.

Alvarez Manilla A. A., 1994. Prospección Geofísica. Seminario Internacional en aplicaciones de la Geotécnia a aprovechamiento de los recursos pétreos. DEPFI de la Universidad Autónoma de Querétaro.

Alvarez Manilla A. A., 1995. Geofísica Aplicada a la Ingeniería Civil. Curso de Tópicos en Geotécnia, Colegio de Ingenieros Civiles en el Estado de Querétaro.

Alvarez Manilla A. A., 1995. Contaminación, Diseño de Confinamientos y Manifiestos de Impacto Ambiental. Curso de Tópicos en Geotécnia, Colegio de Ingenieros Civiles en el Estado de Querétaro.

Fernández, H., F., 1986. Diversos dictámenes geohidrológicos en los estados de Guanajuato y Querétaro.

Geo Ingenieria Alfven, SA de CV, 1986-1996. Diversos Estudio Geohidrológicos, Geofísicos, Geotécnicos, Impacto Ambiental, en el Estado de Querétaro.

Hughes, L.J., Emer, D.F., and Zonge, K.L., 1986, The use of electrical techniques in locating sources of groundwater contamination: presented at the 48th EAEG., Oostende, Belgium.

Lesser Illades J. M., Sánchez, F., González, D., 1990. Aspectos geohidrológicos de la Ciudad de México. Revista de Ingeniería Hidráulica en México/ enero-abril de 1990.

Lesser Illades J. M., Sánchez, F., González, D., 1986. Hidrogeoquímica del Acuífero de la Ciudad de México. Revista de Ingeniería Hidráulica en México/ septiembre-diciembre de 1986.

Trejo M., A. 1989. Estratigrafía y Propiedades Mecánicas del Subsuelo del Valle de la Zona Urbana de Querétaro. Universidad Autónoma de Querétaro.

Zepeda G., J., A.; 1994. Notas correspondientes a las cátedras de Comportamiento de Suelos I. División de Estudios de Postgrado de la FI de la Universidad Autónoma de Querétaro.

Zepeda ., J. A., y Alvarez Manilla, A., 1996. Los fenómenos de succión, difusión, dispersión y filtración a través de la Prospección Geoeléctrica. Seminario Internacional de Suelos no Saturados, DEPFI de la Universidad Autónoma de Querétaro y SMMS.

3.4 EXPLORACION ELECTRICA

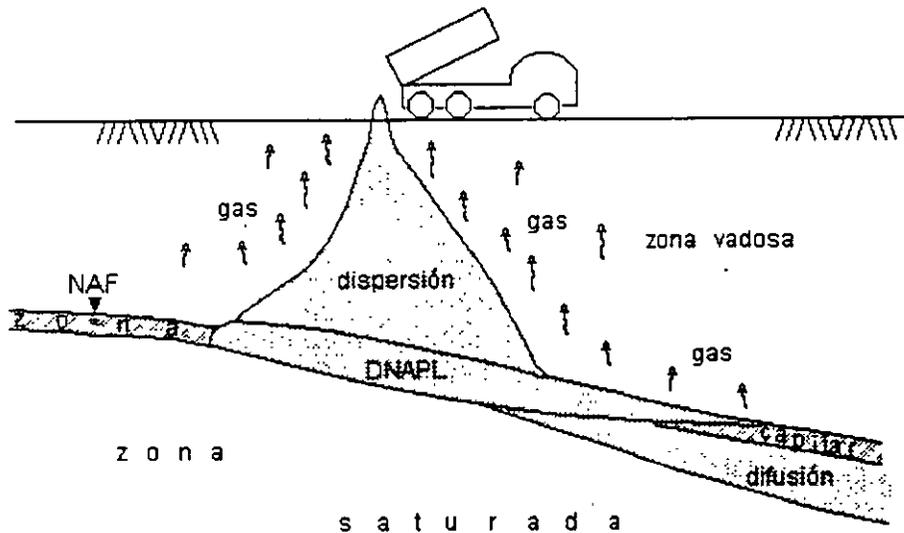
3.4.1 GENERALIDADES

La Prospección Geoeléctrica se ha mostrado como una de las técnicas más bondadosas en la exploración del agua subterránea y de fuerte aplicación para el monitoreo-mapeo en investigaciones relacionadas a la Geotécnia Ambiental.

Las propiedades fisicoquímicas del sistema iteracción fluidos-matenaes geológicos que componen la parte somera de la corteza terrestre gobiernan los fenómenos de flujo y transporte. Dado que al contacto entre los fluidos NAPL's (fases líquidas no acuosas), DNAPL's (fases densas líquidas no acuosa) y las Unidades Geológicas ocasionan transformaciones biológicas, electroquímicas, térmicas; estas pueden ser estudiadas por los cambios en las propiedades electromagnéticas de los materiales en el subsuelo como son: conductividad eléctrica, permitividad eléctrica, polarización y permeabilidad magnética.

Los métodos de aplicación actual son: potencial natural (SP); resistividad ($\rho=1/\sigma$); polarización inducida (v); electromagnéticos, magnetoteléurico de fuente controlada, polanzación inducida magnética, etc..

En el desarrollo del escrito podrá ser visualizada la aplicación de cada técnica tanto para los problemas estructurales como los asociados a los fenómenos de flujo y transporte de contamiinantes en el subsuelo.



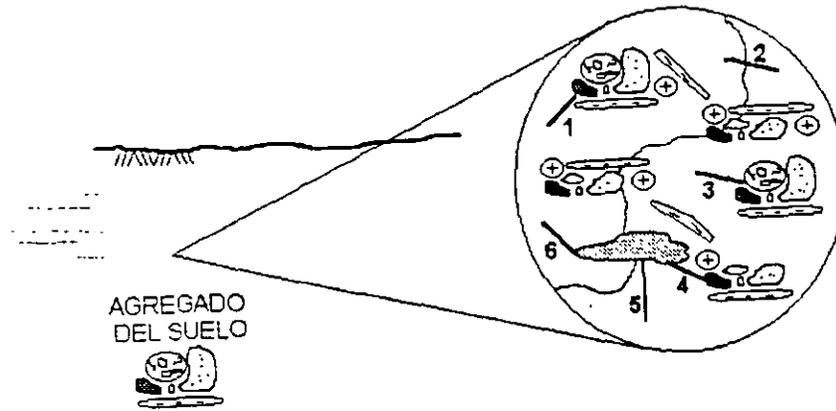
En la figura 3.14 aparece una situación antrópica común en la que por un derrame accidental o malintencionado un lixiviado viajó por la zona vadosa hasta alcanzar el nivel de agua freática; la figura 3.15 muestra el detalle de las características de los fluidos en el suelo.

Figura 3.14 Derrame de un contaminante.

Cuando entran en contacto el gas, el vapor de agua, los lixiviados o alguna otra solución con el suelo aparece una fuerza superficial que les provoca atracción y entonces una fuerza electroquímica es generada por la diferencia de potencial producida al ser acumulados iones en ambas caras de los granos del suelo y aparece la doble capa electroquímica.

Las fuerzas de atracción entre superficies generan un flujo el que puede ser la superposición lineal de todas las fuerzas termodinámicas presentes (principio de acoplamiento), esto es:

" un flujo cualquiera puede ser generado por una fuerza que no corresponda al fenómeno directo"



- CARACTERÍSTICAS DE LOS FLUIDOS EN EL SUELO
- 1 SUELO-AIRE 2 AGUA-AIRE 3 SUELO-AGUA
 - 4 LIXIVIADO-SUELO 5 LIXIVIADO-AGUA 6 LIXIVIADO-AIRE

Figura 3.15 Características de los fluidos en el suelo.

Onsager estableció la reciprocidad de los efectos directos y cruzados al afirmar que se pueden intercambiar de tal manera que una diferencia de temperaturas genera un flujo de cargas y una diferencia de potencial eléctrico produce un flujo de calor. Ver figura 3.16.

PRINCIPALES FUERZAS TERMODINAMICAS FLUJOS DIRECTOS Y CRUZADOS

FUERZAS	diferencia de presiones ΔP	diferencia de concentraciones de soluto ΔC_s	diferencia de potencial eléctrico $\Delta \phi$	diferencia de temperatura ΔT
FLUJOS				
flujo de solvente	flujo volumétrico J_v	ósmosis	electroósmosis	termoósmosis
flujo de solutos moléculas neutras	arrastre de solutos por flujo volumétrico	difusión de Fick	Difusión de Nernst-Planck	termodifusión de Soret
flujo de solutos iones	polarización por acumulación de cargas vía flujo volumétrico	polarización por concentración vía flujo de difusión	corriente eléctrica Ley de Ohm	termoelectricidad de Thompson
flujo de calor	flujo térmico Joule-Thompson	difusión térmica Dufour	termoelectricidad electropirois	conducción térmica Fourier

Figura 3.16 Efectos directos y cruzados según el Principio de Onsager.

3.4.2 POTENCIAL NATURAL (SP). Cuando en los poros del suelo entran en contacto soluciones electrolíticas diversas o con diferencias de concentración, se genera un potencial o fuerza electromotriz (fem) denominado "Potencial de Difusión". Los iones mono, di o trivalentes de signo distinto tienen movilidades diferentes que causan una diferencia de potencial ΔV medible en superficie con un voltmetro de alta impedancia y electrodos impolarizables. El potencial está dado por:

$$\Delta V = \frac{u-v}{u+v} \frac{RT}{nF} \ln \frac{C_1}{C_2}$$

u, v son las movilidades del anión y catión; n es la valencia; R, la constantes de los gases; T, es la temperatura absoluta y F la constante de Faraday. El potencial de difusión sirve para determinar las zonas de aporte en agujeros exploratorios.

En la figura 3.14 se visualiza el mecanismo que regula el potencial natural, la superficie que separa la zona de alteración y la vadosa marca las regiones de oxidación y reducción.

La toma de datos es hecha con potenciómetro con alta impedancia, cables y electrodos impolarizables; existen dos procedimientos básicos: el de Potenciales que consiste en evaluar directamente la diferencia de potencial en estaciones respecto a un punto de referencia y el de gradientes, el cual mide la diferencia de potencial sucesivamente entre dos estacas contiguas de la sección. La figura 3.17 muestra las dos técnicas de levantamiento.

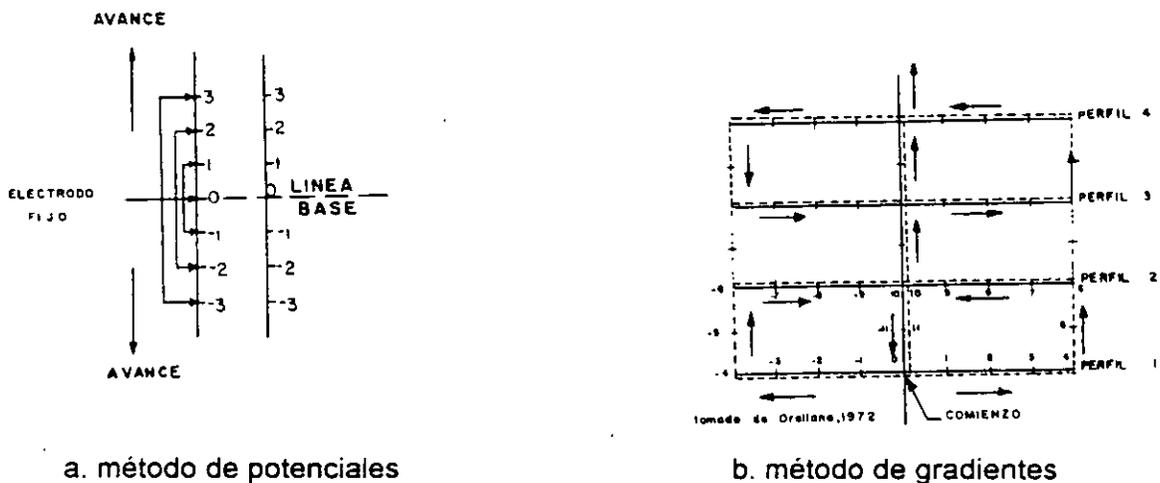


Figura 3.17 Procedimientos de campo para medir el SP.

DISPERSION Y DIFUSION DE UNA PLUMA DE CONTAMINACION, DETERIORO DEL ACUIFERO Y ESTRUCTURA DEL POZO.

El agua producto de escaldar verduras en una empacadora es liberada en canales sin revestimiento que bordean la Planta y la conducen a regar tierras de cultivo. Una cantidad es infiltrada en las direcciones horizontal y vertical a través de las tobas arenosas; la pluma aparece perfectamente definida por el mapa de potencial natural de la figura 3.18. Cuando el agua percolada alcanza el acuífero; cambia las condiciones biofísicoquímicas, crea una concentración excesiva de materia orgánica, acidifica el ambiente y rompe el equilibrio natural del medio. Las bacterias degradan químicamente al ademe hasta debilitarlo y provocar su ruptura y corrosión, ver figura 3.19.

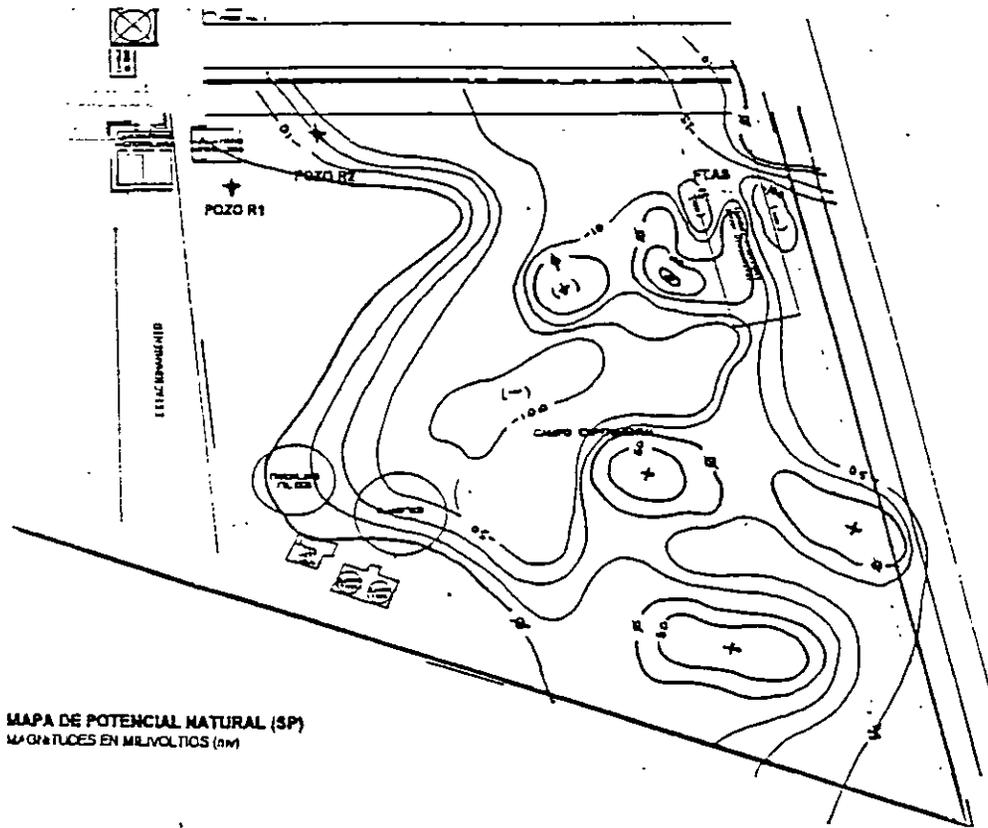


Figura 3.18 Mapa de potencial Natural, el flujo del agua de escaldar avanca hacia el NNW.



Figura 3.19 Degradación mecánica del ademe del pozo por la presencia de agua ácida.

21/27

3.4.3 POLARIZACION INDUCIDA Y RESISTIVIDAD COMO MAPEO DE ANOMALIAS POR LIXIVIADOS Y FILTRACIONES EN LA ZONA NO SATURADA. El transporte y flujo producen una serie de reacciones electroquímicas que forman halos de alteración los que producen el fenómeno de "polarización"; que de acuerdo a su magnitud puede ser capaz de contrarrestar la diferencia de presiones e invertir la dirección de flujo volumétrico. Sollner y Neihof (1955) descubrieron que en el caso de polarización por difusión, el comportamiento del sistema es el de un *diodo* que permite el flujo solamente en una dirección.

Los halos anómalos son por: plumas de contaminación, frentes de humectación y filtración. Estas porciones con características propias en la zona vadosa, pueden ser mapeados y monitoreados por medio de la polarización inducida y la resistividad.

El mecanismo de la polarización inducida fue propuesto por Marshall y Madden (1959); el cuál establece que al circular una corriente eléctrica en un medio, produce una separación de cargas que dan lugar a gradientes eléctricos opuestos al flujo de la corriente eléctrica causando la polarización (figura 3.20) que puede presentarse de tres formas: membrana, de electrodo y electrolítica.

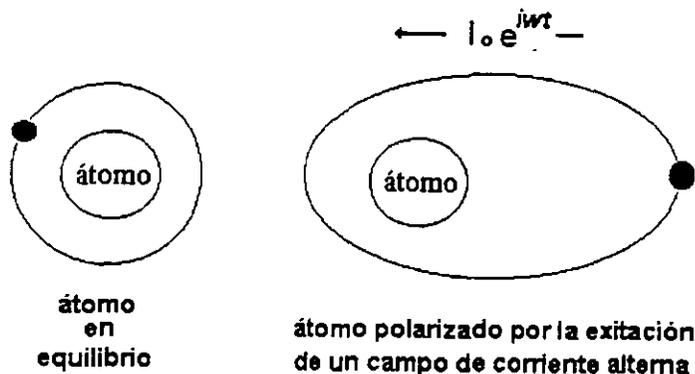
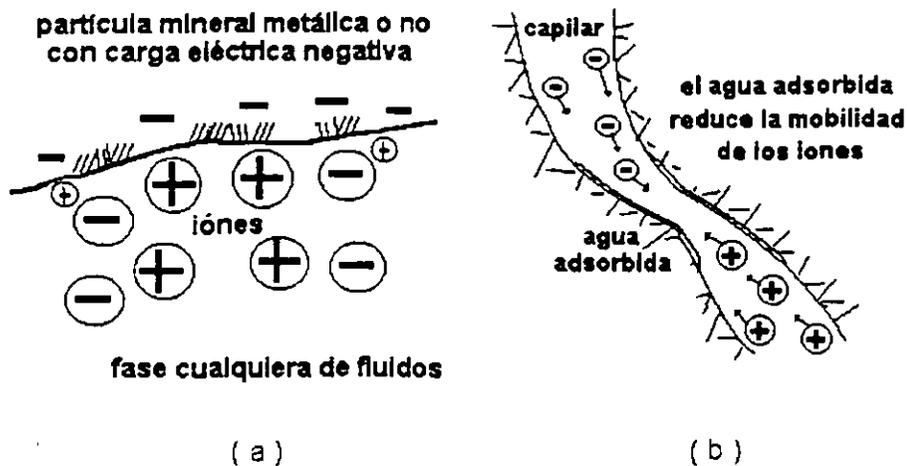


Figura 3.20 Polarización del átomo por excitación de una campo eléctrico alterno y su analogía eléctrica.

La *Polarización de Membrana* ocurre al formarse nubes de cargas positivas sobre las partículas de arcilla que impiden la movilidad de los aniones (figura 3.21a). La *Polarización de Electrodo* aparece cuando los óxidos (limonita, magnetita, etc) dispersos en los capilares, bloquean una trayectoria y la conducción iónica cambia a electrónica (figura 3.21b); aparece la doble capa electroquímica similar a un capacitor que almacena energía. Finalmente, la *Polarización Electrolítica* ocurre por el flujo de fluidos en los capilares independientes a su fase; si el diámetro cambia, habrá una diferencia de movilidades, lo que genera una separación de cargas y la formación de la doble capa electroquímica (figura 3.21b).



Figuras 3.21a y 3.21b. Esquemas explicativos de las polarizaciones de electrodo, membrana y electrolítica.

La cuantificación de la polarización inducida en el dominio de la frecuencia es:

$$EF = (\rho_{CC} - \rho_{CA}) / \rho_{CC} \rho_{CA}$$

donde EF es el efecto de frecuencia; ρ_{CC} la resistividad aparente a corriente continua y ρ_{CA} la resistividad aparente a corriente alterna. Como se observa, la resistividad es un caso particular de la polarización inducida a frecuencia "cero" o corriente continua y se valua como:

$$\rho_{CC} = \{ \Delta V / I \} F_g$$

en el que ρ_{CC} es la resistividad aparente en corriente continua; ΔV , la diferencia de potencial; I la intensidad de corriente eléctrica inyectada al medio y F_g , el factor geométrico que depende de la posición de los electrodos.

Por medio de la polarización inducida y resistividad fue posible definir los contactos, estructura y características de arcillosidad en una sección realizada en Ocampo-Nuevo Morelos, SLP; ver figura 3.22. La resistividad pone de manifiesto la disposición estructural de las Formaciones y la polarización discrimina las lutitas, calizas, etc.

CORRELACION GEOLOGICO-GEOFISICA
PERFIL DE RESISTIVIDADES APARENTES A 0.5 Hz.

Zona I	1000 - 2000	ARENAS-VAZAR
Zona II	2000 - 3000	ARENAS-VAZAR
Zona III	3000 - 4000	ARENAS-VAZAR

PERFIL DE EFECTO DE FRECUENCIA APARENTE

Zona I	1000 - 2000	ARENAS-VAZAR
Zona II	2000 - 3000	ARENAS-VAZAR
Zona III	3000 - 4000	ARENAS-VAZAR

COLUMNA GEOLOGICA

CRETACICO	Superior	FA. DEBORA
	Media	FA. FELIPE
	Basal	FA. ALBA

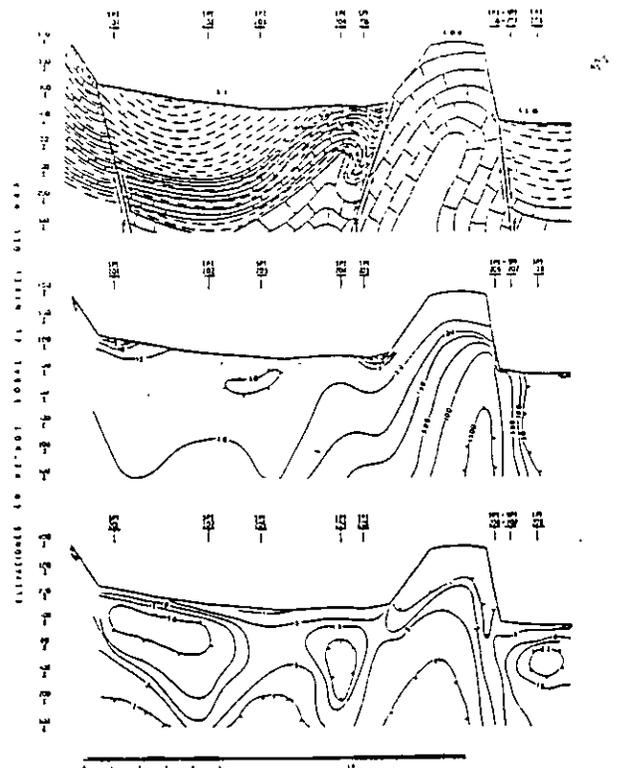


Figura 3.22 Secciones geológico-electroestratigráficas en Nuevo Morelos-Ocampo, SLP

23/2+

CARACTERIZADO DE LAS TRAYECTORIAS DE FILTRACION DE AGUA EN UN TALUD

Diversas casas aparecen dañadas a cinco años de haber sido construidas y era el deseo saber el origen de este; las casa fueron edificadas sobre un terraplén de "tepetate" que sobreyace a 6 metros de piamonte:(clastos de roca mal clasificados y empaçados en arcilla expansiva). Se asumió la hipótesis de que el agua proveniente de las fugas de un tanque de agua ubicado 50 metros al oriente motiva lo cambios volumétricos en la masa fina, para comprobar se propuso realizar las mediciones de resistividad eléctrica en dos estados, utilizando como trazador al sulfato de aluminio de la siguiente manera:

- 1) en condiciones naturales las mediciones de resistividad en el subsuelo fueron hechas hasta una profundidad de "nx"=25 metros,
- 2) una solución de 5,000 litros de sulfato de aluminio fue vertida en un PCA y
- 3) las medidas de resistividad en el subsuelo fueron realizadas en las mismas posiciones de punto 1, las medidas fueron comparadas.

Las partículas minerales del sulfato de aluminio fueron incrustando a las tortuosidades abatiendo la magnitud de la resistividad, por lo que la comparación de las mediciones de resistividad previas (figura 3.23a y 3.23b).

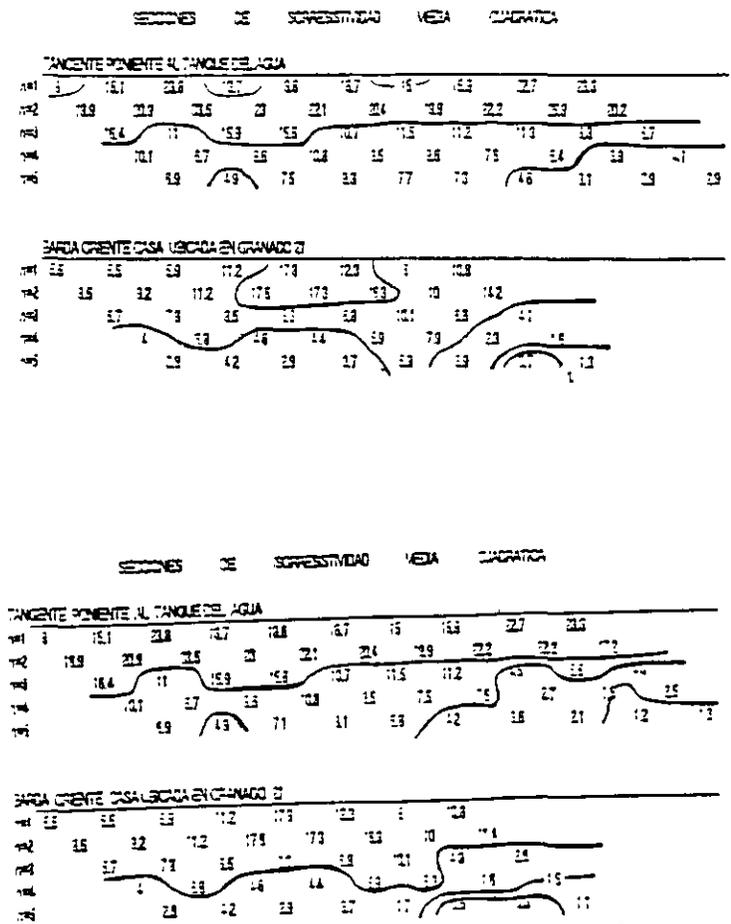


Figura 3.23a y 3.23b. Resistividad natural y aparente medida posterior a la inyección de un trazador. En la región derecha de la sección se lleva a cabo el flujo subterránea de agua.

3.4.4 AUDIOMAGNETOTELURICO DE FUENTE CONTROLADA. Es una técnica de sondeo eléctrico de alta resolución, con la habilidad de mapear cambios laterales de la resistividad y explorar hasta algunos cientos de pies de profundidad.

El método Audiomagnetotelúrico de fuente controlada (CSAMT) es una técnica de inducción electromagnética (EM) de muy baja frecuencia producida por un dipolo de aproximadamente 2 millas de longitud ubicado en ambos extremos. La antena receptora son dipolos cortos (600 ft) en contacto con la tierra los cuales miden el campo eléctrico (E_x (mv/km)) el magnetómetro mide los cambios inducidos en el el campo magnético (H_y (nanotesla)), la profundidad es denotada por Z . Las frecuencias de operación varían entre 0.25 Hz y 4096 Hz obtenidas mediante un microprocesador especial. La corriente de excitación es de aproximadamente 100 Amperios. Como los campos eléctrico y magnético son vectorialmente perpendiculares, la antena y magnetómetro deben de estar en la misma disposición (figura 3.24).

La resistividad aparente en el campo electromagnético es medida como la relación E_x/H_x y está dada en ohms-metro; la expresión es:

$$\rho = \frac{1}{5f} \frac{|E_x|^2}{|H_y|^2}$$

La profundidad se da en función de la penetración "Skin" S de tal forma que:

$$S = 503 \sqrt{\rho_a / f}$$

dónde ρ_a es la resistividad aparente en ohms-metro y f es la frecuencia en Hertzios. Cuando los campos EM son inducidos a distancias más grandes de $3S$ desde la antena transmisora, la resistividad aparente calculada equivale a la real.

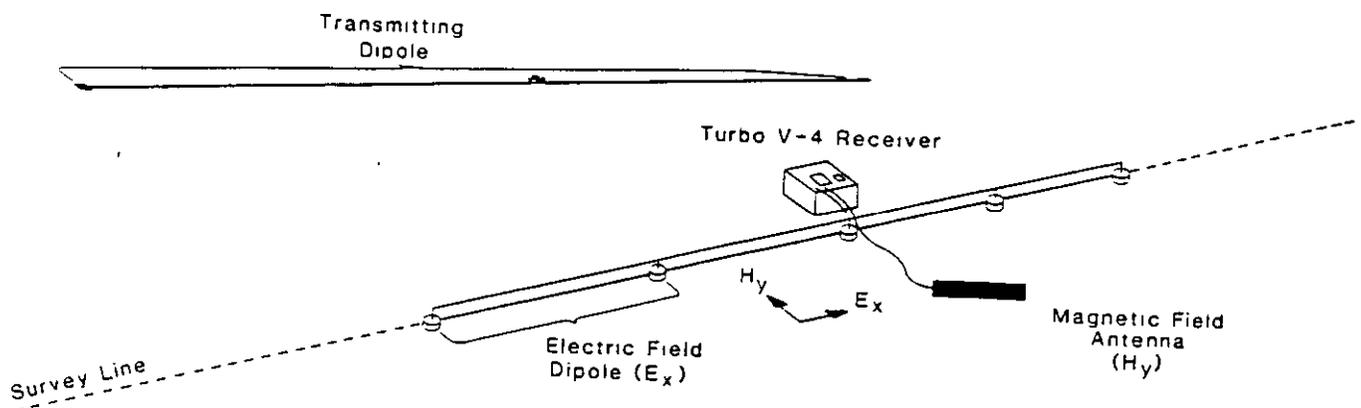


Figura 3.24 Arreglo electrónico y del magnetómetro en la técnica de CSAMT.

25/17

Huges, L. J., y Zong, K.L., 1992 muestran en la figura 3.25 los resultados obtenidos en la prospección de oro llevada a cabo en la región NNE de Nevada. Según las medidas de resistividad aparente y frecuencias pueden ser transferidas a unidades de longitud.

Case History 2: Tomera Ranch Field, Eureka County, Nevada

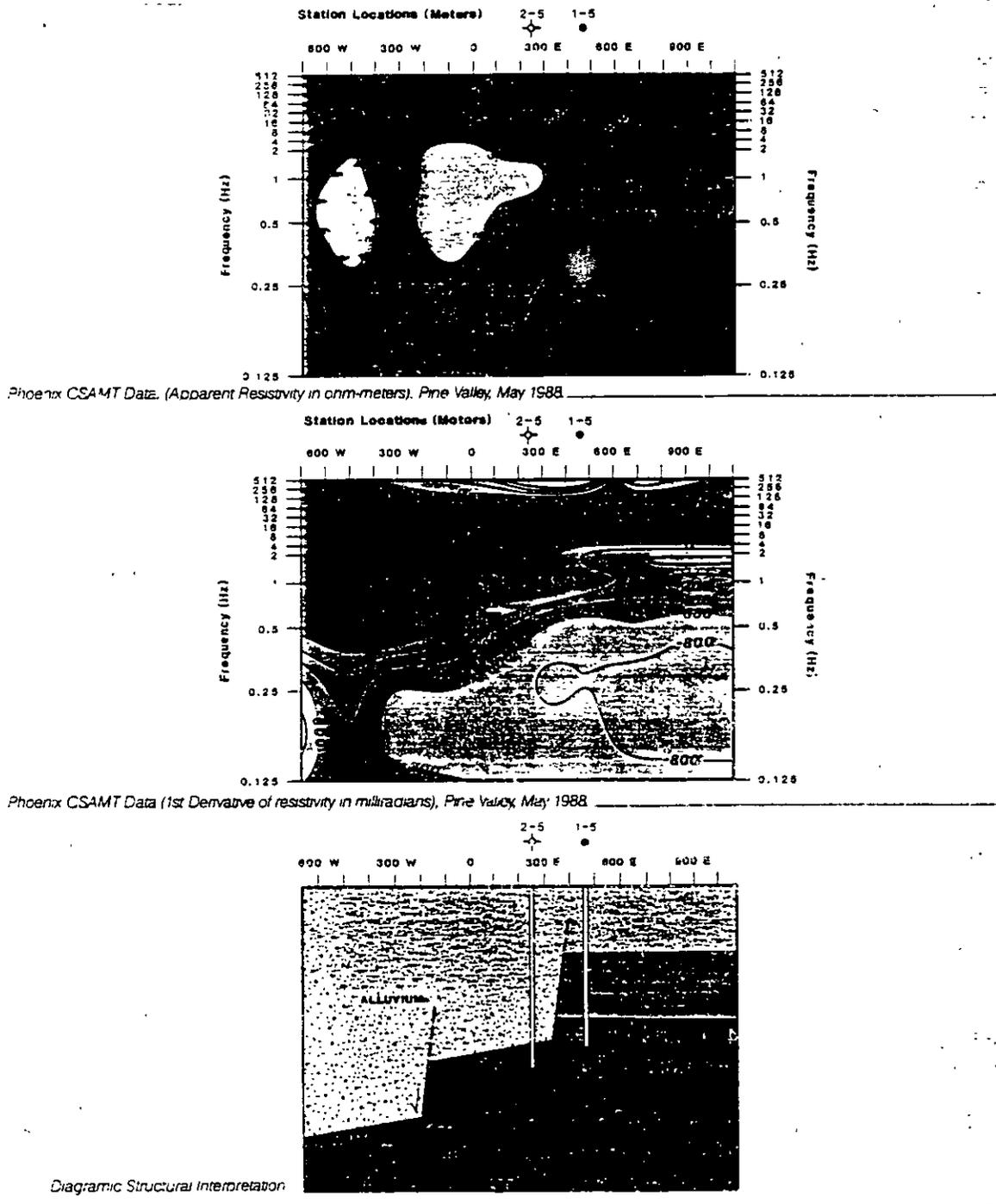
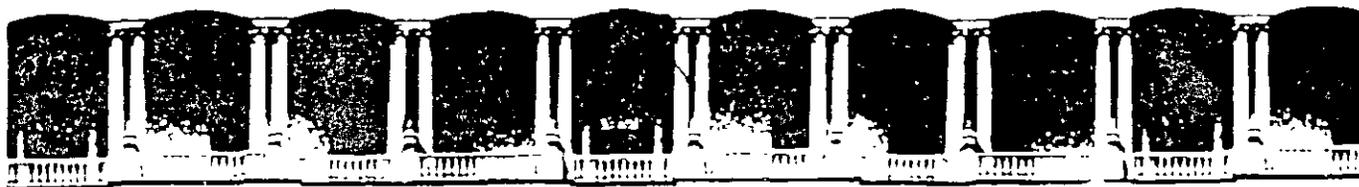


Figura 3.25. Sección de resistividades aparentes en función de la frecuencia y sección geológica interpretada después de la integración de los datos de prospección y perforación.

BIBLIOGRAFIA :

- Alvarez Manilla A. A., 1995. fallamiento y efectos geotécnicos por compactación del acuífero en la Fosa Querétaro. Toma de Protesta de la Primera Mesa Directiva de la Delegación regional Querétaro de la Sociedad mexicana de Mecánica de Suelos. DEPFI, Universidad Autónoma de Querétaro.
- Alvarez Manilla A. A., Fernández H F., Salas C. J.L., García B. J.; 1994. Geohidrología del Valle de Querétaro. III Congreso de Ingeniería Civil en el Estado de Querétaro. FI de la Universidad Autónoma de Querétaro y Colegio de Ingenieros Civiles del Estado de Querétaro, AC.
- Alvarez Manilla A. A., 1994. Prospección Geofísica. Seminario Internacional en aplicaciones de la Geotécnica a aprovechamiento de los recursos pétreos. DEPFI de la Universidad Autónoma de Querétaro.
- Alvarez Manilla A. A., 1995. Geofísica Aplicada a la Ingeniería Civil. Curso de Tópicos en Geotécnica, Colegio de Ingenieros Civiles en el Estado de Querétaro.
- Alvarez Manilla A. A., 1995. Contaminación, Diseño de Confinamientos y Manifiestos de Impacto Ambiental. Curso de Tópicos en Geotécnica, Colegio de Ingenieros Civiles en el Estado de Querétaro.
- Fernández, H., F., 1986. Diversos dictámenes geohidrológicos en los estados de Guanajuato y Querétaro.
- Geo Ingenieria Alfven, SA de CV, 1986-1996. Diversos Estudio Geohidrológicos, Geofisicos, Geotécnicos, Impacto Ambiental, en el Estado de Querétaro.
- Hughes, L.J., Emer, D.F., and Zonge, K.L., 1986, The use of electrical techniques in locating sources of groundwater contamination: presented at the 48th EAEG., Oostende, Belgium.
- Lesser Illades J. M., Sánchez, F., González, D., 1990. Aspectos geohidrológicos de la Ciudad de México. Revista de Ingeniería Hidráulica en México/ enero-abril de 1990.
- Lesser Illades J. M., Sánchez, F., González, D., 1986. Hidrogeoquímica del Acuífero de la Ciudad de México. Revista de Ingeniería Hidráulica en México/ septiembre-diciembre de 1986.
- Trejo M., A. 1989. Estratigrafía y Propiedades Mecánicas del Subsuelo del Valle de la Zona Urbana de Querétaro. Universidad Autónoma de Querétaro.
- Zepeda G., J., A.; 1994. Notas correspondientes a las cátedras de Comportamiento de Suelos I. División de Estudios de Postgrado de la FI de la Universidad Autónoma de Querétaro.
- Zepeda ., J. A., y Alvarez Manilla, A., 1996. Los fenómenos de succión, difusión, dispersión y filtración a través de la Prospección Geoeléctrica. Seminario Internacional de Suelos no Saturados, DEPFI de la Universidad Autónoma de Querétaro y SMMS.



**FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA**

CURSOS ABIERTOS

**XII CURSO INTERNACIONAL DE
CONTAMINACIÓN DE ACUIFEROS**

MODULO I: GEOHIDROLOGIA

TEMA

GEOFÍSICA EN GEOHIDROLOGIA

**EXPOSITOR: ING. ALFONSO ALVAREZ MANILLA
PALACIO DE MINERIA
SEPTIEMBRE DEL 2000**

CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION DE ACUIFEROS
PROSPECCION GEOFISICA APLICADA

ING. ALFONSO ALVAREZ MANILLA ACEVES
GEOINGENIERIA ALFVEN, S.A. DE C.V.

1. GENERALIDADES Y OBJETIVOS

El AGUA es sin duda el recurso natural más importante para el ciclo de la VIDA. Cualquier actividad está regida por la disponibilidad del agua; su carencia marcaría el asolamiento de la agricultura y finalmente de la humanidad. De ahí formar la CULTURA DEL CUIDADO DEL AGUA en la sociedad.

La interacción SUELO-AGUA es muy importante, pues de la conservación del primero depende la calidad de la segunda; basta recordar que en el ciclo hidrológico el agua al precipitarse primeramente toca al suelo, a través del suelo es percolada y filtrada hasta el almacenamiento.

La postura de los geocientíficos no se debe concretar a la localización de acuífero de agua de buena calidad, además de la administración de los recursos hidráulicos, se deben tomar acciones éticas para la conservación en equilibrio de la fuente y el ecosistema.

La presencia de VIDA en pociones de las cortezas oceánica y continental, así como la atmósfera nca en oxígeno; hacen de la Tierra un planeta de particular interés por lo menos en nuestro propio sistema solar. La tierra presenta una superficie irregular (figura 1.1), el 7% de la masa de la tierra es agua, pero, el 97% es agua salada que constituye los océanos, el 2.3% está en forma de hielo en los casquetes y el 0.7% es el agua que forma los lagos, ríos, acuíferos y agua de la atmósfera.

Según evidencias geológicas y geoquímicas existen diferencias composicionales entre la corteza de los continentes y la correspondiente al fondo de los océanos. La figura 1.2 muestra esquemáticamente la distribución de rocas y su composición.



Figura 1.1. Hermosas vistas de la Tierra desde el satélite Topex-Poseidón.

Los suelos son una mezcla rica en compuestos orgánicos e inorgánicos que afectan la calidad del aire y agua, la materia viva o muerta contenida, son factor importante para la circulación de elementos químicos. Los microorganismos catalizan muchas reacciones en las que los sólidos son desgastados, como resultado de descomposición orgánica, los suelos liberan H_2O y gases tales como CO_2 , N_2 y N_2O .

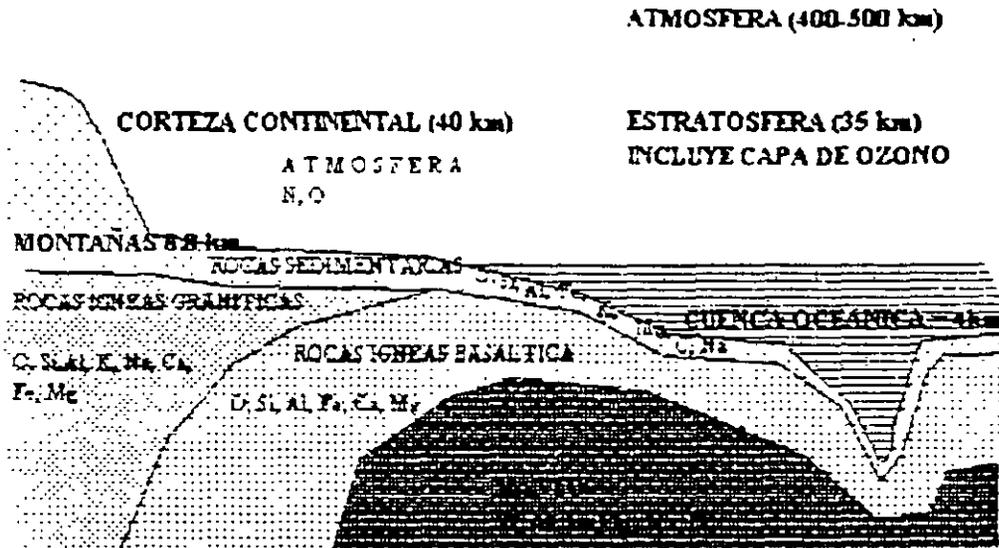


Figura 1.2. Distribución esquemática de la distribución de las rocas y su composición.

El suelo ha modificado químicamente el ambiente desde el origen de la Tierra y el medio ha modificado al suelo. Las interacciones químicas entre suelo-atmósfera-agua percolada, regulan la composición de la zona vadosa y aguas subterráneas. Las reacciones son importantes para la limpieza del aire y agua después de la contaminación natural y antropogénica.

Los solutos y electrolitos en solución con el suelo aportan los nutrientes necesarios para la vida vegetal y animal. Los mecanismos aportadores de iones al suelo son el intemperismo de las rocas, descomposición de materia orgánica, lluvia, fertilización y aquellos iones liberados de la fracción coloidal de la arcilla. Los iones en solución son esenciales para la vida, y en su fase sólida son tóxicos.

La tabla 1 muestra los elementos esenciales. Durante la formación de la superficie de la Tierra, los más pesados se acomodaron a profundidades variables, mientras que los ligeros quedaron distribuidos superficialmente.

"La vida al evolucionar aprovechó la distribución de los elementos en superficie, de ahí que se volvieran esenciales los más ligeros".

Los elementos tóxicos que con mayor regularidad se encuentran en el ecosistema, son suministrados por los medios natural (nada perjudiciales) o antropicos (dañinos). Los vegetales se han adaptado a las condiciones físico-químicas del medio, el hombre no.

Oparin intuyó que las moléculas orgánicas se formaron en la atmósfera rica en CH_4 , H_2 , CO_2 , NH_3 , N_2 , H_2S) durante tormentas eléctricas; aunque todavía existe la incertidumbre de cómo se pudieron polimerizar moléculas simples para formar complejas orgánicas.

Las arcillas son el medio propicio para polimerizar moléculas orgánicas, cabe mencionar que los minerales arcillosos se formaron antes de que la vida comenzara. Los aminoácidos se polimerizan cuando son absorbidos por las arcillas.

The periodic table shows the following classifications:

- Essential (White):** H, He, Li, Be, B, C, N, O, F, Ne, Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, Ar, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Kr, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Tc, Ru, Rh, Pd, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, I, Xe, Cs, Ba, La, Hf, Ta, W, Re, Os, Ir, Pt, Au, Hg, Tl, Pb, Bi, Po, At, Rn, Fr, Ra, Ac.
- Toxic (Diagonal lines):** Hg, Pb, Bi, Po, At, Rn.
- Low Importance (Dotted):** U, Th, Pa, Pu, Am, Cm, Bk, Cf, Es, Fm, Md, No, Lr.

Tabla 1. Elementos esenciales en blanco, tóxicos en diagonales y punteados los de poca importancia. Tomado de Bohn, McNeal & O'Connor, (1993)

Como se mencionó anteriormente, la vida es oportunista; los organismos aprovechan las condiciones del medio en que se desarrollan y sus características químicas así lo demuestran, esto es: la composición de las plantas, animales y fluidos corporales son $Ca > K > Na = Mg$; el orden de disponibilidad en los suelos es $Ca > Mg > K = Na$.

Para Bohn, McNeal y O'Connor (1993) la vida es más activa en los suelos que en el mar, afirmando que el mar abierto es estéril, y como consecuencia, es más probable que la vida comenzó en el suelo y no en el mar.

La contaminación del suelo, subsuelo y agua ocurre cuando desechos líquidos o lixiviados se mueven desde su lugar de depósito. La contaminación potencial depende de la movilidad del contaminante, vida media del contaminante, características de la roca o suelo huésped y clima.

Los suelos permeables permiten el rápido movimiento, de ahí que los contaminantes biológicos puedan ser parcialmente filtrados por movimiento, en tanto que los constituyentes inorgánicos se mueven con mayor rapidez hasta el sistema acuífero y viajar grandes distancias. Las zonas kársticas y de rocas muy fracturadas permiten la filtración de contaminantes fácilmente. Las áreas con materiales prácticamente impermeables retardan el movimiento percolándose en un entorno muy pequeño a partir del depósito.

Las condiciones climáticas de la localidad son condicionantes, por ejemplo; en zonas de alta precipitación pluvial la contaminación potencial es mayor que en aquellas áreas menos húmedas. En regiones áridas y semiáridas la contaminación potencial es casi nula debido a que el agua infiltrada es adsorbida o sostenida por la humedad del suelo.

El carácter y concentración del contaminante dependen del tiempo en que ha estado en contacto con el agua, y el máximo potencial para contaminación del agua, ocurre en regiones con nivel estático somero.

Con la disciplina geofísica se tendrán como objetivos ilustrar los principales mecanismos fisicoquímicos de los procesos de control, erradicación de contaminación y la exploración del agua.

2. EXPLORACION GEOFISICA

El objetivo del presente escrito es mostrar las posibilidades y limitaciones de los métodos mayores de la prospección geofísica en:

- a) búsqueda de agua
- b) investigaciones estructurales del subsuelo
- c) monitoreo, control y prevención de la contaminación

La Prospección Geofísica se puede dividir en PURA y APLICADA, la primera estudia la física de la tierra sólida; a la segunda compete aplicar los principios físicos en la investigación de yacimientos económicamente explotables, geotécnica, geoquímica, geohidrología y contaminación.

Las diferentes técnicas geofísicas nacieron de las variadas propiedades físicas y fisicoquímicas de la interacción de sólidos y líquidos. Los métodos geofísicos se suman en la tabla 2 donde aparece la propiedad y fenomenología.

Tabla 2. Métodos geofísicos, propiedad y fenomenología envueltos.		
METODO	PROPIEDAD ENVUELTA	FENOMENO ENVUELTO
MAGNETICO	SUSCEPTIBLE MAGNETICA (μ)	VARIACION ESPACIAL DEL CAMPO MAGNETICO NATURAL ESTACIONARIO
GRAVIMETRICO	DENSIDAD, GRAVITRONES (ρ)	VARIACION ESPACIAL DE "g" EN EL CAMPO GRAVIMETRICO NATURAL
ELECTROMAGNETICO	CONDUCTIVIDAD ELECTRICA PERMEABILIDAD MAGNETICA (k)	(σ) FASE DEL CAMPO ALTERNO ELECTRICO Y MAGNETICO.
ELECTRICO	CONDUCTIVIDAD ELECTRICA	(σ) RESISTIVIDAD APARENTE
POTENCIAL NATURAL	POTENCIAL DE OXIDACION (Eh) CONCENTRACION IONICA (pH)	POTENCIAL ELECTROQUIMICOS NATURALES
POLARIZACION INDUCIDA	CONDUCTIVIDAD IONICA Y ELECTRONICA (e)	IMPEDANCIA COMPLEJA
SISMICOS	CONSTANTES ELASTICAS (λ) DENSIDAD (ρ)	VELOCIDADES SISMICAS ONDAS COMPRESIONALES
RADIOACTIVO	RADIONUCLEOS	RADIACION GAMMA
TERMICO	CONDUCTIVIDAD TERMICA	FLUJO CALORIFICO

La aplicación de los métodos geofísicos solo es aplicable si en cualquiera de las propiedades físicas y fisicoquímicas de las fases sólidas y líquidas, existe un fuerte contraste. Cuando existe una carencia marcada en el contraste de las propiedades y sus efectos no pueden ser medidos en superficie por el enmascaramiento de ruido, el método geofísico no puede ser aplicado.

3. PROSPECCION ELECTRICA

3.1 PROCESOS DE OXIDACION-REDUCCION (REDOX)

El fenómeno electroquímico que regula la dirección, rapidez y productos finales de las reacciones orgánicas e inorgánicas, son los procesos Redox, dependientes fundamentalmente de la disponibilidad de los iones de Hidrógeno (H^+) y el electrón (e^-).

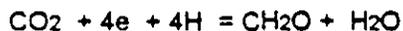
La Oxidación es la pérdida o donación de electrones en una sustancia; la Reducción es la ganancia o aceptación de electrones. Los procesos Redox siempre van apareados ya que no puede existir un donador de electrones sin que exista el aceptor.

Pese a que es limitado el número de elementos que intervienen en el cambio electrónico, son importantes al estar incluidos el C, N y S; pues los procesos de oxidación-reducción son esenciales en el desarrollo y decaimiento de los organismos vivientes, líquidos y sistemas minerales.

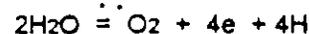
El oxígeno es el principal elemento oxidante o aceptor de electrones en la naturaleza, que lo convierte en un regulador de electrones. La disponibilidad de electrones es fuerte en los suelos aeróbicos, dejando en segundo plano al ion Hidrógeno.

Las condiciones anaeróbicas (falta de oxígeno) incrementan la concentración de iones reducidos (CO_2 y H_2CO_3) y otros ácidos orgánicos que regulan el pH; estos iones son indeseables para el subsuelo.

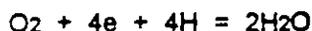
En la fotosíntesis el oxígeno es el donador y el Carbón el aceptor, donde se muta el estado de oxidación del C^{4+} a C^0 del CO_2 para formar un carbohidrato $(CH_2O)_n$ de la siguiente forma:



la oxidación de la reacción consiste en la pérdida de electrones por parte del O^{4-} en el agua para convertir el O^{4-} en O^0 de manera que:



Los vegetales y organismos superiores son capaces de utilizar el oxígeno solo como aceptores, pero los microorganismos del subsuelo utilizan los estados oxidados de nitrógeno, azufre, hierro y manganeso de la manera siguiente:



La reacción química para la oxidación de la materia orgánica en el subsuelo es:



La ecuación global de la oxidación de la materia orgánica es:

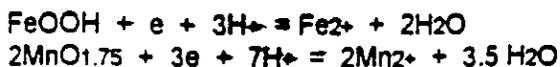


Otros donadores de electrones además del carbohidrato son los grupos amino ($-NH$) y el sulfhidro (-SH) y los iones de amino de la materia orgánica.

La descomposición de la materia orgánica, suelos afectados por fuga de gas o presencia de diesel, gasolina, grasas, depósitos de desechos orgánicos y sólidos (basureros) incrementan la actividad microbiana; ambiente propicio para una demanda alta de oxígeno.

La difusión del oxígeno es tan lenta que provoca la fermentación, liberando CO_2 y CH_4 , también ácidos orgánicos de olor pútrido y aldehídos; productos de una reacción de reducción.

La hojarasca de fierro y nódulos de manganeso observados por medio de la videograbación del interior de pozos, provienen de las reacciones:



La habilidad de los elementos químicos para donar o aceptar electrones es medida por su potencial de electrodo. La tabla 3 enseña los potenciales de reducción (electrodo).

TABLA 3. Potenciales de REDUCCION (ELECTRODO) según Bohn (1993)	
Eh° (V)	
$\text{F}_2 + 2e = 2\text{F}^-$	2.87
$\text{Cl}_2 + 2e = 2\text{Cl}^-$	1.36
$\text{NO}_3^- + 6\text{H}^+ + 5e = 1/2\text{N}_2 + 3\text{H}_2\text{O}$	1.26
$\text{O}_2 + 4\text{H}^+ + 4e = 2\text{H}_2\text{O}$	1.23
$\text{NO}_3 + 2\text{H}^+ + 2e = \text{NO}_2 + \text{H}_2\text{O}$	0.85
<hr/>	
$\text{Fe} + e = \text{Fe}$	0.77
$\text{SO}_4 = 10\text{H}^+ + 8e = \text{H}_2\text{S} + 4\text{H}_2\text{O}$	0.31
$\text{CO}_2 + 4\text{H}^+ + 4e = \text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$	0.21
$\text{N}_2 + 6\text{H}^+ + 6e = 2\text{NH}_3$	0.09
$2\text{H}^+ + 2e = \text{H}_2$	0
<hr/>	
$\text{Fe} + 2e = \text{Fe}$	-0.44
$\text{Zn} + 2e = \text{Zn}$	-0.76
$\text{Al} + 3e = \text{Al}$	-1.66
$\text{Mg} + 2e = \text{Mg}$	-2.37
$\text{Na} + e = \text{Na}$	-2.71
$\text{Ca} + 2e = \text{Ca}$	-2.87
$\text{K} + e = \text{K}$	-2.92

Los valores altos indican que los iones de la izquierda de la reacción aceptan electrones de manera rápida (agentes oxidantes). Los valores de potencial bajo significan que los iones y elementos del lado izquierdo donan electrones, que los convierte en agentes reductores. Los metales comunes se manifiestan como inestables y fácilmente corroides.

La energía eléctrica liberada por los procesos de oxidación-reducción constituye una fuerza electromotriz (fem) comparable a una "pila eléctrica" sepultada. Las corrientes eléctricas provocan características distribuciones de potencial asociadas a la geometría del cuerpo que las produce y son fácilmente medibles en superficie. En la figura 3 1 se visualiza el mecanismo que regula el potencial natural, se aprecian las zonas de oxidación y reducción.

3.2 METODO DEL POTENCIAL NATURAL

El potencial natural tiene su origen en fenómenos electroquímicos asociados a los potenciales de oxidación-reducción (REDOX). Existen dos clasificaciones para el potencial natural, la primera es el potencial de Fondo y el segundo es el Mineralización. El potencial de interés en geohidrología es el de fondo, ya que es indicador de la presencia de agua en el subsuelo; el segundo es el utilizado en monitoreo de contaminación. Los principales mecanismos que originan potenciales de fondo son:

3.2.1 POTENCIALES DE DIFUSION. Se presenta cuando en los poros de las rocas contactan electrolitos diferentes o de diferencias en sus concentraciones. Un ejemplo claro de este potencial es el observado en los registros eléctricos de pozos.

3.2.2 POTENCIALES DE FILTRACION. Schlumberger lo llamo electrofiltración, y es el campo eléctrico producido por el ascenso de electrolitos en los poros del suelo y rocas. El potencial de electrofiltración está dado por:

$$E = \frac{\rho \epsilon \eta}{4 \pi \mu} \Delta P$$

donde ρ es la resistividad del medio, ϵ es la constante dieléctrica, η es el potencial zeta de la doble capa electroquímica, ΔP caída de presión a lo largo de camino del flujo y μ es la viscosidad del fluido.

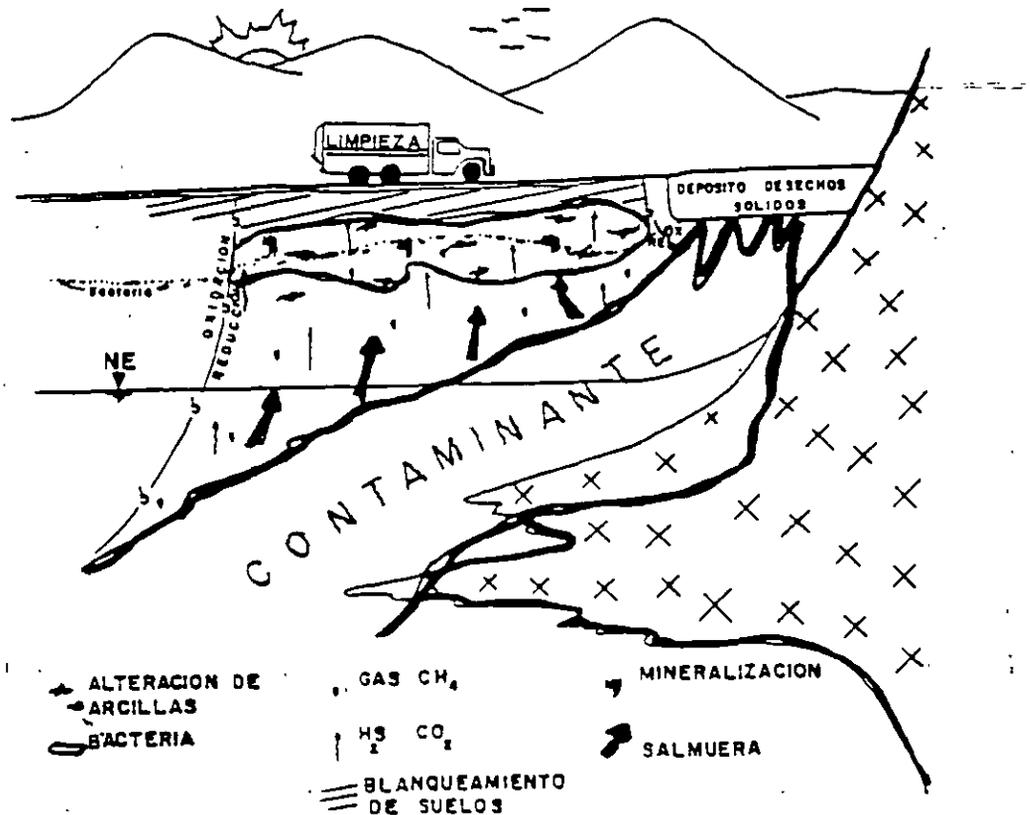


Figura 3.1 Mecanismo del potencial natural en zonas alteradas.

Son producidos por filtración de las aguas de lluvia y ascenso de la humedad por capilaridad.

3.2.4 POTENCIALES VARIABLES CON EL TIEMPO Y TEMPERATURA. Se debe a que si un gradiente de temperatura es sostenido constante en una roca o material geológico, aparecerá un gradiente de voltaje conocido como Efecto Soret.

3.2.5 EQUIPO BASICO.

El equipo necesario para los levantamientos de potencial natural consiste en un potenciómetro de alta impedancia de entrada, cables, electrodos impolarizables tales como tazas de porcelana y sulfato de cobre.

3.2.6 PROCEDIMIENTOS DE CAMPO.

Dos métodos son los clásicos; de potenciales y de gradientes.

La técnica de Potenciales consiste en evaluar directamente la diferencia de potencial en varias estaciones respecto a un punto de referencia. Un electrodo permanece fijo y otro va a cada estación previamente

establecidas para hacer la medida. Se trazan varios perfiles que se unen por una línea perpendicular a ella figura 3.2a. La diferencia de potencial se escribe para cada punto con su signo respectivo.

El método de gradientes mide la diferencia de potencial sucesivamente entre dos estacas contiguas del perfil. Las mediciones se hacen en polígonos cerrados como se indica en la figura 3.2b.

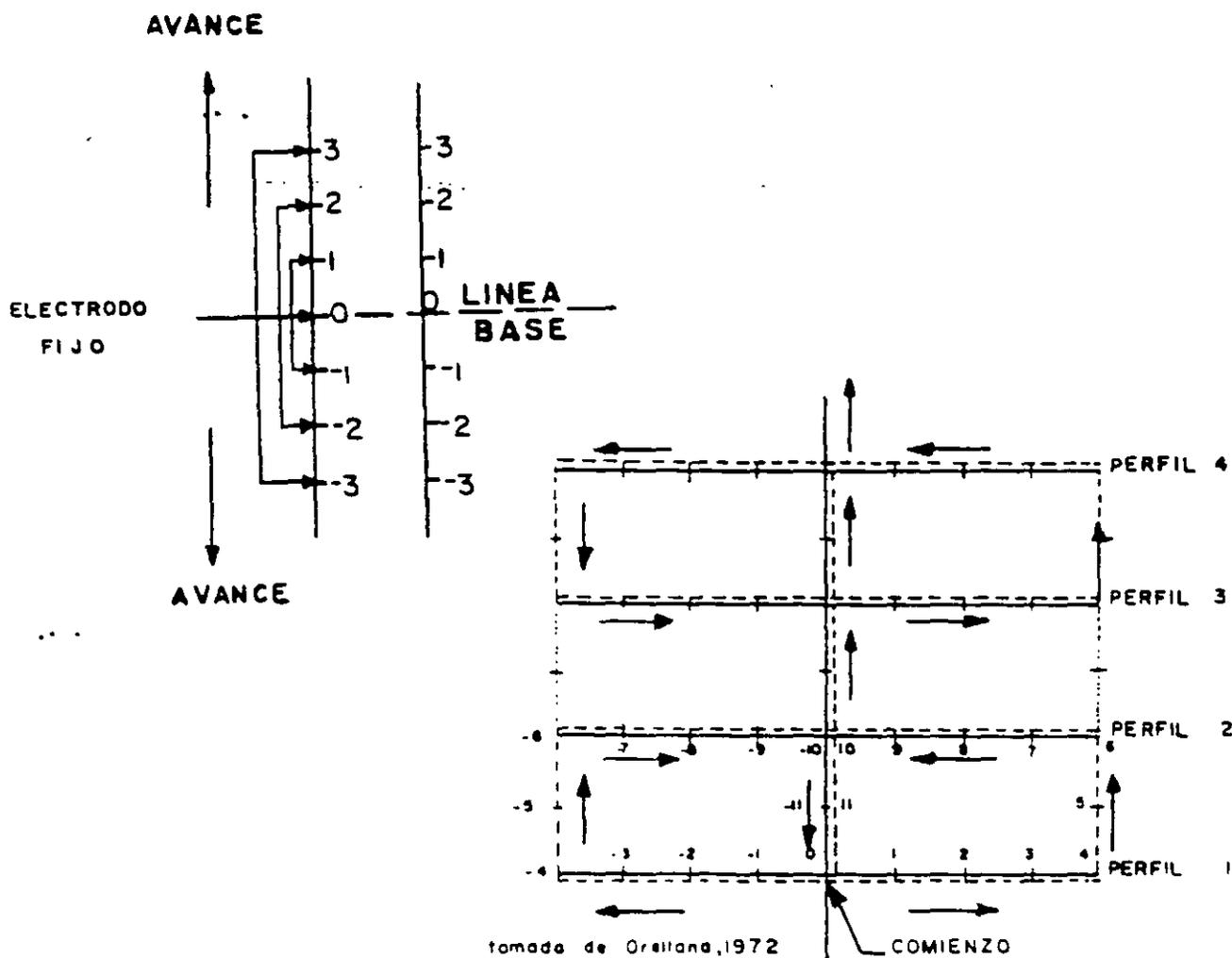
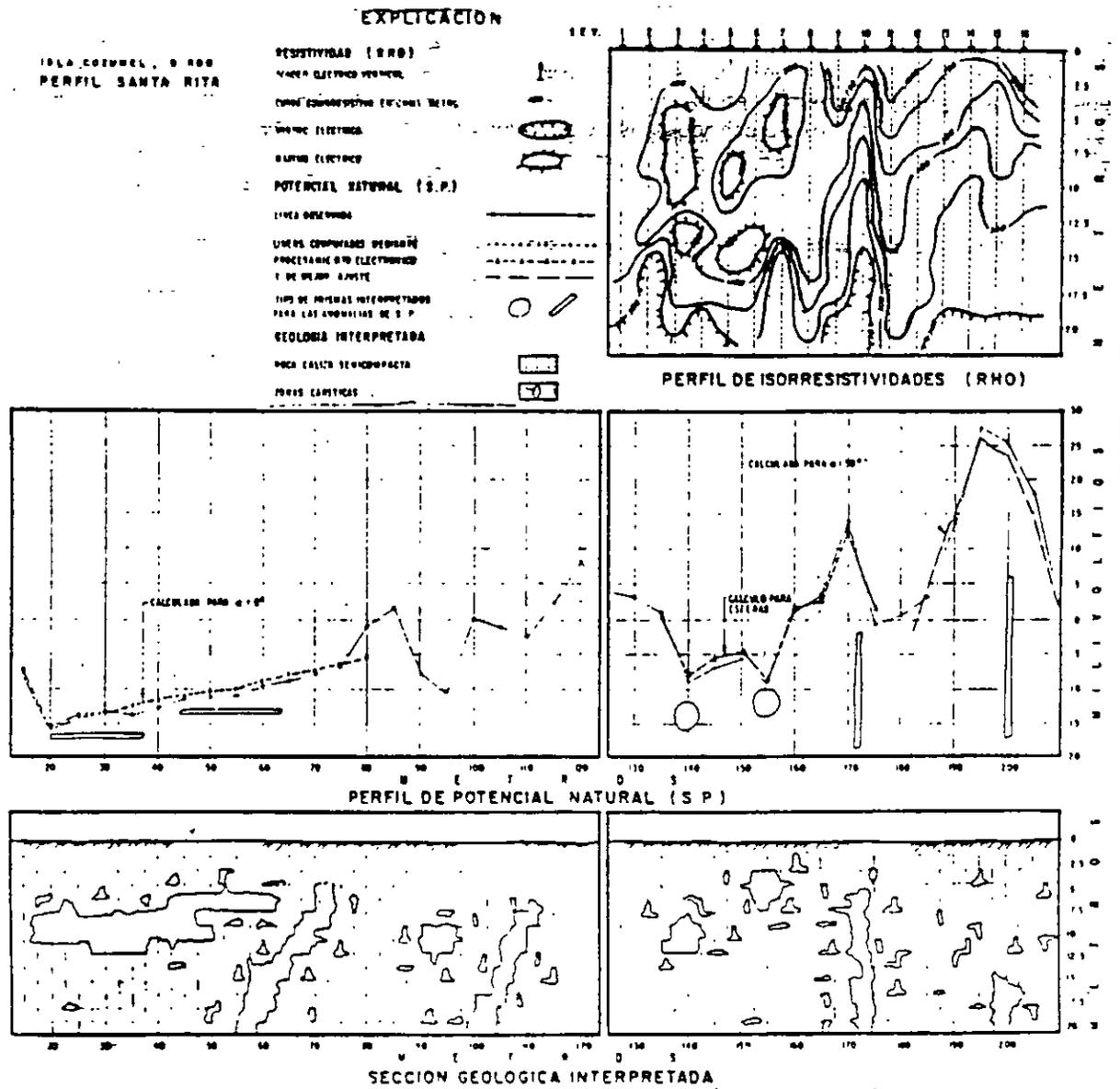


Figura 3.2 .a) Técnica de potenciales. b) Técnicas de gradientes.

3.2.7 EJEMPLOS DE APLICACION DEL POTENCIAL NATURAL

La figura 3.3 presenta el perfil de potencial natural efectuado en la Isla de Cozumel en la localización de zonas kársticas susceptibles de almacenar agua. En esa misma figura se observan dos fotos de dolinas por las que el potencial de electrofiltración se lleva a cabo. Se da la sección geológica interpretada, estas anomalías fueron perforadas con éxito.

En la figura 3.4 se da la sección geológica y el perfil del potencial natural en un acuífero calcáreo conteniendo una mena de carbón. Existe contaminación debido a la percolación ascendente de salmueras. Esto es en Piedras Negras, Coahuila.



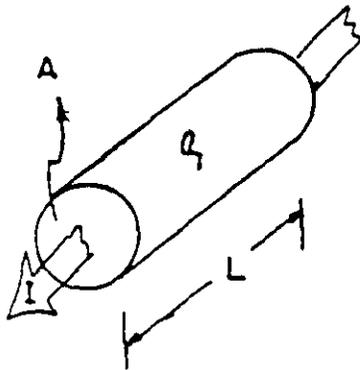
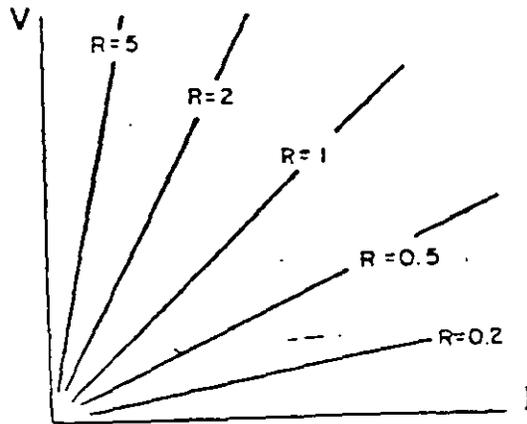
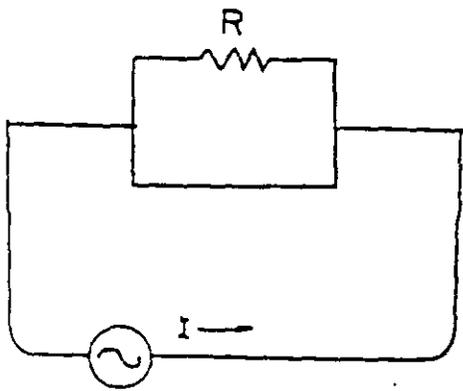
Figuras 3.3 y 3.4 Potencial Natural en Cozumel, QR. y en la zona carbonera de Piedras Negras, Coah

3.3 RESISTENCIA Y RESISTIVIDAD.

La resistencia eléctrica R está definida por la Ley de Ohm en la expresión: $R = V/I$, donde V es la diferencia de potencial $V_1 - V_2$ en los bornes del circuito (figura 3.5a), I corresponde a la corriente que circula en el circuito. El circuito de la figura 3.5a representa en corriente continua la simulación de una resistencia eléctrica, al hacer un análisis de la ecuación 1 se manifiesta la relación lineal entre el voltaje V y la corriente I , la pendiente de la recta representa el valor de la resistencia eléctrica R en unidades de ohms. La figura 3.5b presenta gráficamente la variación de R en función de V e I . Del análisis anterior se deduce que al aumentar la intensidad de corriente no variará el valor de R , solamente se hace más intenso el voltaje V .

Los materiales presentan resistividades características de acuerdo a su constitución. Si se considera la muestra de un material cualquiera de forma geométrica definida según figura 3.5c y se aplica una diferencia de potencial ΔV , causará un flujo de corriente I , cuya resistencia eléctrica es proporcional a la longitud L de la muestra e inversamente proporcional a la sección transversal A . Depende fundamentalmente de su resistividad característica ρ quedando finalmente expresada como: $R = \rho L/A$.

A ρ se le conoce como resistividad eléctrica característica, se hace notar que es una propiedad de Bulk o masa y es análoga a la densidad.



Figuras 3.5a Modelo reológico de la resistencia eléctrica de una roca, b Variación de R en función de V e I . c) Resistencia y resistividad eléctrica.

3.3.1 RESISTIVIDADES DE ALGUNAS FORMACIONES GEOLOGICAS.

La Tabla 4 muestra los márgenes usuales de variación de las aguas y otros tipos de material que conforman el subsuelo.

Tabla 4 Rangos usuales de variación de diferentes tipos de agua y rocas según Telford, et al, 1975.	
TIPO DE AGUA	RESISTIVIDAD (ohms-metro)
METEORICA DE PRECIPITACION	30 - 1000
SUPERFICIAL EN DISTRITOS DE ROCAS IGNEAS	30 - 500
SUPERFICIAL EN DISTRITOS DE ROCAS SEDIMENTARIAS	10 - 100
SUBTERRANEA EN DISTRITOS DE ROCAS IGNEAS	30 - 150
SUBTERRANEA EN DISTRITOS DE ROCAS SEDIMENTARIAS	>1
MAR	=0.2
POTABLE (0.25% MAXIMO DE STD)	>1.8
IRRIGACION Y ALMACENAJE (0.7 MAXIMO DE STD)	>0.7

Cabe observar que los valores antes señalados pueden variar desde unos cuantos ohms hasta cientos por arriba o debajo dependiendo de la alteración, fracturación, saturación, iones en solución, temperatura, sales, porosidad, compacidad etc.

3.3.2 ECUACIONES BASICAS.

Considerando una fuente puntual A situada en un plano que divide un perfecto aislador de extensión semi-infinito, isotrópico, homogéneo de resistividad ρ , según la figura 3.6 y recordando las ecuaciones de R y ρ , se tiene que el potencial V en un punto de observación M, queda expresado como: $V(M) \propto \rho/(2\pi r)$, si $\rho/2\pi = 1$; entonces $V(M) \propto 1/r$

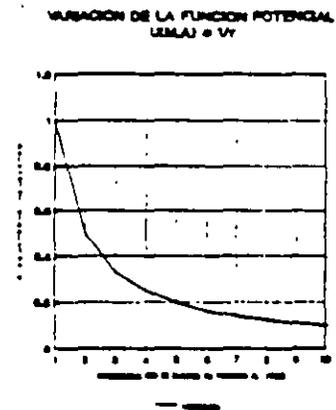
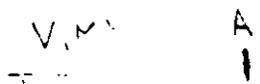


Figura 3.6a Semiespacio de resistividad ρ , distancia r entre la fuente y el punto de medición; b variación del potencial $V(M)$ en función de r. Utilizando los límites en la expresión $V(M) \propto 1/r$ para evaluar el comportamiento del potencial se tiene:

cuando $r \rightarrow 0$ $V \rightarrow \infty$ y $r \rightarrow \infty$ $V \rightarrow 0$

el primer límite establece que el potencial tendrá un valor infinito entre más corta sea la distancia entre la fuente y el receptor, y el segundo que cuando la distancia sea infinita el potencial tiende a cero.

Suponiendo ahora que existen dos fuentes denominadas A,B y considerando los potenciales respecto a dos puntos conocidos como M, N según se muestra en el cuadrupolo de la figura 3.7; el potencial queda expresado como:

$V (M,N) = \rho I \{ [1/AM - 1/AN - 1/BN + 1/BN] \}$ los términos entre paréntesis definen el factor geométrico y depende del arreglo electrodo empleado.

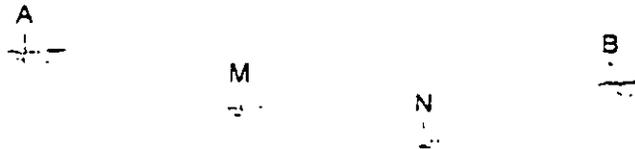


Figura 3.7 Cuadrupolo característico para medida de resistividad de la tierra.

En la técnica del Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) el campo es función directa del valor de resistividad y función inversa de "r"; para un medio estratificado la profundidad de exploración depende primordialmente del contraste de resistividades, espaciamiento electrodo y sensibilidad del aparato receptor.

Para los espaciamientos largos el potencial tenderá a un valor pequeño, casi imperceptible para la sensibilidad del receptor, pero su manejo depende del operador y con tan solo aumentar el espaciamiento entre los electrodos de potencial (cuidando la anisotropía) o incrementar al paso siguiente de la intensidad de corriente, el voltaje aumentará proporcional a cualquiera de estos cambios.

3.3.3 PRACTICA DEL METODO ELECTRICO.

Existen dos tipos básicos de procedimiento de campo, que se escogen de acuerdo a los objetivos de la exploración, estos son:

1) SONDEO DE RESISTIVIDAD. El centro del arreglo de sondeo permanece fijo y el intervalo del espaciamiento se cambia. La profundidad de exploración se incrementa conforme aumenta la distancia entre los electrodos. En resumen, durante un sondeo, se conoce como varía la resistividad con la profundidad. Figura 3.8a

b) PERFIL DE RESISTIVIDAD O CALICATAS ELECTRICAS. En la práctica del perfilaje o calicateo el centro del arreglo se cambia, en tanto que las distancias de los electrodos en el arreglo permanecen fijas. La profundidad de exploración permanece constante, es determinada la variación horizontal de la resistividad. Figura 3.8b

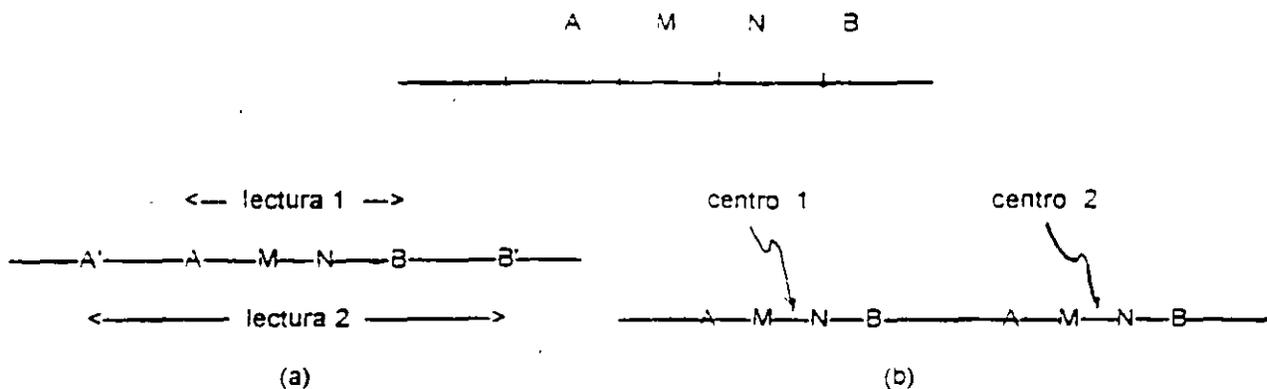


Figura 3.8a) Sondeo eléctrico. b)calicata o perfilaje eléctrico.

el primer límite establece que el potencial tendrá un valor infinito entre más corta sea la distancia entre la fuente y el receptor, y el segundo que cuando la distancia sea infinita el potencial tiende a cero.

Suponiendo ahora que existen dos fuentes denominadas A,B y considerando los potenciales respecto a dos puntos conocidos como M, N según se muestra en el cuadrupolo de la figura 3.7; el potencial queda expresado como:

$V(M,N) = \rho I \{ [1/AM - 1/AN - 1/BN + 1/BN] \}$ los términos entre paréntesis definen el factor geométrico y depende del arreglo electródico empleado.



Figura 3.7 Cuadrupolo característico para medida de resistividad de la tierra.

En la técnica del Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) el campo es función directa del valor de resistividad y función inversa de " r "; para un medio estratificado la profundidad de exploración depende primordialmente del contraste de resistividades, espaciamiento electródico y sensibilidad del aparato receptor.

Para los espaciamientos largos el potencial tenderá a un valor pequeño, casi imperceptible para la sensibilidad del receptor, pero su manejo depende del operador y con tan solo aumentar el espaciamiento entre los electrodos de potencial (cuidando la anisotropía) o incrementar al paso siguiente de la intensidad de corriente, el voltaje aumentará proporcional a cualquiera de estos cambios.

3.3.3 PRACTICA DEL METODO ELECTRICO.

Existen dos tipos básicos de procedimiento de campo, que se escogen de acuerdo a los objetivos de la exploración, estos son:

1) SONDEO DE RESISTIVIDAD. El centro del arreglo del sondeo permanece fijo y el intervalo del espaciamiento es cambiado. La profundidad de exploración se incrementa conforme aumenta la distancia entre los electrodos. En resumen, durante un sondeo, se conoce como varía la resistividad con la profundidad. Figura 3.8a

b) PERFIL DE RESISTIVIDAD O CALICATAS ELECTRICAS. En la practica del perfilaje o calicateo el centro del arreglo se cambia, en tanto que las distancias de los electrodos en el arreglo permanecen fijas. La profundidad de exploracion permanece constante, es determinada la vanación horizontal de la resistividad. Figura 3.8b

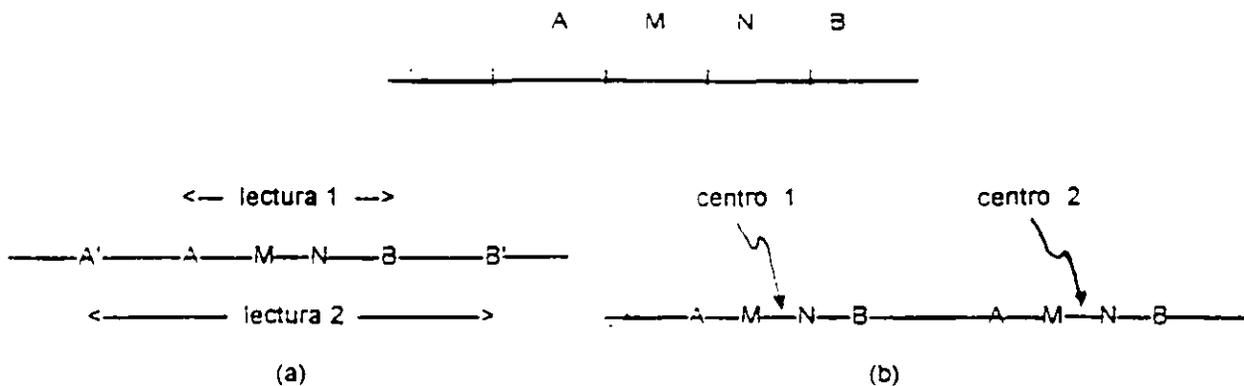


Figura 3.8a) Sondeo eléctrico. b)calicata o perfilaje eléctrico.

el primer límite establece que el potencial tendrá un valor infinito entre más corta sea la distancia entre la fuente y el receptor, y el segundo que cuando la distancia sea infinita el potencial tiende a cero.

Suponiendo ahora que existen dos fuentes denominadas A,B y considerando los potenciales respecto a dos puntos conocidos como M, N según se muestra en el cuadrípolo de la figura 3.7; el potencial queda expresado como:

$V(M,N) = \rho I \{ [1/AM - 1/AN - 1/BN + 1/BN] \}$ los términos entre paréntesis definen el factor geométrico y depende del arreglo electrodico empleado.

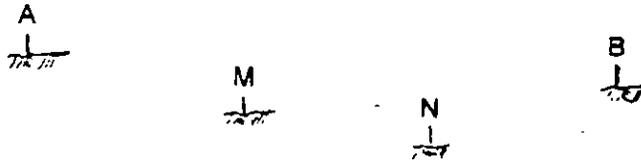


Figura 3.7 Cuadrípolo característico para medida de resistividad de la tierra.

En la técnica del Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) el campo es función directa del valor de resistividad y función inversa de " r "; para un medio estratificado la profundidad de exploración depende primordialmente del contraste de resistividades, espaciamiento electrodico y sensibilidad del aparato receptor.

Para los espaciamientos largos el potencial tenderá a un valor pequeño, casi imperceptible para la sensibilidad del receptor, pero su manejo depende del operador y con tan solo aumentar el espaciamiento entre los electrodos de potencial (cuidando la anisotropía) o incrementar al paso siguiente de la intensidad de corriente, el voltaje aumentará proporcional a cualquiera de estos cambios.

3.3.3 PRACTICA DEL METODO ELECTRICO.

Existen dos tipos básicos de procedimiento de campo, que se escogen de acuerdo a los objetivos de la exploración, estos son:

1) SONDEO DE RESISTIVIDAD. El centro del arreglo del sondeo permanece fijo y el intervalo del espaciamiento es cambiado. La profundidad de exploración se incrementa conforme aumenta la distancia entre los electrodos. En resumen, durante un sondeo, se conoce como varia la resistividad con la profundidad. Figura 3.8a

b) PERFIL DE RESISTIVIDAD O CALICATAS ELECTRICAS. En la práctica del perfilaje o calicateo el centro del arreglo se cambia, en tanto que las distancias de los electrodos en el arreglo permanecen fijas. La profundidad de exploración permanece constante, es determinada la variación horizontal de la resistividad. Figura 3.8b

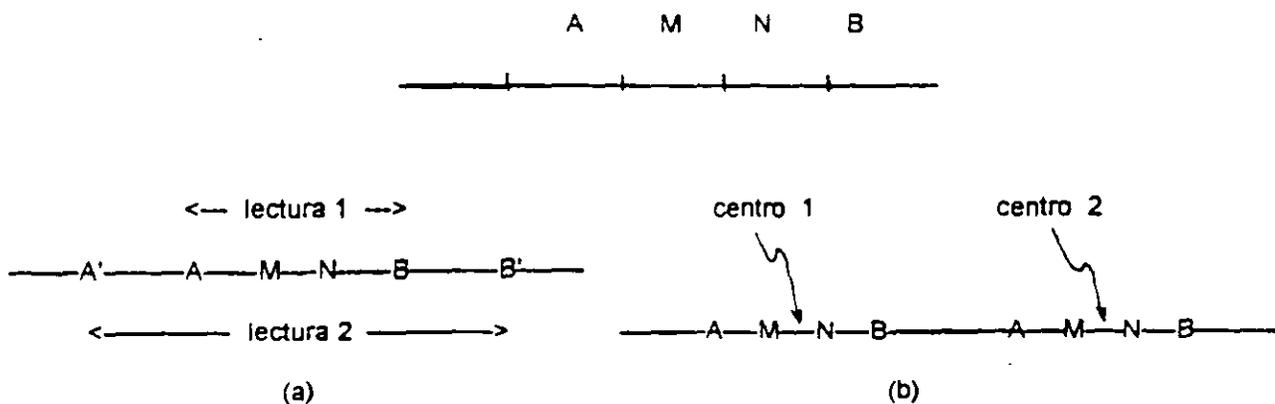


Figura 3.8a) Sondeo eléctrico, b)calicata o perfilaje eléctrico.

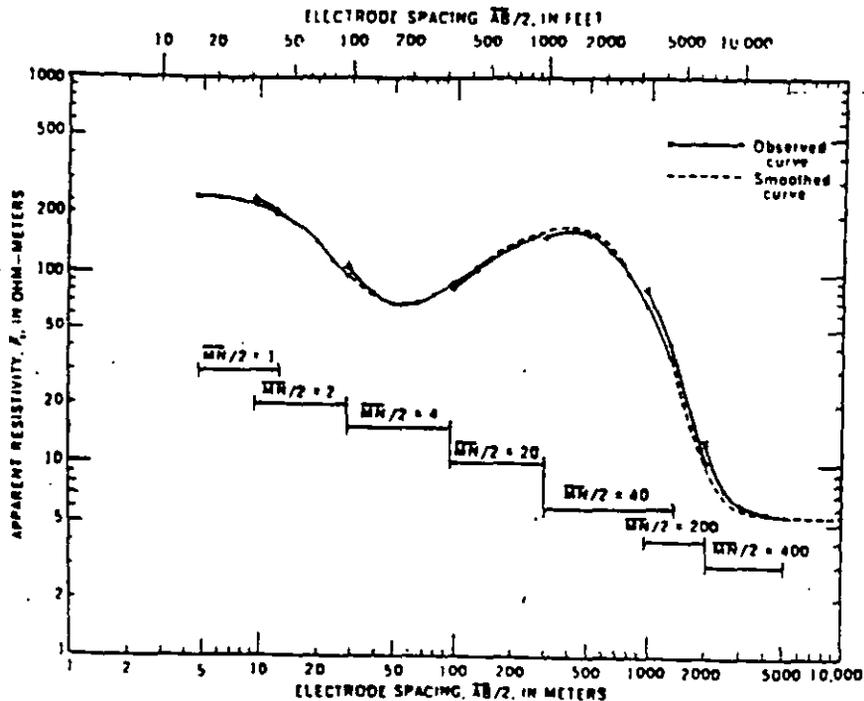


Figura 2.8 Curva de resistividad aparente y suavización después de H. M. Mooney (1980).

Figura 3.9 Curva de resistividad aparente y suavización, H.M. Mooney (1980).

3.3.6 INTERPRETACION.

Los datos de resistividad aparente obtenidos de los SEV, son interpretados para conocer el corte geoelectrico y su equivalencia geológica. Los métodos de interpretación son divididos en Cualitativo o Empírico y Cuantitativo.

3.3.6a INTERPRETACION CUANTITATIVA O EMPIRICA. Tiene por objeto obtener una primera aproximación de la distribución de las estructuras geológicas en el subsuelo, no se determinan valores absolutos, sino relaciones o rangos. La representaciones más comunes son: mapas de curvas tipo, mapas de isoresistividades y perfiles de isoresistividad.

3.3.6b INTERPRETACION CUANTITATIVA. Consiste en evaluar la profundidad, espesor y resistividad verdaderos de cada una de las capas interpretadas, los valores resultantes son constitutivos del corte geoelectrico. Mediante la técnica del filtrado desarrollada principalmente por D. Gosh (1971) y O. Koefoed (1979) es hecha la interpretación.

En el subsuelo se pueden presentar cortes geoelectricos sencillos o muy complejos. Los cortes sencillos son aquellos que presentan dos capas y los complejos tres o más capas. En la figura 3.10 son mostrados los diferentes cortes geoelectricos. De acuerdo a los valores de resistividad de cada una de las capas se puede clasificar en dos grandes grupos.

3.3.4 ARREGLOS ELECTRODICOS.

Durante un sondeo se trata de medir la resistividad aparente de las distintas capas como una función de la profundidad. Para la práctica del sondeo eléctrico vertical (SEV) son empleados dos arreglos básicos: el Schlumberger y el Wenner. Ambos arreglos consisten de cuatro electrodos colineales y simétricos respecto a un centro "O". Los electrodos de corriente o emisión se denominan A y B, los de potencial o recepción M y N.

En el arreglo Schlumberger los electrodos M,N permanecen fijos mientras que la distancia entre los electrodos de corriente A, B se incrementa paulatinamente, de igual manera la profundidad de exploración. La expresión para el cálculo de la resistividad aparente en el sondeo Schlumberger es:

$$\rho_{sch} = \Delta V \pi [(L/a)^2 - 0.25] / I$$

ρ_{sch} resistividad aparente (ohms-metro)
 ΔV diferencia de potencial medido en M,N
 I corriente eléctrica a través de A,B
 L distancia media entre AB
 a distancia entre MN

En el arreglo Wenner la distancia entre los electrodos debe ser igual, por lo que se debe cumplir la relación AB/3, distancia que corresponde a la profundidad teórica explorada. Al tener que cumplir la relación AB/3, es obligado mover los electrodos de potencial al vanar los de corriente. La expresión para el cálculo de la resistividad para el arreglo Wenner es:

$$\rho_w = (\Delta V / I) 2\pi a$$

ρ_w resistividad aparente (ohms-metro)
 a espaciamiento electródico AB/3

El arreglo Wenner ha caído en desuso debido que requiere del doble de personal, es lento el trabajo de campo, es muy susceptible a las variaciones laterales de resistividad y efectos de electrodo.

Las ventajas del arreglo Schlumberger es la no influencia en por anisotropía, rapidez y requiere mínimo de personal.

Cuando se requiere conocer como varía una formación geológica horizontalmente se recurre al perfilaje; y los arreglos de mayor demanda son los Dipolo.

En el arreglo Dipolo-Dipolo son hincados cuatro electrodos alineados y agrupados en dos dipolos denominados de potencial y comente con una distancia electródica x y separados submúltiplos de n veces x. La profundidad de exploración se regula por "n" y a esta posición se asocian los valores de resistividad. La expresión para el cálculo de la resistividad empleando el arreglo dipolo-dipolo es:

$$\rho_{dd} = (\Delta V / I) 2\pi x \{1/n - 2/(n+1) + 1/(n+2)\}$$

ρ_{dd} resistividad aparente (ohms-metro)
 x espacio entre dipolos
 n múltiplos enteros de x

La figura 3.8 presenta los diferentes arreglos electródicos empleados en el sondeo y perfilaje, así como los puntos de atribución para las medidas de resistividad.

3.3.5 REPRESENTACION DE DATOS Y TIPOS DE CURVAS DE RESISTIVIDAD.

Los datos de resistividad aparente son representados en forma de gráficas con ejes perpendiculares bilogarítmicos, se denomina "curva de resistividad aparente ". En la figura 3.9 se aprecia una curva de resistividad aparente en la que se observan los traslapes efectuados para diferentes aberturas de M, N y el suavizamiento efectuado para su interpretación analítica, después de H. M. Mooney (1980).

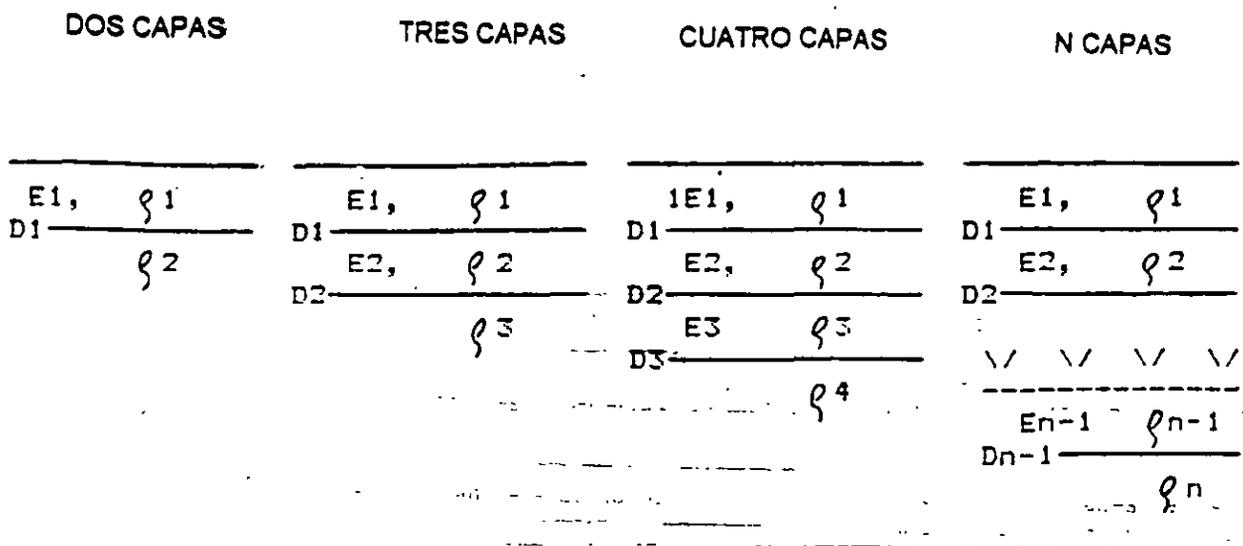


Figura 3.10 Diferentes tipos de cortes geoelectricos con dos, tres, cuatro y n capas.

Las curvas de dos capas se clasifican como ascendentes si $\rho_2 > \rho_1$ y descendentes si $\rho_2 < \rho_1$. En el caso de tres capas existen cuatro tipos de curvas; H, K, Q y A. Los valores de resistividad son:

TIPO	H	$\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$
	K	$\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$
	Q	$\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$
	A	$\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$

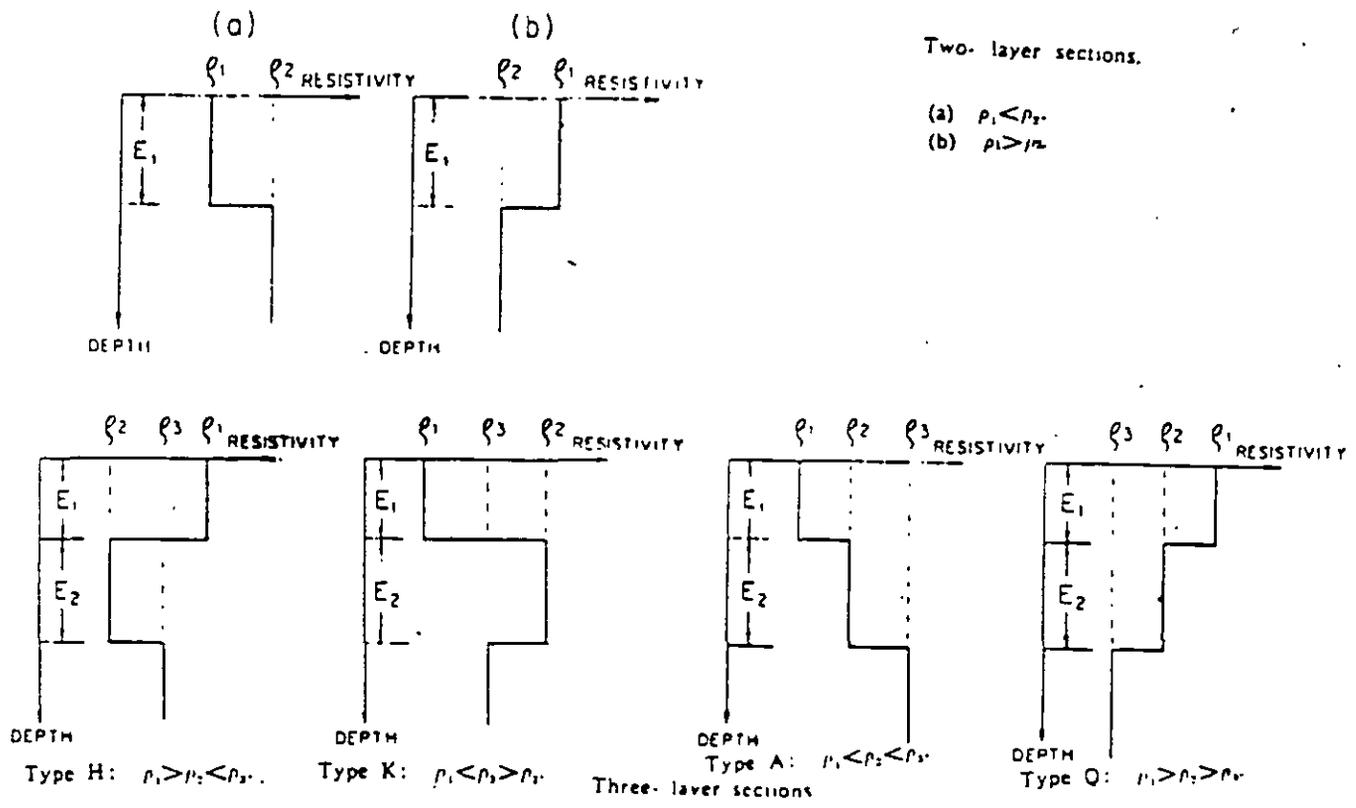


Figura 3.11 Cortes geoelectricos clasicos para dos y tres capas, despues de H. M Mooney (1980).

La figura 3.11 presenta los diferentes tipos de curvas, existen las combinaciones lógicas como HA, KO, etc..., pero no como aquellas que se indican a continuación: AQ, QK, KAQ.

La automatización para la interpretación de los SEV, fue formulada por Zohdy (1974) (1975), el proceso envuelve dos pasos para cada espaciamento eléctrico AB/2, AB/3, nx etc.; primero se calcula la función Kernel T(x) para el corte geoelectrico, en seguida es convolucionada con el filtro de Gosh para el arreglo dado para obtener la curva de resistividad aparente:

$$\rho = \sum_{j=-3}^5 b_j T(x)_{m-j}$$

Σ sumatoria
 b coeficiente del filtro de Gosh
 j función Kernel discreta
 m-j

En el espacio de computadoras, se presenta un programa para la interpretación cuantitativa de los SEV, cortesía de Bison y Geoingeniería Alfven.

3.3.7 EL EFECTO "SKIN" EN LA EXPLORACION GEOELECTRICA.

En la actualidad se continúa con el empleo de equipos de corriente alterna para la realización de medidas de resistividad en corriente continua y la interpretación se efectúa en el mismo supuesto. Las corrientes alternas en Dominio de Frecuencia o Tiempo se amortiguan con la profundidad más rápido que la directa debido al Efecto Skin. Es más notable cuanto la frecuencia es alta y la roca huésped muy conductora.

Esto hace que las curvas de resistividad aparente obtenidas de formaciones homogéneas de baja resistividad tales como arcillas, evaporitas, depósitos lacustres, termalismo, margas etc..., ascienda a partir de un valor relativamente pequeño de espaciamento, indicando la presencia de un estrato resistivo o conductor que no existe en realidad a esa profundidad. La figura 3.12 muestra ejemplos de SEV influenciados por el efecto Skin para un estrato resistivo y conductor.

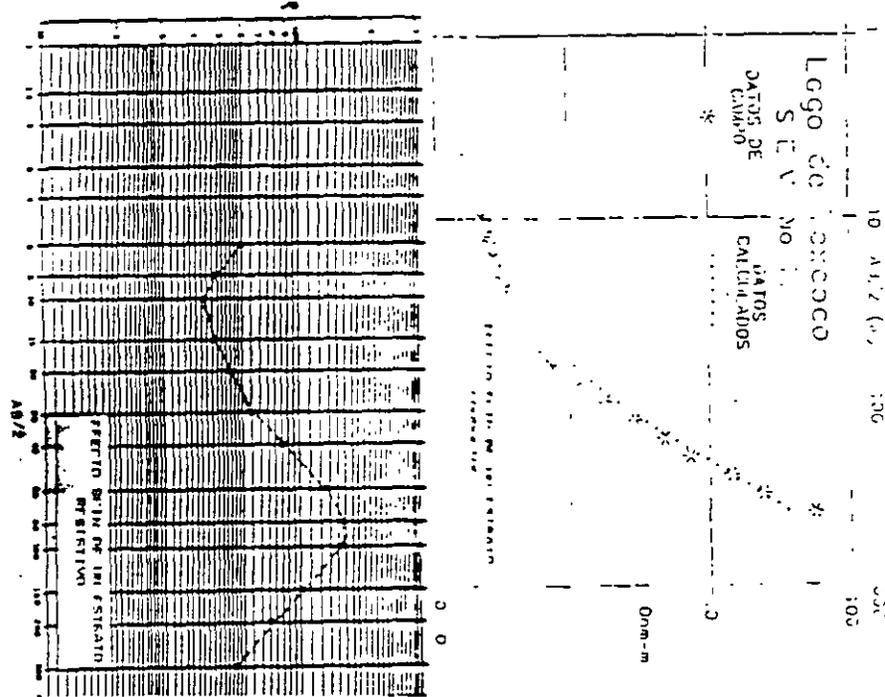


Figura 3.12 Influencia del efecto Skin para estratos conductor (Exvaso de Texcoco) y resistivo (Oaxaca)

3.3.8 LA PROFUNDIDAD DE INVESTIGACION EN LA PROSPECCION ELECTRICA.

La profundidad de investigación en cualquier método de resistividad en corriente continua fue definida por H. Evjen como la profundidad a la cual una delgada capa horizontal y paralela a la superficie del terreno contribuye a la máxima cantidad de señal medible en la superficie.

La profundidad de exploración no depende de la potencia de un equipo o de su sensibilidad, sino como que depende básicamente que los cuerpos en el subsuelo con fuerte contraste fuerte en cualquiera de las propiedades físicas mesurables.

E. Orrellana (1968) establece que: *lo importante en un equipo transmisor son los amperios que se puedan inyectar al terreno y no los kilovatios. Por ejemplo; si el generador es de 500 voltios de salida y la resistencia de contacto entre los electrodos y el terreno es de 500 ohms; la intensidad de corriente máxima que se puede poner en el subsuelo es de 1 amperio, independientemente que el generador sea de 10, 20, 100 o 1000 kilowatts. En resumen; NO IMPORTA LA POTENCIA DEL GENERADOR. LO PRINCIPAL ES CUANTA CORRIENTE DEJA PASAR LA RESISTENCIA DE CONTACTO.*

Para garantizar la buena ejecución de una campaña geoelectrica es mejor asegurarse que el receptor sea de excelente calidad, alta impedancia de entrada, buena sensibilidad, acondicionado con filtros para erradicar los ruidos telúricos, culturales, etc.

En la figura 3.13 se aprecia la curva de resistividad aparente en la que la corriente máxima inyectada fue de 2 miliamperios, se realizó la perforación resultando el corte geoelectrico muy apegado a la estratigrafía interpretada por el geólogo.

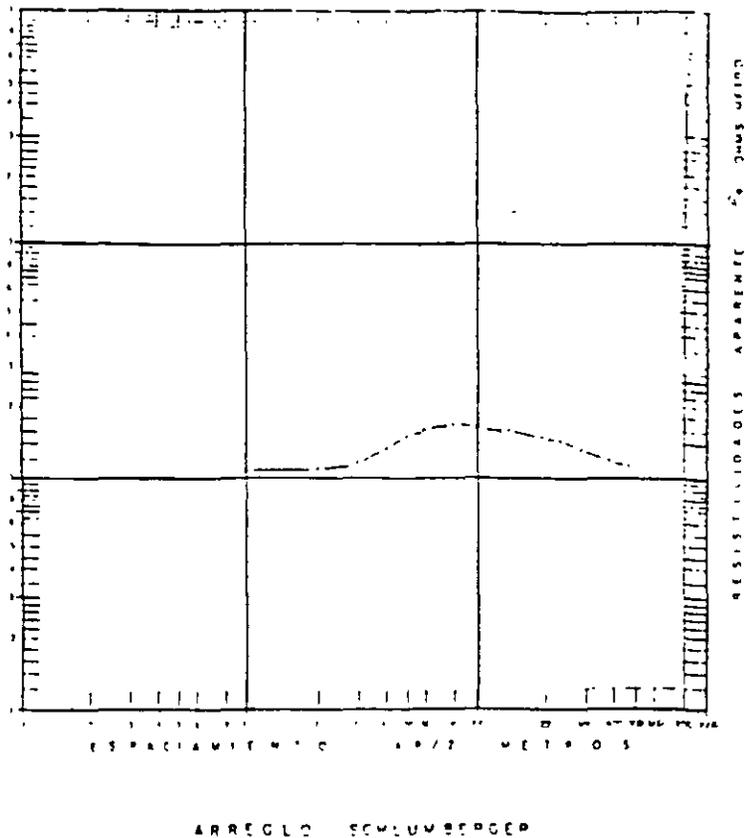


Figura 3.13 Curva de resistividad aparente con $MN/2=15$ m e $I=2$ ma.

3.3.9 RESISTIVIDAD MEDIA CUADRÁTICA NATURAL

La prospección eléctrica presenta el problema de la ambigüedad en la interpretación, esto es: a un corte geoelectrico le corresponde una sola curva de resistividad aparente, pero, a una curva de resistividad aparente le satisfacen varios cortes geoelectricos. Barnes (1970) y Hernández M., G., (1983) supusieron al medio como un tensor de resistividades y descompusieron a la resistividad característica en tres componentes básicas: resistencias serie, paralelo y media natural. Si se hace el análisis para el caso mas sencillo en el arreglo electrodico Wenner, se recordará que: $\rho_w = (\Delta V/I)2\pi a \cong Rk$, ρ_w resistividad aparente (ohms-metro), a es el espaciamiento electrodico $AB/3$, k factor geométrico que depende de A, B, M, N y $R = \Delta V/I$ o resistencia eléctrica que depende de las condiciones del terreno y posición de los electrodos.

En un SEV, la estación inicial de medida es relativamente pequeña y se puede asumir que la resistividad aparente es igual a la resistividad característica del medio. La segunda estación de medida corresponde a una abertura mayor de los electrodos de comente y la lectura de R es generalmente menor que la primera posición. El intervalo de cada una de estas zonas geoelectricas será para la primera k_1 , para la segunda k_2-k_1 en el sistema Wenner. Los índices 1, 2 indican la estación de medida de los electrodos. Estas zonas con resistencias características diferentes pueden considerarse como un sistema de resistencias conectadas en serie y paralelo, la resistencia de cada zona geoelectrica se considera con varios medio geométrico, así, tomando únicamente las resistencias en paralelo se tiene:

$1/R_{12} = 1/R_1 + 1/R_2$, R_{2p} es la resistencia característica de la segunda zona cuyo valor es:
 $R_{2p} = (R_1 R_2)/(R_1 - R_2)$ según Barnes.

La equivalente resistencia en serie fue dada por Hernández M., como $R_{12} = R_1 + R_2$ de igual manera siendo R_{2s} la resistencia característica de las dos zonas.

La resistencia media característica R_{mc} de cada zona valdrá: $R_{mc} = (R_{2p}/R_{2s})^{1/2}$. En medios estratificados el espesor E puede ser obtenido de la curva de DZ , empleando las resistividades medias calculadas.

3.3.10 EJEMPLOS DE APLICACIONES DEL SEV.

A continuación se presentan algunos ejemplos de interpretación cualitativa y cuantitativa.

3.3.10a INTERPRETACION CUALITATIVA Y CUANTITATIVA. La figura 3.14a muestra el mapa de curvas, la 3.14b el mapa de isoresistividades aparentes, la 3.14c el perfil de isoresistividades y la 3.14d el corte geoelectrico interpretado. La exploración se llevó a cabo donde en la Microfosa Menehaca, Querétaro, Qro. En una sección geológica estructural en SLP fue reconocida por medio de resistividad, donde fueron interpretadas las isoresistividades mostradas en la figura 3.15.

3.3.10b RESISTIVIDAD MEDIA CUADRÁTICA. Con objeto de mapear la existencia de una falla de tensión por compactación del acuífero (Celaya, Gto), se realizó la sección geoelectrica mostrada en la figura 3.18, en ella son apreciadas las configuraciones de isoresistividades a) aparente, b) media cuadrática natural, c) serie natural y d) paralelo natural.

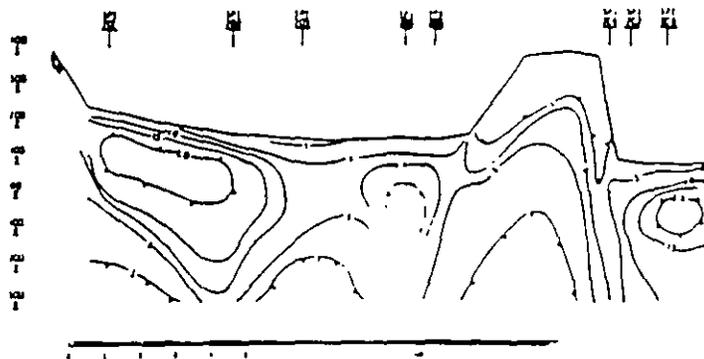
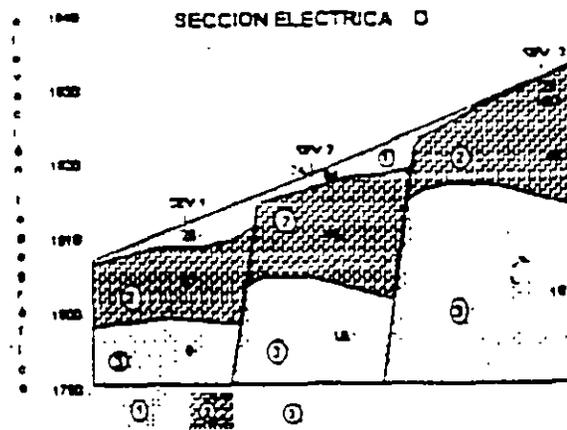
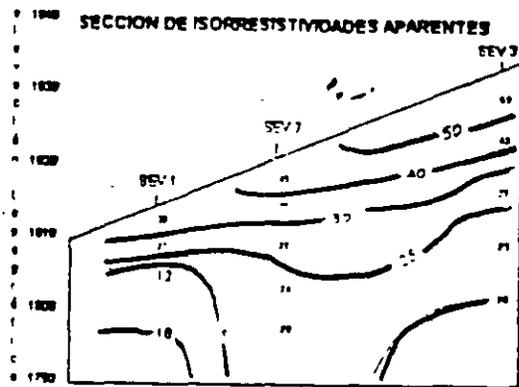
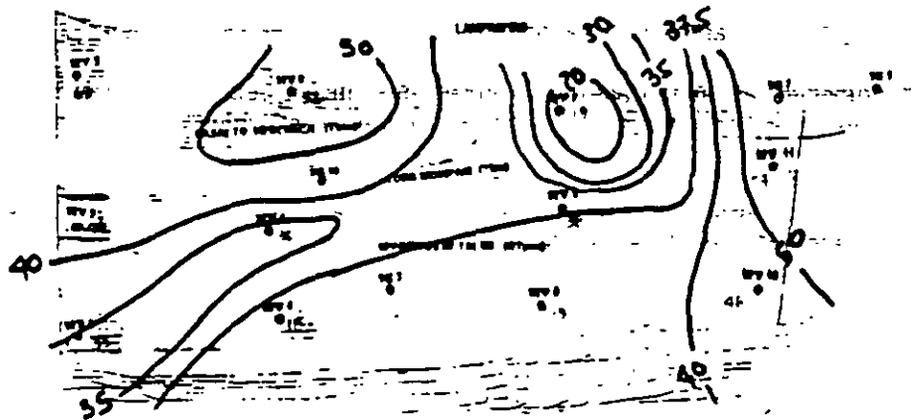
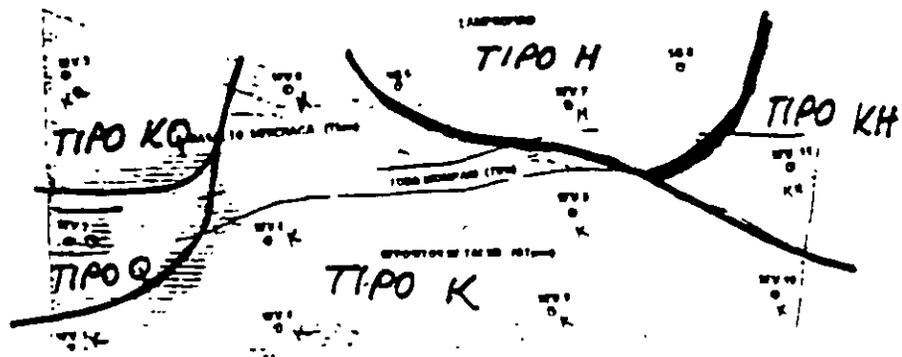


Figura 3.15 Secciones de isoresistividades en Ocampo-Nuevo Morelos, SLP.



Figuras 3.15a, Mapa de curvas tipo; b, mapa de isoresistividadades; c, perfil de isoresistividadades; d, sección geoelectrica.

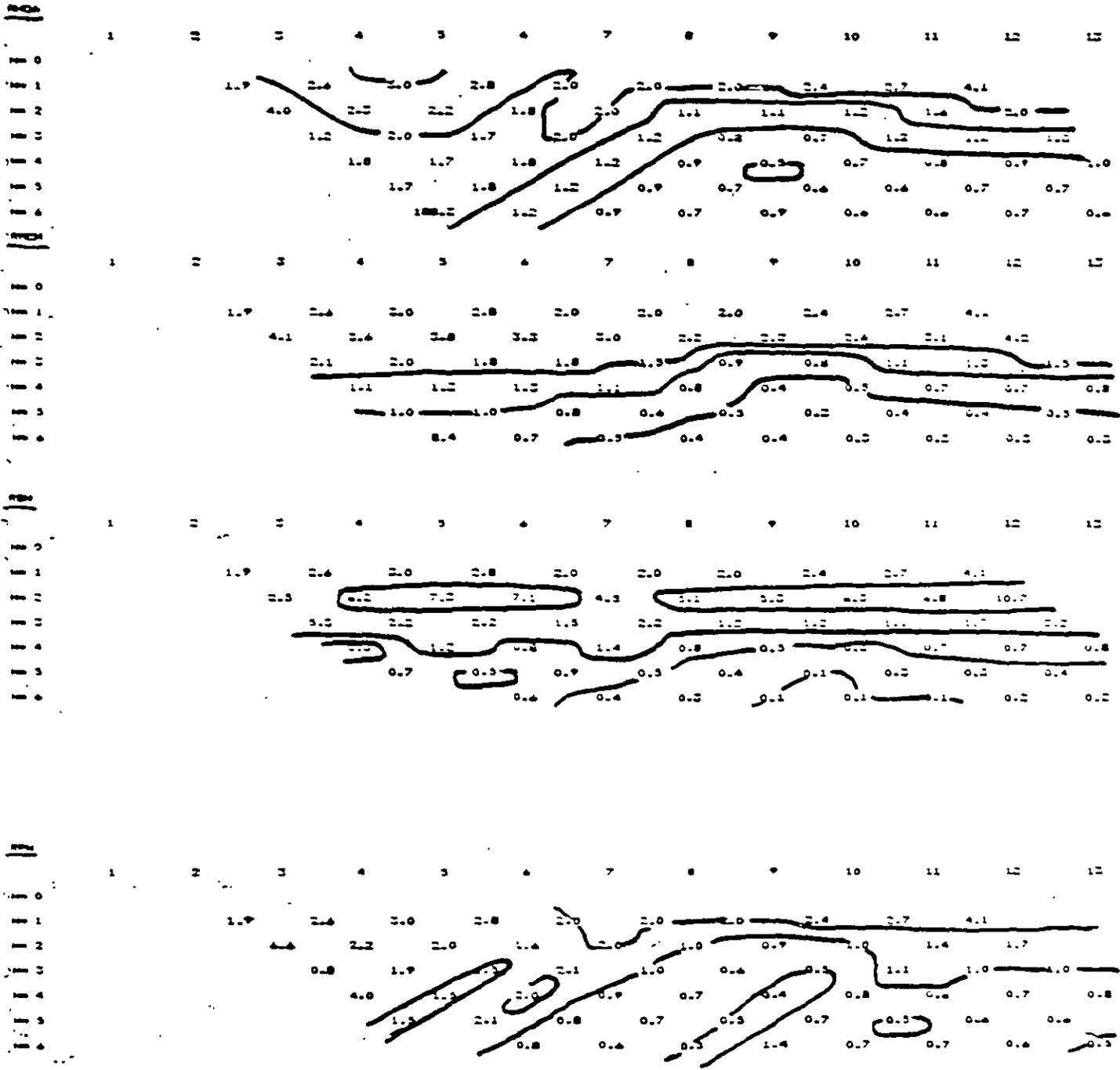


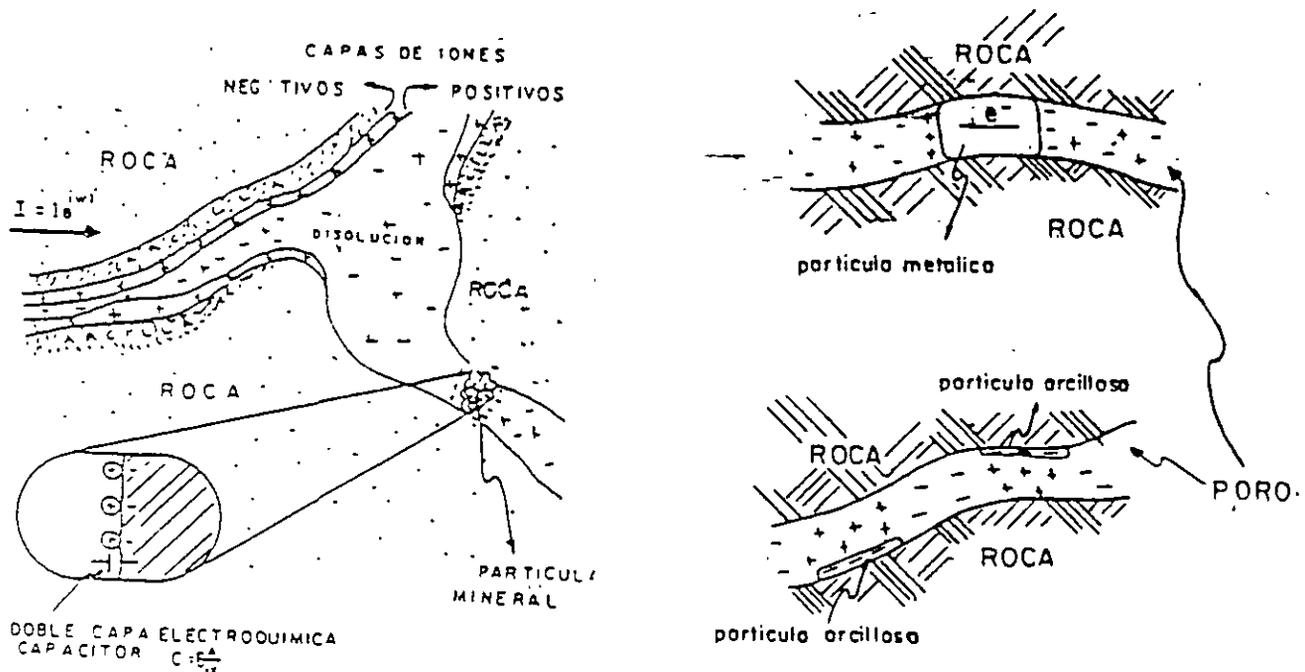
Figura 3.16 configuraciones de isomesistividades a) aparente, b) media cuadrática natural, c) sene natural y d) paralelo natural.

3.4 POLARIZACION INDUCIDA (PI)

Los materiales que conforman el subsuelo están constituidos por minerales metálicos y no metálicos que independiente al tipo, provocan el fenómeno de polarización inducida.

3.4.1 CAUSAS DEL FENOMENO DE POLARIZACION INDUCIDA.

Dos tipos de polarización son reconocidas: la de Electrodo (PE) y Membrana (PM). La Polarización de Electrodo se produce al contacto de partículas minerales y un electrolito, en la interfase se produce una doble capa electroquímica (figura 3.17) que se comporta simil a un capacitor, el cual almacena energía. La conducción iónica en el electrolito cambia a electrónica en la partícula mineral. Las anomalías debidas a la polarización de electrodo son de gran interés en minería.



Figuras 3.17 y 3.18a, b. Doble capa electroquímica y Polarizaciones de Electrodo y Membrana.

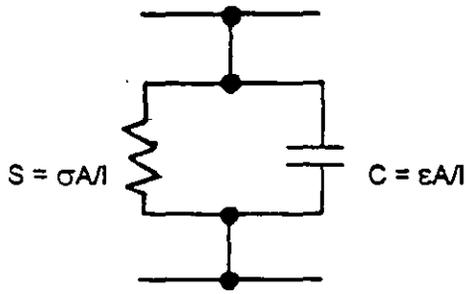
La Polarización de Membrana constituye el potencial de fondo o la polarización normal del medio y se puede observar aún en ausencia de conductores minerales. Este fenómeno se debe principalmente a la presencia de arcillas y derrames de líquidos tóxicos. La figura 3.18 ilustra esquemáticamente ambos tipos de polarización.

3.4.2 CONCEPTO REOLOGICO DEL SISTEMA

Dado que las propiedades eléctricas de cualquier material varían con la frecuencia (dependiendo de la condensador de la doble capa electroquímica), el modelo reológico para representar un volumen de suelo o roca es un circuito en paralelo compuesto de una resistencia y un capacitor, ambos dependientes de la frecuencia del campo eléctrico.

Los parámetros son: $C = \epsilon A/l$ (condensador) y $S = \sigma A/l$ (resistencia), A y l son la sección transversal y longitud de la muestra; ϵ y σ son la permitividad dieléctrica y conductividad del medio.

El circuito de la figura 3.19 constituye el modelo reológico de cualquier material polarizable.



$$Z = R + X$$

Z es la impedancia equivalente

R es 1/S

S es un número complejo V-1

X es 1/ωC

ω es la frecuencia

Figura 3.19. Modelo físico para analizar cualquier material polarizable.

Para mostrar la dependencia existente entre la permitividad dieléctrica y la conductividad del medio, la figura 3.20 muestra el gráfico hecho por Cole-Cole, que representa el comportamiento de las propiedades eléctricas de un material en función de la frecuencia del campo de excitación y a nivel subatómico corresponde a la acción del electrón bajo influencia de un campo eléctrico alterno. El modelo de dispersión dieléctrica de Cole-Cole tiene la forma

$$h(\omega) = R \left\{ 1 - m \left[1 - \frac{1}{1 + (\omega\tau)^c} \right] \right\}$$

$h(\omega)$ es la función de transferencia después del análisis de Fourier, m es la cargabilidad del medio medida en función de los voltajes $V_s(t=0+)$ y $V_p(t=0-)$, τ es la constante de tiempo. La tabla 5 fue extraída del artículo de Pelton, Smith & Sill denominado Interpretation of complex and dielectric data (1983) y se muestran los modelos reológicos de dispersión mas comunes.

CIRCUITOS Y LA DISPERSION DIELECTRICA			ASINTOTAS DE ϵ''	
NO		$h(\omega)$	$\omega \rightarrow 0$	$\omega \rightarrow \infty$
0	Circuito Simple	R	0	0
1	Circuito RC	$R \left[\frac{1}{1 + i\omega\tau} \right]$	1	0
8	Cole-Cole	$R \left[1 - m \left(1 - \frac{1}{1 + (i\omega\tau)^c} \right) \right]$	c	-c

Tabla 5. Reología de la Dispersión Dieléctrica

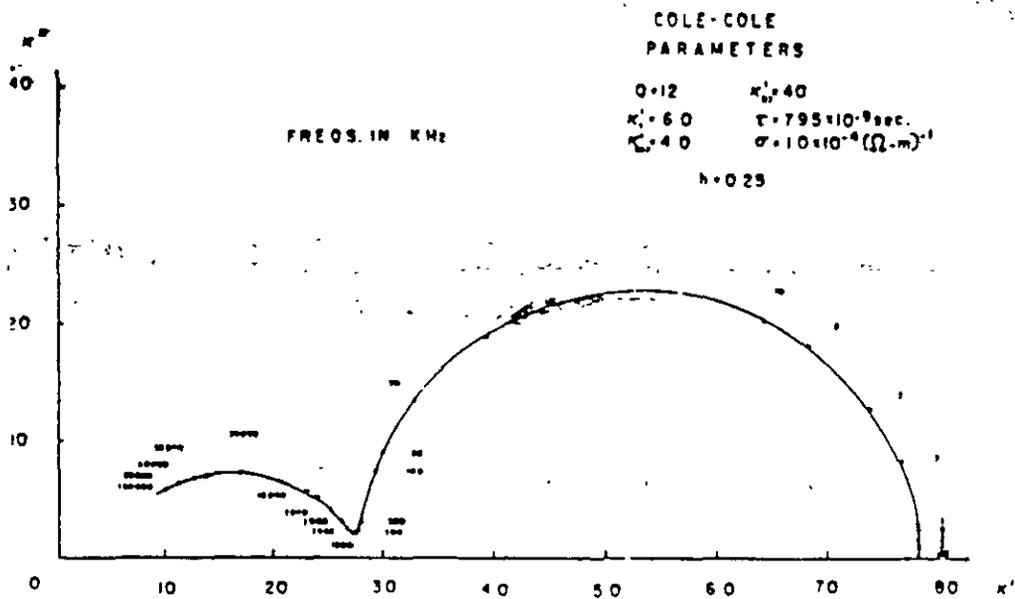


Figura 3.20 Gráfico de Cole-Cole para el modelo de dispersión dieléctrica.

3.4.3 TECNICAS DE MEDICION DE LA POLARIZACION INDUCIDA.

Tres diferentes técnicas de medida fueron desarrolladas, son:

FRECUENCIA VARIABLE. El efecto de polarización inducida se detecta como un decremento de la resistividad aparente al aumentar la frecuencia.

DOMINIO DEL TIEMPO. El efecto es detectado como un voltaje pequeño de decaimiento después de que una corriente continua se ha cesado.

POLARIZACION ESPECTRAL. En esta modalidad, el efecto se detecta como un retraso en la fase del voltaje de recepción respecto al de transmisión.

La técnica de Frecuencia Variable y Polarización Espectral son las mejor definidas y con más ventajas sobre el dominio de tiempo, por ello se hará más énfasis en esta modalidad. Normalmente la polarización en Frecuencia Variable se mide como el porcentaje efecto de frecuencia aparente (PEFa), y se define por:

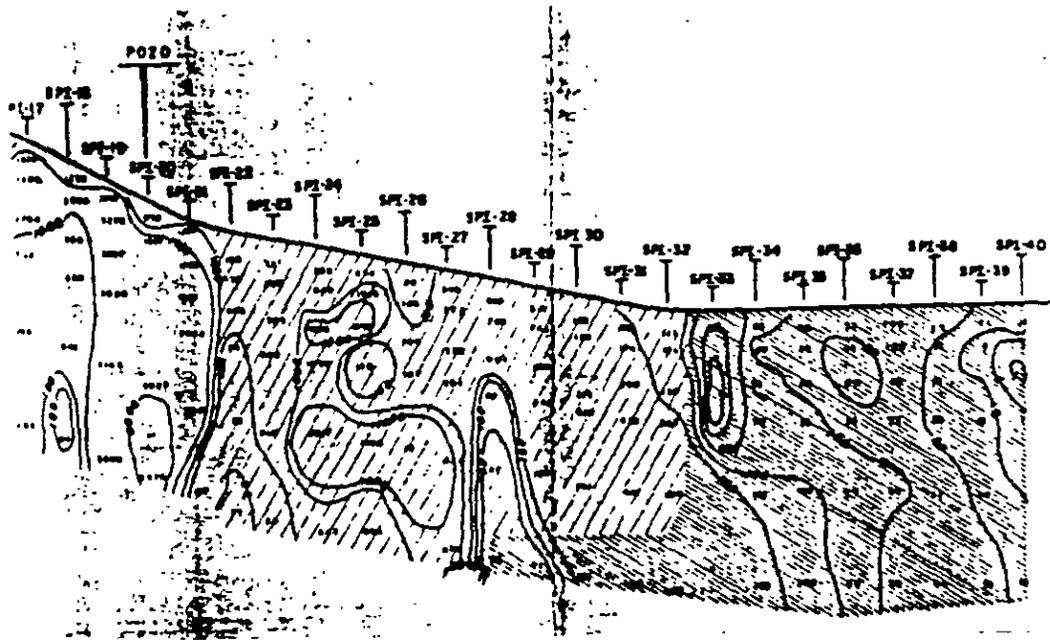
$$PEFa = 100(\rho_b - \rho_a) / \rho_a$$

en donde ρ_b es la resistividad a la frecuencia baja y ρ_a corresponde a la resistividad a la frecuencia alta. Con estos valores aparentes de polarización y de isoresistividad se formulan perfiles y mapas similares a los de la técnica del SEV.

De acuerdo al objetivo del proyecto, las técnicas del perfilaje y sondeo vistas son aplicadas en PI, los conceptos de resistividad media cuadrática conducen a resultados más confiables.

3.4.4 EJEMPLOS DE APLICACION DE LA POLARIZACION INDUCIDA.

Como ejemplos de aplicación de polarización inducida en estudios de contaminación, se presentan en las figuras 3.21a) una zona generadora de gas metano, b) zona de filtración de agua residual y a provocado "contra natura" la degradación química de adentro hacia afuera de la roca y c) el escape de agua rica en H_2SO_4 de una laguna neutralizadora y su lengüeta de avance.



PERFIL DE PORCENTAJE EFECTO DE FRECUENCIA SECCIÓN J

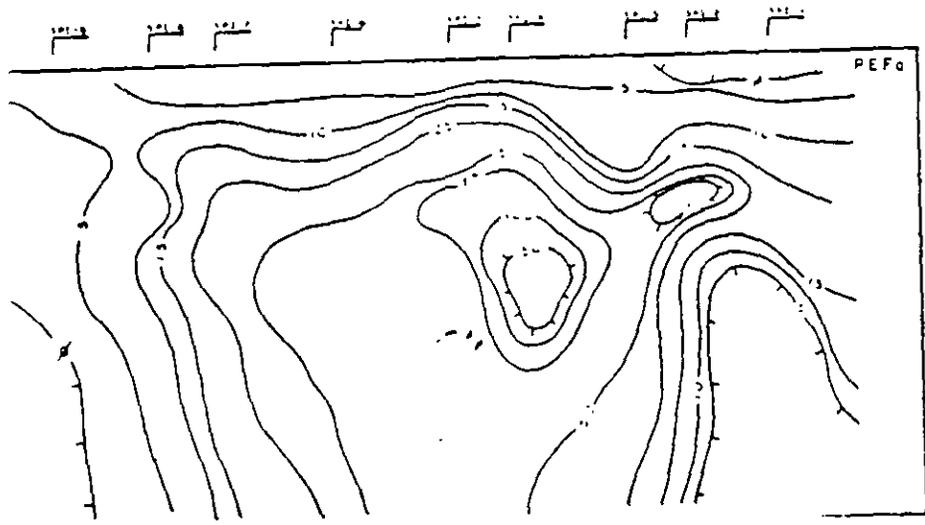


Figura 3.22a, PI en: zona generadora de metano; b) percolación de agua acida desde una alberca neutralizadora

$$\nu = \frac{(V_p/V_s)^2 - 1}{2(V_p/V_s)^2 + 1} \quad \text{Relación de Poisson}$$

$$G = \rho V_s^2 \quad \text{Módulo de Rigidez}$$

$$E = 2G(1 + \nu) \quad \text{Módulo Elástico}$$

$$K = E/3(1 - 2\nu) \quad \text{Módulo de Bulk}$$

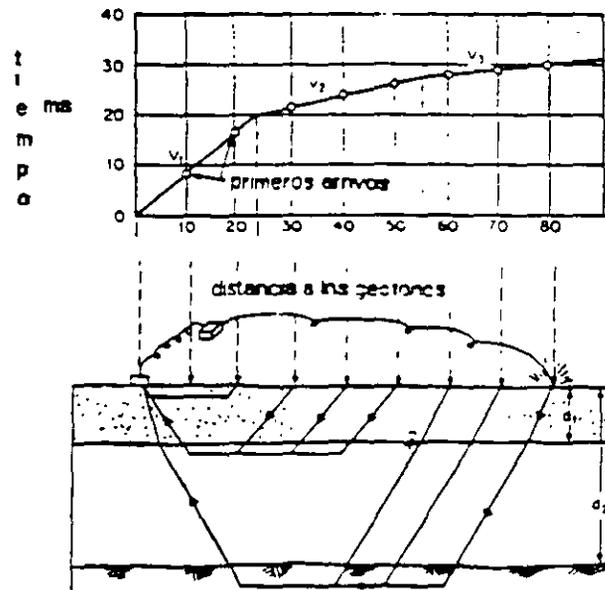
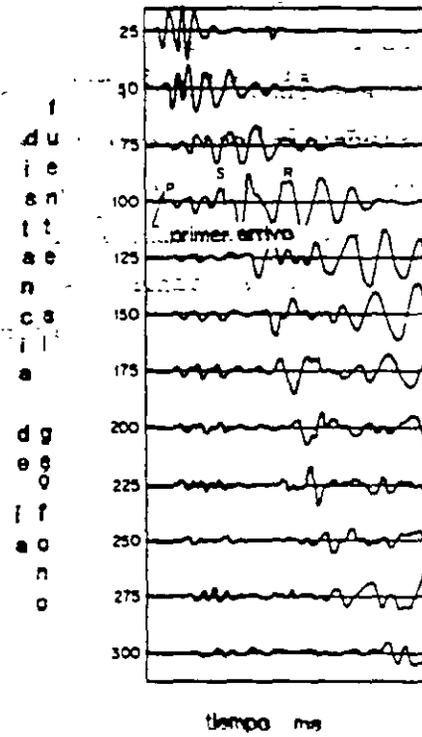


Figura 4.1a) Disposición del equipo, b) sismograma, c) gráfica tiempo-distancia

4. PROSPECCION SISMICA

Si por medio de cualquier fuente de energía son generadas ondas elásticas, estas se propagan en el medio a velocidades características; algunas son refractadas y otras son reflejadas, con esos conceptos fueron generados los métodos de refracción y reflexión sísmica.

Para la exploración geofísica aplicada solo se utilizan dos tipos de ondas elásticas:

Ondas de Compresión o longitudinales V_p , son ondas de cuerpo y se propagan a través de superficie y subsuelo, retoman por refracción y reflexión, presentan las mas altas velocidades.

Ondas de Corte V_s , son también ondas de cuerpo y se propagan perpendicular a las V_p , sus velocidades oscilan de 45% a 58% de las V_p de acuerdo si es material pobremente consolidado o compacto. No se propagan en el agua y aire.

En el subsuelo las ondas se propagan de acuerdo a las condiciones físicas, las velocidades de las ondas de compresión varían entre 300 y 7000 m/s. Las condiciones que pueden alterar la velocidad de propagación son: acidez de la roca, consolidación, compactación, humedad, fracturamiento, fallamiento, edad y profundidad.

La tabla 6 muestra los rangos de propagación de las ondas elásticas de compresión de algunos materiales del subsuelo, según Jakovsky (1950), los valores pueden variar dependiendo de las condiciones antes descntas.

material superficial alterado	305	-	610
grava y arena secas	468	-	915
arena humedad	610	-	1830
arcilla	915	-	2750
arenisca	1830	-	3970
lutita	2750	-	4270
caliza	2140	-	6100
granito	4580	-	5800
rocas metamórficas	3050	-	7020

4.1 SISMOLOGIA DE REFRACCION. Esta técnica mide la velocidad de compresión V_p de cada estrato, la cual es indicativa del tipo de material, presencia de agua subterránea, ocurrencia de fallas, fracturas y de la potencia de cada estrato. Provee de valores como densidad de la roca, grado de descomposición y de las propiedades dinámicas como son los módulos de Youn, Rigidez, Bulk y relación de Poisson.

4.1.1 EQUIPO BASICO. Consta de fuente de energía, transductores electromecánicos, sismógrafo con registro, accesorios de tiempo y grabadora. Las ondas elásticas registradas forman un sismograma. Generalmente para geohidrologia y geotécnia es suficiente un sismógrafo de 12 a 24 canales.

4.1.2 PROCEDIMIENTO DE CAMPO. En el terreno se colocan geófonos tanto de componente horizontal como vertical, de acuerdo al objetivo del estudio, figura 4.1a: A diferentes distancias (si es sismógrafo de un solo canal) o en un punto de golpe de martillo es producida la onda elástica y es medido el tiempo que tarda en llegar la onda hasta los geófonos (figura 4.1b). La representación de datos es por medio de gráficas tiempo-distancia (dromocrónicas) presentada en la figura 4.1c.

4.1.3 CALCULO DE LOS MODULOS ELASTICOS, VELOCIDADES Y ESPESORES.

De las gráficas tiempo distancia son cuantificadas las velocidades tal y como lo muestra la tabla 7 de interpretación, y con los valores de velocidad de propagación de las ondas de cuerpo compresional y corte interpretadas, los módulos elásticos dinámicos del medio son valuados "in situ". Las fórmulas que se dan a continuación están condicionadas a que el medio de propagación debe ser perfectamente elástico; o bien, que la deformación sea proporcional al esfuerzo. La densidad ρ puede ser medida en laboratorio, registros de densidad y gravimetría.

5. OTROS METODOS GEOFISICOS DE EXPLORACION EN GEOHIDROLOGIA.

Los recursos naturales en una época anterior se encontraban localizados someramente, su distribución y forma eran explícitas, lo que facilitaba la exploración y cuantificación. En la actualidad lo anterior es solo una utopía. Es indispensable en la actualidad aplicar técnicas geofísicas sofisticadas para la prospección del agua como las que se emplean en la exploración del petróleo.

Como se apunto en el capítulo de métodos eléctricos, este resulta ser ambiguo cuanto más profundo se desee explorar y según sean las características físico-químicas del sistema. Baste recordar que la resistividad cambia con: temperatura, sales minerales metálicas y no metálicas en disolución, alteración de la roca, vejez de la roca huésped, etc. lo que provoca ambigüedad en la interpretación. Pese a utilizar métodos clásicos de prospección petrolera en geohidrología, es viable convertirlos tan económicos como los eléctricos.

Ejemplo concreto se puede citar la prospección geoelectrica que se deseaba realizar en el Valle de Puebla para determinar la cima de las rocas con ~~2000 metros de espaciamento~~ ~~electródico~~ en los SEVs y resultando con la gravimetría que la roca caliza se encuentra a un promedio de 3000 metros de profundidad.

Al Norte del Valle de Querétaro, se emplazaron un total de 4 pozos sobre granito con malos resultados, confundiendo valores altos de resistividad de la roca intrusiva con los de tobas de caída libre limpias y saturadas, con un criterio geológico y técnicas geofísicas bien planeadas esto no hubiese sucedido.

Los métodos de prospección que se presentan en los siguientes incisos pueden ser utilizados en la prospección geohidrológica y de contaminación de acuíferos tan económicos y con mejores resultados que los eléctricos normales.

5.1 PROSPECCION GRAVIMETRICA

El empleo de la exploración gravimétrica es intenso en: definir la forma y evolución del geoide, (primeras medidas de la geofísica), cuencas, trenes estructurales (anticlinorios y sinclinorios), localización de fallas (normales, inversas y transcurrencia), localización de zonas kársticas y oquedades, arqueología, geotécnia, etc.... Gracias a los cambios laterales y verticales de la distribución de masas y su densidad es posible aplicar la exploración gravimétrica.

Una serie de correcciones es necesario practicar a las mediciones gravimétricas, destacando principalmente las de altitud, latitud y rugosidad. Con las medidas de gravedad corregidas se forma la configuración correspondiente a la Anomalia de Bouger, de la cual se extraen los mapas de anomalía Residual y Regional. Del análisis de las configuraciones se desprende que las anomalías de frecuencia baja son debidas a la topografía del basamento, en tanto que las de frecuencia alta corresponde a cuerpos geológicos someros de poca extensión.

5.1.2 CORRECCION POR ALTITUD

La fuerza de gravedad varía con la altura, por lo que se deben reducir todas las lecturas a un mismo plano de referencia (superficie del terreno, Brandí, P y Tejero, A 1990).. se lleva a cabo en dos partes:

a) Aire libre, tomando en cuenta que el punto de observación está más alejado del centro de la tierra que el plano de referencia.

b) Corrección de Bouger, la cual elimina el efecto de losa de terreno de referencia. La expresión para la corrección por latitud está dada por: $G_0 = G_h + (.03086 - 0419\sigma)h$ mg

donde: G_0 gravedad reducida al nivel de referencia
 G_h Gravedad observada a la altura h
 σ elevación de la estación medida
 d densidad media en gr/cm³ del terreno amba del plano de referencia
mg miligales

5.1.3 CORRECCION POR TOPOGRAFIA

Las elevaciones cercanas al punto de medida originan una componente vertical a la atracción gravitacional que contraresta, en parte a la atracción hacia el interior del resto de la tierra. La corrección debida a las elevaciones y depresiones topográficas circundantes al punto de observación, se realiza por el método de plantillas de Hammer.

5.1.4 CORRECCION POR LATITUD

La tierra no es una esfera perfecta, la mejor aproximación para fines prácticos es un elipsoide de revolución con radio ecuatorial 21 km mayor polar; el elipsoide de referencia corresponde a la superficie del nivel medio del mar. El achatamiento polar provoca que la gravedad aumente con la latitud; la expresión para esta corrección es: $G1 = 978.030 (1 + 0.0053024 \text{ sen}\phi - 0.0000058 \text{ sen}^2\phi) \text{ mg}$

donde $G1$ gravedad corregida por latitud
 ϕ latitud en grados, minutos y segundos

5.1.5 ANOMALIA DE BOUGER

Después de haber efectuado las correcciones pertinentes, se conoce ya el valor de gravedad de Bouger para cada estación teniendo que: $GB = GO + Ga - G1 + Gt$

donde GB Gravedad de Bouger
 GO Corrección de gravedad observada en campo
 Ga Corrección de gravedad por altitud
 $G1$ Corrección de gravedad por latitud
 Gt Corrección de gravedad por rugosidad del terreno

La configuración de la anomalía de Bouger es importante para todas las estimaciones que se requieran hacer. En la configuración de la anomalía de Bouger (AB) se encuentran implícitos los efectos de cuerpos someros y profundos; al separar cada uno de ellos se obtienen las configuraciones de la anomalía Regional (AR) debida a estructuras geológicas profundas y la del Residual (Ar) originada por efectos de cuerpos someros. Entonces: $AB = AR + Ar$

La figura 5.1a, b, c y d; muestra las anomalías de Bouger, Regional y Residual para el Exlago de Texcoco y una sección interpretada.

5.2 PROSPECCION MAGNOMETRICA

De no haber sido la geodesia las primeras medidas geofísicas de la tierra, la magnetometría sería el tópico antiguo de geofísica. La magnetometría puede ser estudiada desde el punto de vista histórico, ya que el campo magnético de la tierra cambia con el tiempo y una buena porción de su variación a quedado grabado en las mismas rocas. La magnetometría proporciona información acerca de: límite de cuencas, profundidad al basamento, lineamientos del basamento, edad de las rocas (magnetoestratigrafía), latitudes magnéticas del tiempo en que se formó la roca, plumas de contaminación en combinación con otras técnicas, localización de contenedores de fierro sepultados, etc.

A continuación se transcriben algunos párrafos de la Tesis que defendió el Ing. Guillermo Hernández Moedano para ingresar a la Academia Mexicana de Ingeniería (1990) en la que propone formar un banco de datos geofísicos para mejor conocimiento del Territorio Mexicano y sus recursos. El tema de Tesis fue:

PROPUESTA PARA EL LEVANTAMIENTO DE LA CARTA AEROMAGNETICA DE LA REPUBLICA MEXICANA.

Uno de los procedimientos geofísicos que provee una información valiosa para la prospección de la tierra y que se realiza con rapidez y de un costo relativamente bajo cuando se trata de áreas de gran extensión es el levantamiento aeromagnético. Se considera que un levantamiento de esta índole de todo el territorio nacional,

presentado en hojas Atlas Geográficas semejantes a las que existen para topografía y geología sería una carta muy útil en la exploración petrolera, minera, geotermia, agua subterránea, para mejorar el conocimiento de la Física del interior de la Tierra y para precisar los contactos geológicos y aplicaciones en geotécnica.

Las hojas Atlas que formen la carta aeromagnética sirven como infraestructura para el prospector....., determina con relativa rapidez la profundidad del basamento magnético..., descubre cuerpos ígneos que se encuentran dentro de los sedimentos..., sirven para planear futuras líneas con procedimientos geofísicos que deban aplicarse para detallar un prospecto seleccionado..., es un elemento necesario en la integración final de datos geofísicos y geológicos.

En geotermia pueden descubrirse las rocas intrusivas causantes de la energía térmica....

Para agua subterránea pueden delimitarse los límites de las cuencas hidrológicas y subcuencas que hay en ellas.

La hoja aeromagnética en sí se puede utilizar para decidir las áreas donde es necesario realizar trabajo de detalle y actualmente es casi indispensable para una integración óptima de los datos geofísicos a la geología del área.

Como se entiende de los párrafos anteriores la magnometría aérea o terrestre es de vital importancia para cualquier prospecto respetable por su tamaño, y aunque el mapa magnético se interprete en forma cualitativa es mucha y variada la información que se puede extraer de él.

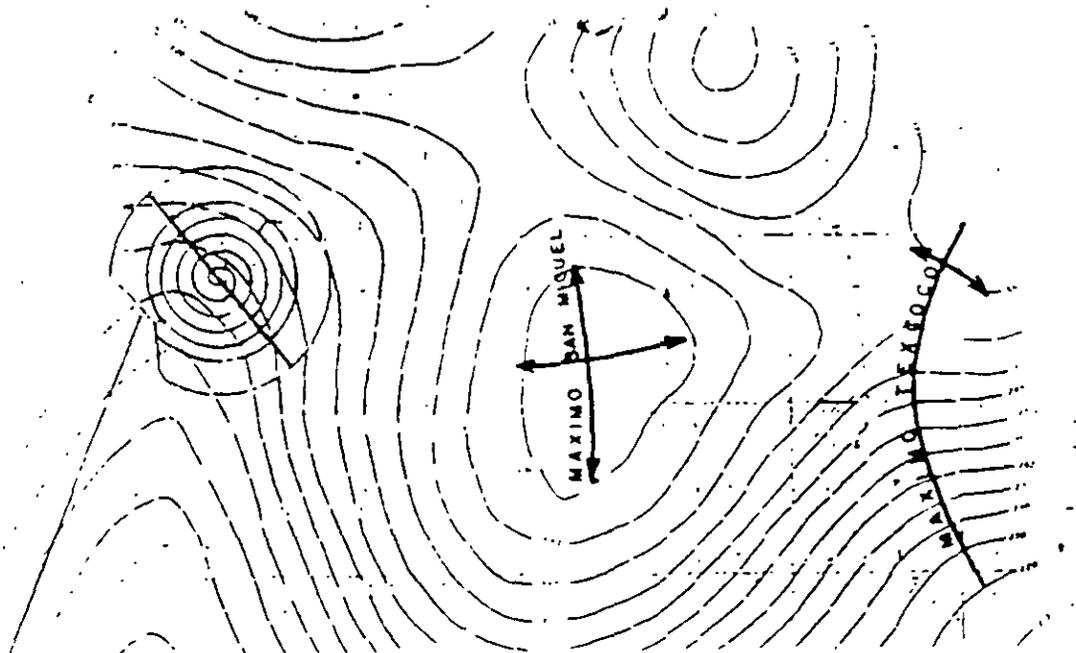
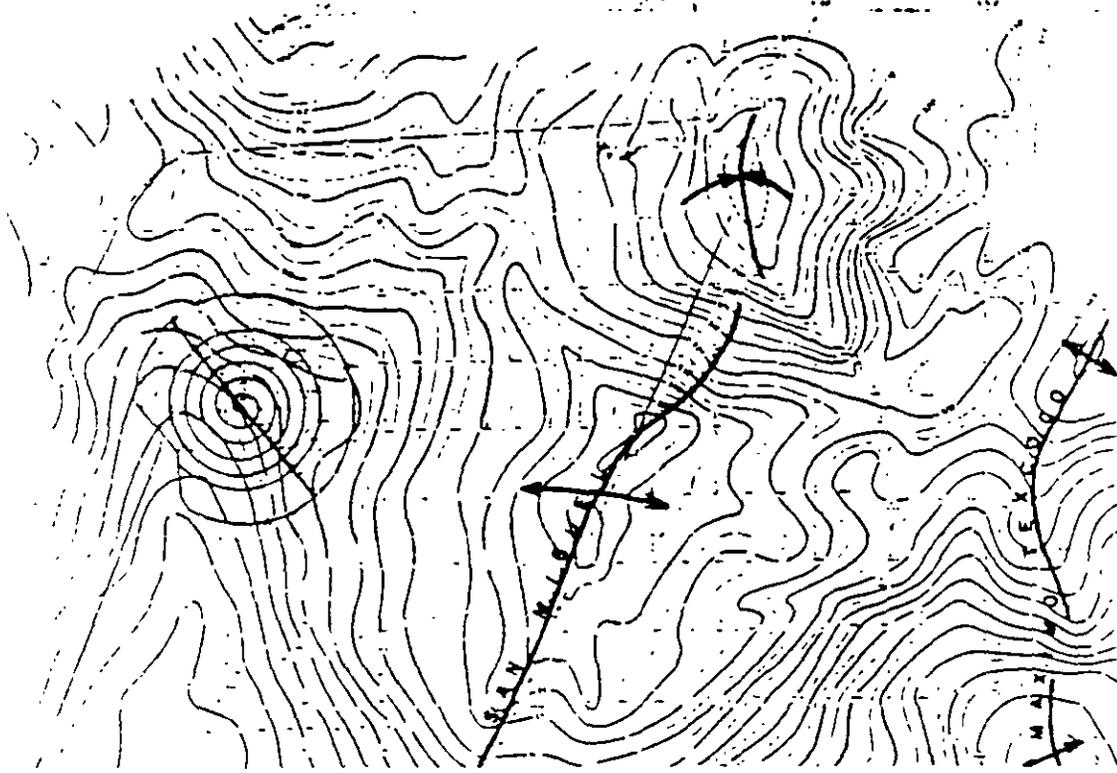
Se presenta el mapa magnético de la zona Exlago de Texcoco en la figura 5.2, en ella se aprecia la chamela de un cráter sepultado, así como las zonas erosionadas.

6 RADAR

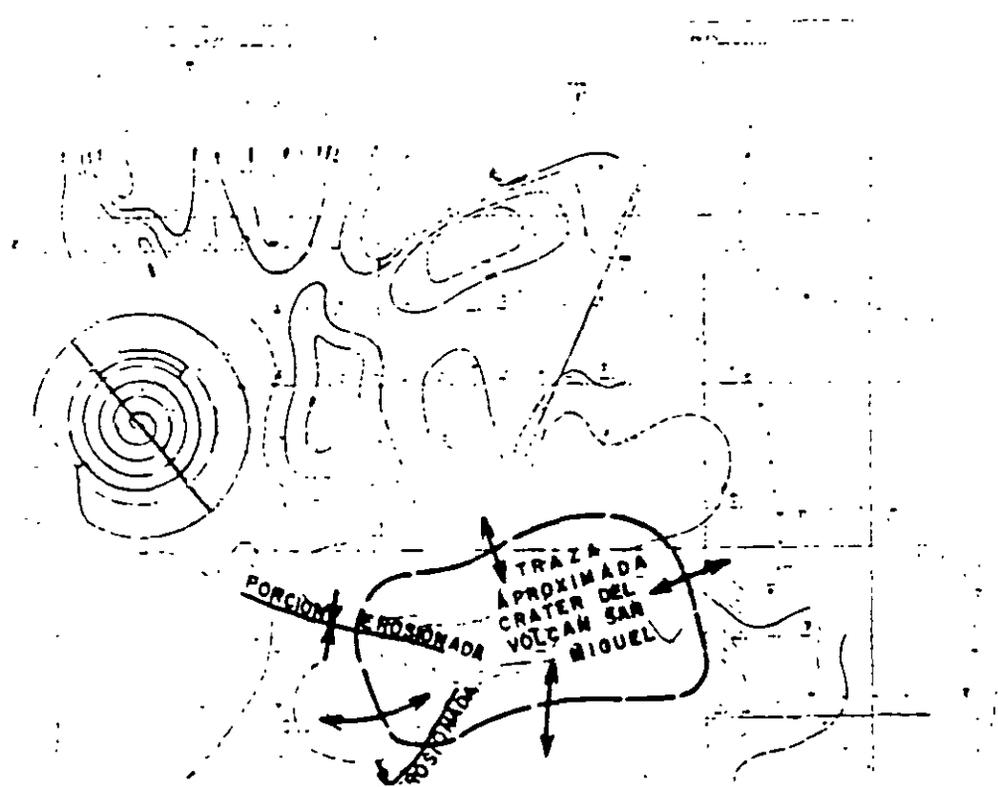
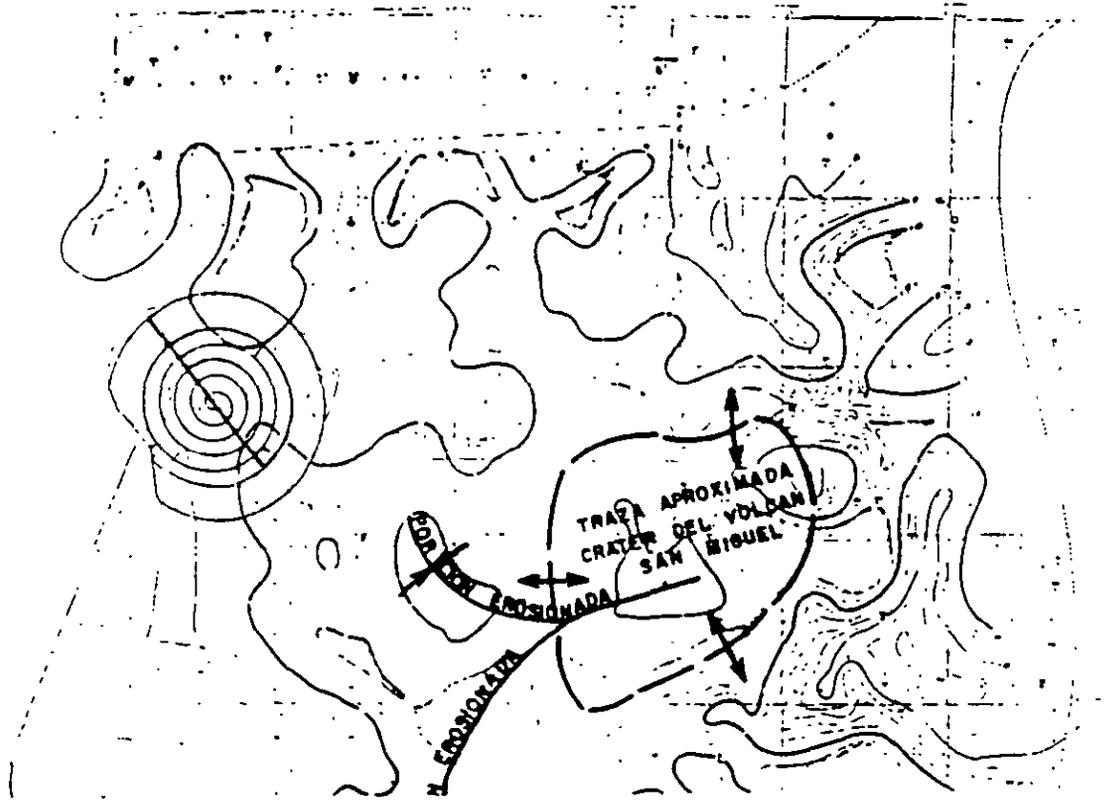
Es un método importante para perfilaje somero del subsuelo (<30 m), está diseñado para detectar cuerpos opacos a las ondas de radio, tales como: tuberías enterradas, tanques enterrados, capa resistente, cavernas, tuneles, zonas arcillosas, fallas, fracturas, cuerpo de interés económico u arqueológico, cantos sepultados, etc...

6.1 BASES TEORICAS

La energía es emitida en la región de ondas de radio del espectro electromagnético. La onda de radar retorna y es registrada como pulso de video, el cual es similar a las ondas sísmicas refractadas. Las irregularidades (arcillas saturadas, cavernas, vacíos) en el tren de ondas por el reflector aparecen en el monitor. Provee de un registro continuo de imágenes Figura 6.1.



Figuras 5.1a, Anomalia de Bouger y b) Anomalia Regional en el Exlago de Texcoco



Figuras 5.1d Anomalia Residual y 5.2 Anomalia magnética en el Exlago de Texcoco

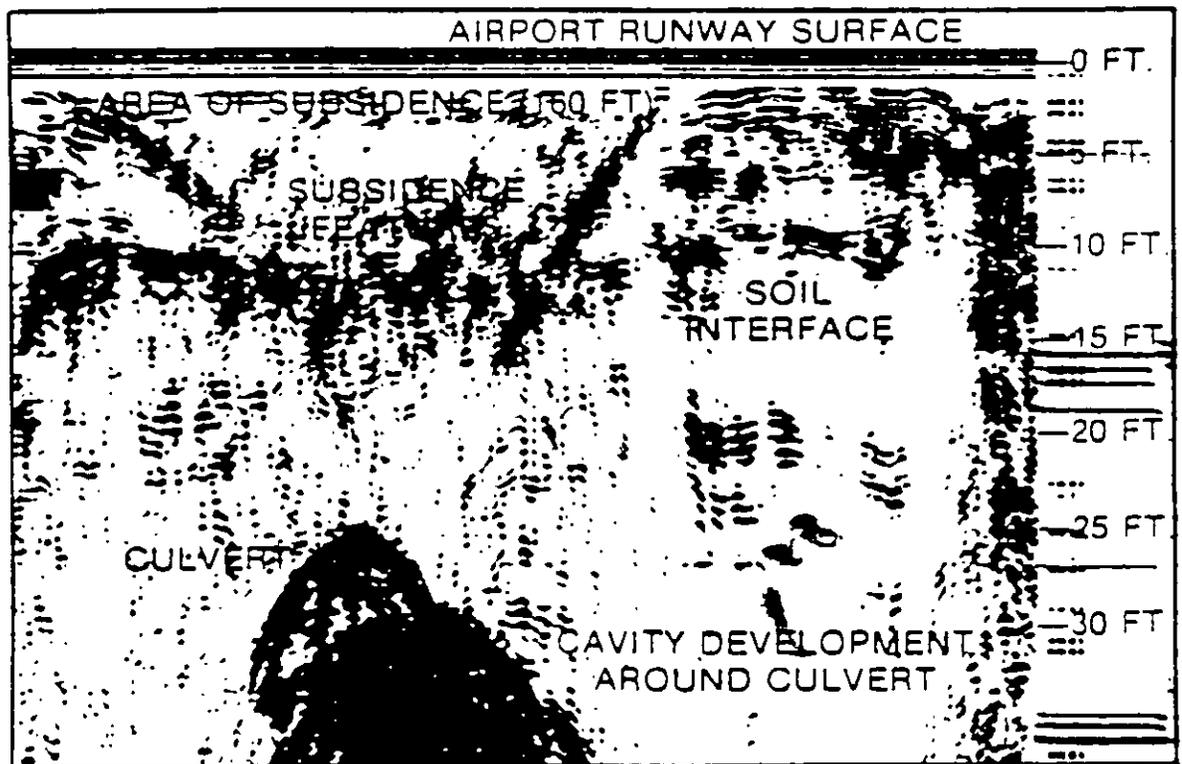
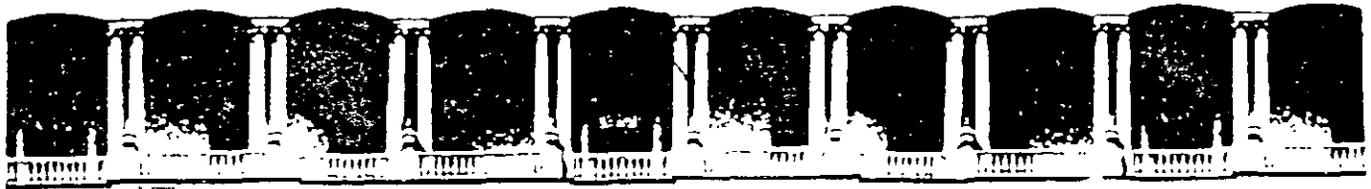


Figura 6.1 Perfil con la técnica del radar.



**FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
CURSOS ABIERTOS**

XII CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACIÓN DE ACUIFEROS

MODULO I: GEOHIDROLOGIA

TEMA

PRUEBAS DE BOMBEO

**EXPOSITOR: ING. DAVID GONZALEZ POSADAS
PALACIO DE MINERIA
SEPTIEMBRE DEL 2000**

PRUEBAS DE BOMBEO

ING. DAVID GONZÁLEZ POSADAS

1.- GENERALIDADES

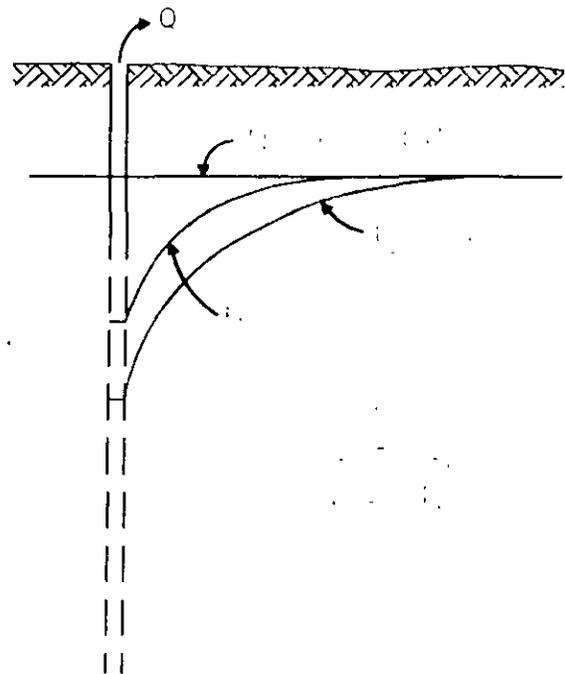
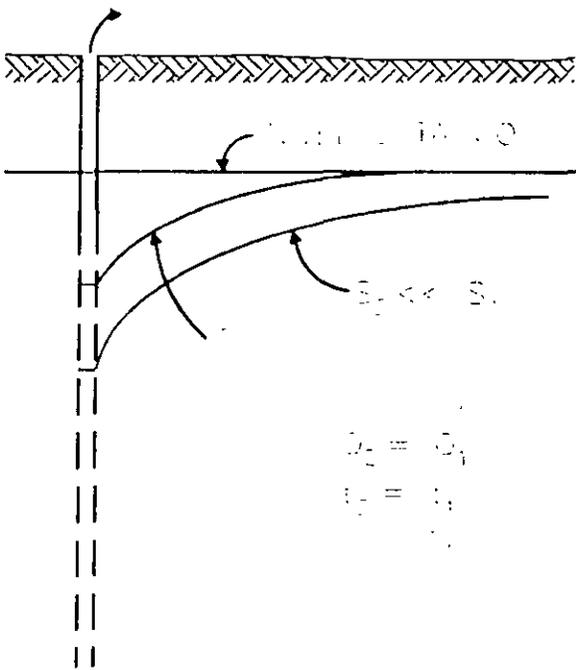
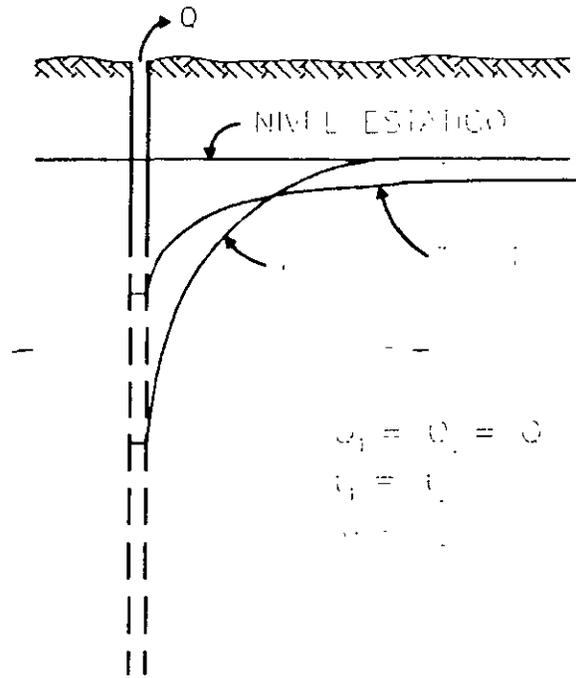
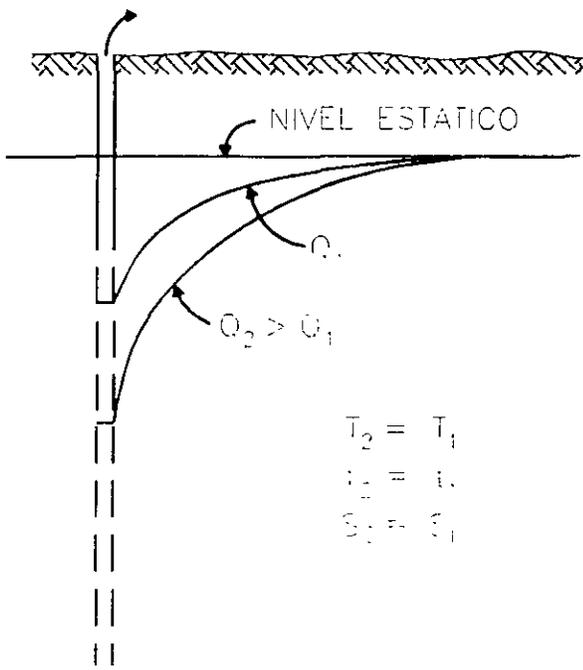
La realización de una prueba de bombeo consiste en observar los efectos de abatimiento o recuperación de los niveles piezométricos en un acuífero. Los niveles son obtenidos a través de captaciones hidráulicas del tipo de pozos o norias y pueden ser observados en el propio pozo de bombeo (pozo de operación) o en pozos próximos a él (pozo de observación).

Al iniciarse el bombeo en un pozo, el nivel del agua sufre un abatimiento el cual es mayor en el propio pozo y decrece conforme aumenta la distancia. La fuerza que induce que el agua se mueva hacia el pozo, es el gradiente que se genera entre las cargas hidráulicas del propio pozo y las próximas a él.

El agua fluye a través del acuífero desde cualquier dirección, aumentando su velocidad conforme se acerca al pozo; expresado de acuerdo a la ley de Darcy nos dice que, en un medio poroso el gradiente hidráulico es directamente proporcional a la velocidad, por lo que el abatimiento en la superficie piezométrica forma un cono de depresión, cuyo tamaño y forma dependen del caudal, tiempo de bombeo, características del acuífero. La influencia de algunos de estos factores en la forma de la depresión piezométrica se muestra en la figura 1.

2.- OBJETIVOS

El objetivo principal de las pruebas de bombeo es estimar las características hidrodinámicas de la formación acuífera como son transmisibilidad y coeficiente de almacenamiento. También se llega a definir a través de la interpretación de pruebas de bombeo, el tipo de acuífero, la existencia de barreras laterales, recarga de ríos o manantiales, radio de influencia del pozo, factor de infiltración y predicción del comportamiento de los niveles piezométricos.



CONDUENCIA DEL CAUDAL (O, TIEMPO DE PUNTO O),
 PERMEABILIDAD (T) Y ALMACENAMIENTO (S) DE UN
 CONO DE DEPRESIÓN

3.- EQUIPO NECESARIO

- a) Sonda eléctrica (dos en caso de que se cuente con pozo de observación).
- b) Cronómetro.
- c) Regla de aforo (si el pozo tiene descarga libre y no cuenta con medidor de flujo) ver figura 2.
- d) Flexómetro.

4.- SELECCIÓN DEL SITIO DE LA PRUEBA

En ocasiones, el sitio de la prueba está obligado, por ejemplo, cuando se trata de un problema de carácter local o interesa conocer las características hidráulicas del acuífero en un sitio específico.

En estudios geohidrológicos de carácter regional para elegir el sitio de la prueba, generalmente se realizan en pozos existentes pero considerando los aspectos siguientes.

- Que el equipo de bombeo se encuentre en condiciones apropiadas para sostener un caudal constante durante la prueba.
- Que la profundidad de nivel del agua sea fácilmente medible.
- Que el agua bombeada no se infiltre hasta el acuífero en las proximidades del pozo.
- Que las características constructivas y el corte geológico del pozo sean conocidos.
- El pozo es totalmente penetrante.
- Que los pozos próximos no operen durante la prueba.

Puesto que no es fácil que se cumplan simultáneamente todos estos requisitos, en cada caso deberá juzgarse con cierto criterio, si el incumplimiento de uno o varios de ellos obstaculiza significativamente o no, el buen desarrollo y la interpretación de la prueba.

5.- POZOS DE OBSERVACIÓN

Para la interpretación completa de una prueba, lo ideal es contar con uno o varios pozos de observación dispuestos a diferentes distancias del pozo de bombeo. Cuando esto es posible las características deducidas son más confiables y representativas de un área mayor. Por ello, es muy recomendable disponer al menos de un pozo de observación.

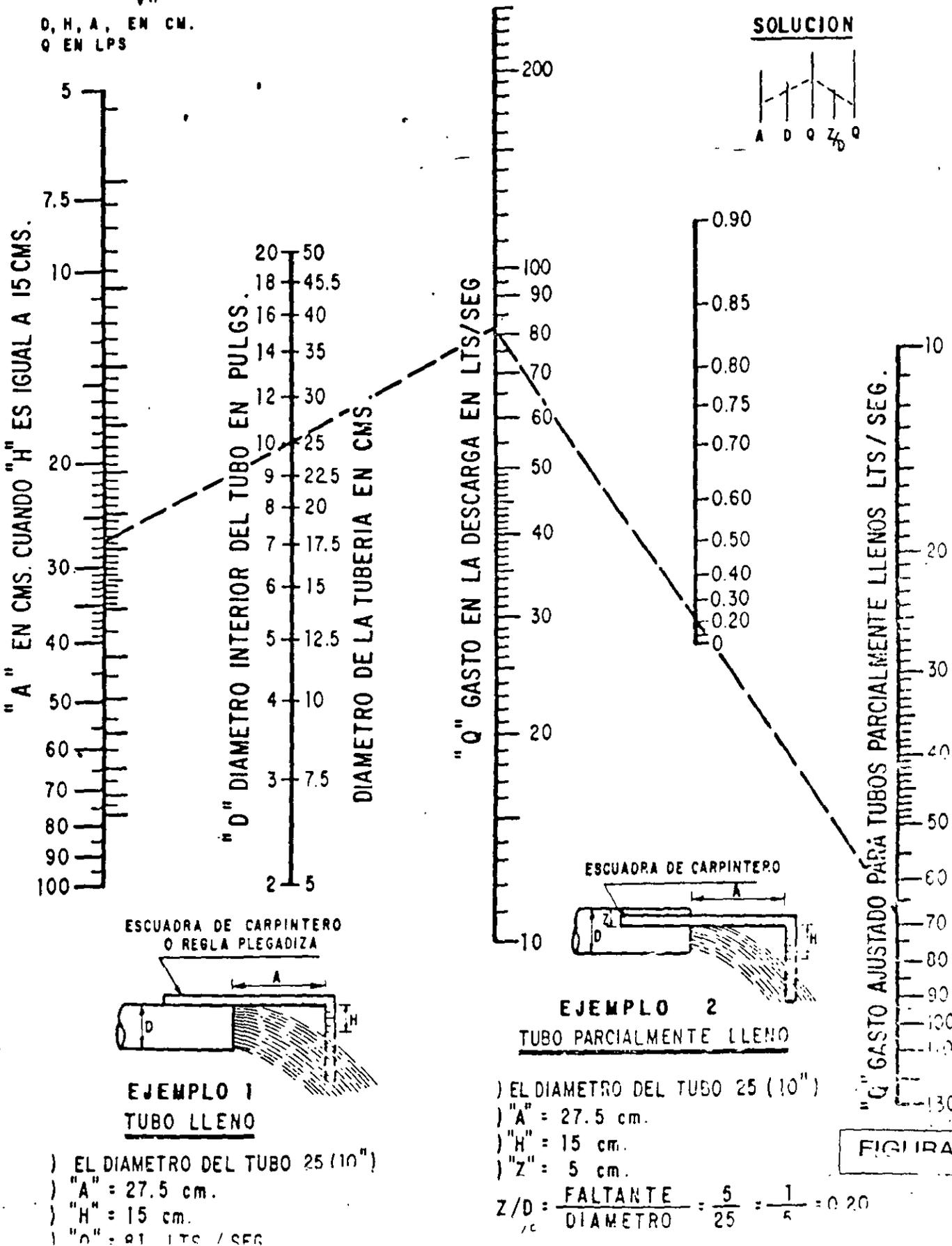
NOMOGRAMA PARA CALCULAR EL GASTO A TRAVES DE UN TUBO

FORMULA RESUELTA

$$Q = 0.0174 \frac{A D^2}{\sqrt{H}}$$

D, H, A, EN CM.
Q EN LPS

12



-) EL DIAMETRO DEL TUBO 25 (10")
-) "A" = 27.5 cm.
-) "H" = 15 cm.
-) "Q" = 81 LTS / SEG

-) EL DIAMETRO DEL TUBO 25 (10")
-) "A" = 27.5 cm.
-) "H" = 15 cm.
-) "Z" = 5 cm.

$$\frac{Z}{D} = \frac{\text{FALTANTE}}{\text{DIAMETRO}} = \frac{5}{25} = \frac{1}{5} = 0.20$$

En la práctica es común que por razones presupuestales no se cuente con pozos de observación, por lo que la prueba se limita a interpretar las mediciones observadas en el propio pozo de bombeo. Los niveles dinámicos observados en dicho pozo pueden presentar cierta inconsistencia de acuerdo al comportamiento esperado, esto es debido a características constructivas del propio pozo, por lo anterior los resultados obtenidos de pruebas interpretadas en el pozo de operación, deberán tomarse con su debida reserva.

6.- EJECUCIÓN DE LA PRUEBA

Habiendo revisado el correcto funcionamiento del equipo de medición se inicia midiendo el nivel estático en el pozo de bombeo y en los pozos de observación. Se anotará la hora de inicio y datos distintivos de cada pozo.

Se iniciará el bombeo, procurando mantener un caudal constante, y se procederá a medir la profundidad al nivel del agua en el pozo de bombeo y en el (o los) de observación, con la secuencia de tiempos que se indica a continuación.

LECTURA	TIEMPO A PARTIR DE LA INICIACIÓN DEL BOMBEO	
	T I E M P O	
1	0	TIEMPO A PARTIR DE LA INICIACIÓN DEL BOMBEO
2	15	SEGUNDOS
3	30	SEGUNDOS —
4	1	MINUTO
5	2	MINUTOS
6	4	MINUTOS
7	8	MINUTOS
8	15	MINUTOS
9	30	MINUTOS
10	1	HORA
11	2	HORAS
12	4	HORAS
13	8	HORAS
14	16	HORAS
15	24	HORAS
16	32	HORAS
17	40	HORAS
18	48	HORAS
		CADA 8 HASTA 72 HORAS

A intervalos de tiempo seleccionados, se harán las observaciones o lecturas necesarias para cuantificar el caudal de bombeo.

Con las observaciones realizadas, se construirá en el sitio de la prueba, la gráfica de variación del nivel dinámico en el tiempo, para el pozo de bombeo y para cada uno de los pozos de observación. En la graficación podrá utilizarse papel semilogarítmico o logarítmico (los tiempos se llevarán en la escala logarítmica). Estas gráficas son útiles para juzgar el correcto desarrollo de la prueba: permiten detectar errores de medición, variaciones sensibles del caudal y otras anomalías causadas por factores externos, y constituyen un elemento de juicio para continuar o suspender una prueba.

Cuando en la gráfica nivel dinámico-tiempo del pozo bombeado se observe estabilización del nivel dinámico por un tiempo mínimo de 4 horas, podrá suspenderse la etapa de bombeo antes de alcanzar la duración prefijada, (ver figura 3).

Una vez concluida la etapa de bombeo, se incluirá la de recuperación, en la que se efectuarán observaciones con la misma secuencia que la etapa de abatimiento. Estos tiempos son una guía de la frecuencia con que deben realizarse las observaciones. Si, por cualquier causa, no puede hacerse contacto con el nivel dinámico en el tiempo señalado, se hará la medición y se indicará el tiempo real a que corresponde.

7.- ANÁLISIS DE LAS PRUEBAS DE BOMBEO

7.1.- REGIMEN ESTABLECIDO

Cuando se bombea agua mediante un pozo, esta se deriva del almacenamiento del acuífero, y en tanto no exista una recarga vertical, el cono de depresión se va extendiendo más y más, decreciendo la magnitud de los abatimientos a medida que el área afectada es mayor, hasta que la superficie piezométrica se estabiliza en las proximidades del pozo y se llega a una condición de flujo establecido.

Las fórmulas para un pozo descargando bajo condiciones de flujo establecido, se derivaron desde tiempo atrás por varios investigadores, existiendo dos fórmulas básicas; una para acuíferos libres y otra para confinados.

Para un acuífero libre, la fórmula es.

$$h_2^2 - h_1^2 = \frac{Q}{\pi K} L \frac{r_2^2 - r_1^2}{r_1^2} \text{-----(1)}$$

En la cual: h_1 = Altura piezométrica a la distancia r_1 del pozo de bombeo
 h_2 = Altura piezométrica a la distancia r_2 del pozo de bombeo
 Q = Caudal de bombeo
 K = Permeabilidad
 L = Logaritmo base "e"

Ver figura No. 4.

PROFUNDIDAD AL NIVEL DINAMICO, EN METROS

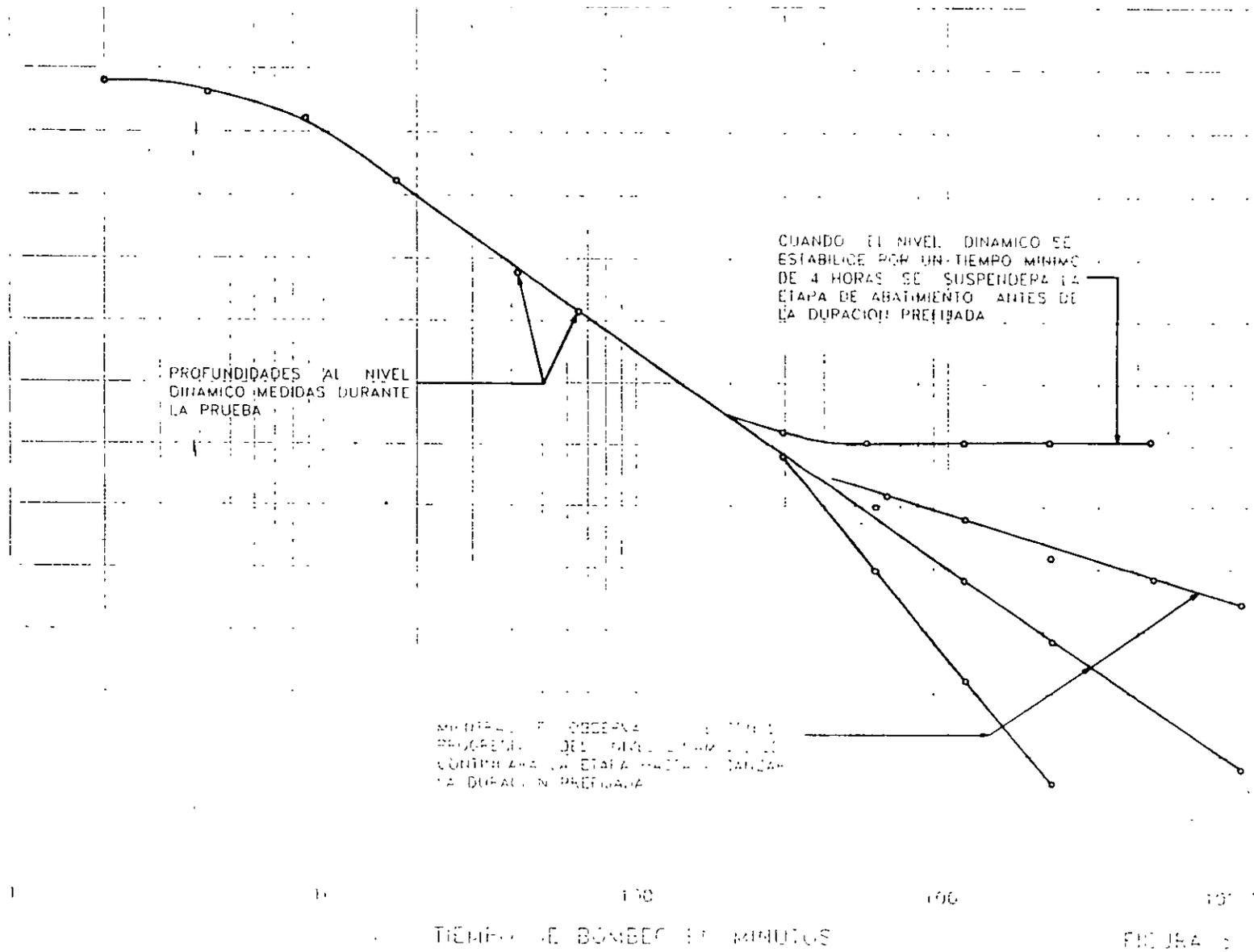
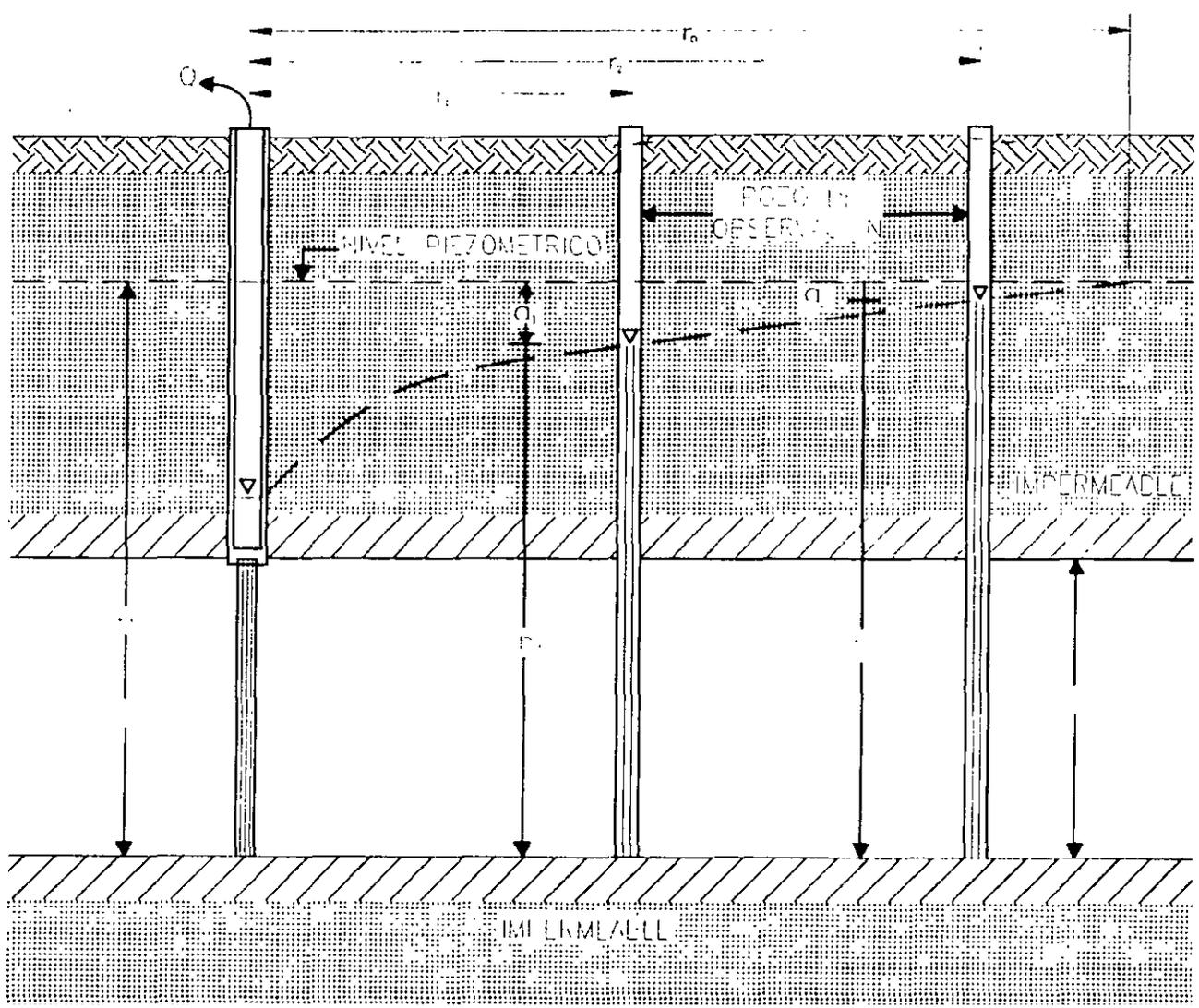


FIGURA 1

REGIMEN DE FLUJO ESTABLE EN HACIA POZOS EN UN ACUIFERO INFILTRACION



La fórmula correspondiente a un acuífero confinado es:

$$h_2 - h_1 = \frac{Q}{2 \pi K b} L \frac{r_1}{r_2} \text{-----(2)}$$

En la cual b = espesor del acuífero. Y los demás terminos, son los mismos que los de la expresión anterior. Ver figura 5.

La derivación de las fórmulas anteriores, está basada en las siguientes hipótesis simplicatorias.

- a) El acuífero es homogéneo e isótropo en el área afectada por el bombeo
- b) El espesor saturado inicial del acuífero libre, es constante
- c) Para el acuífero confinado, el espesor es constante
- d) El pozo penetra totalmente al acuífero
- e) La superficie piezométrica (o freática) es horizontal antes de iniciarse el bombeo
- f) El abatimiento y el radio de influencia no varían con el tiempo.
- g) El flujo es laminar.

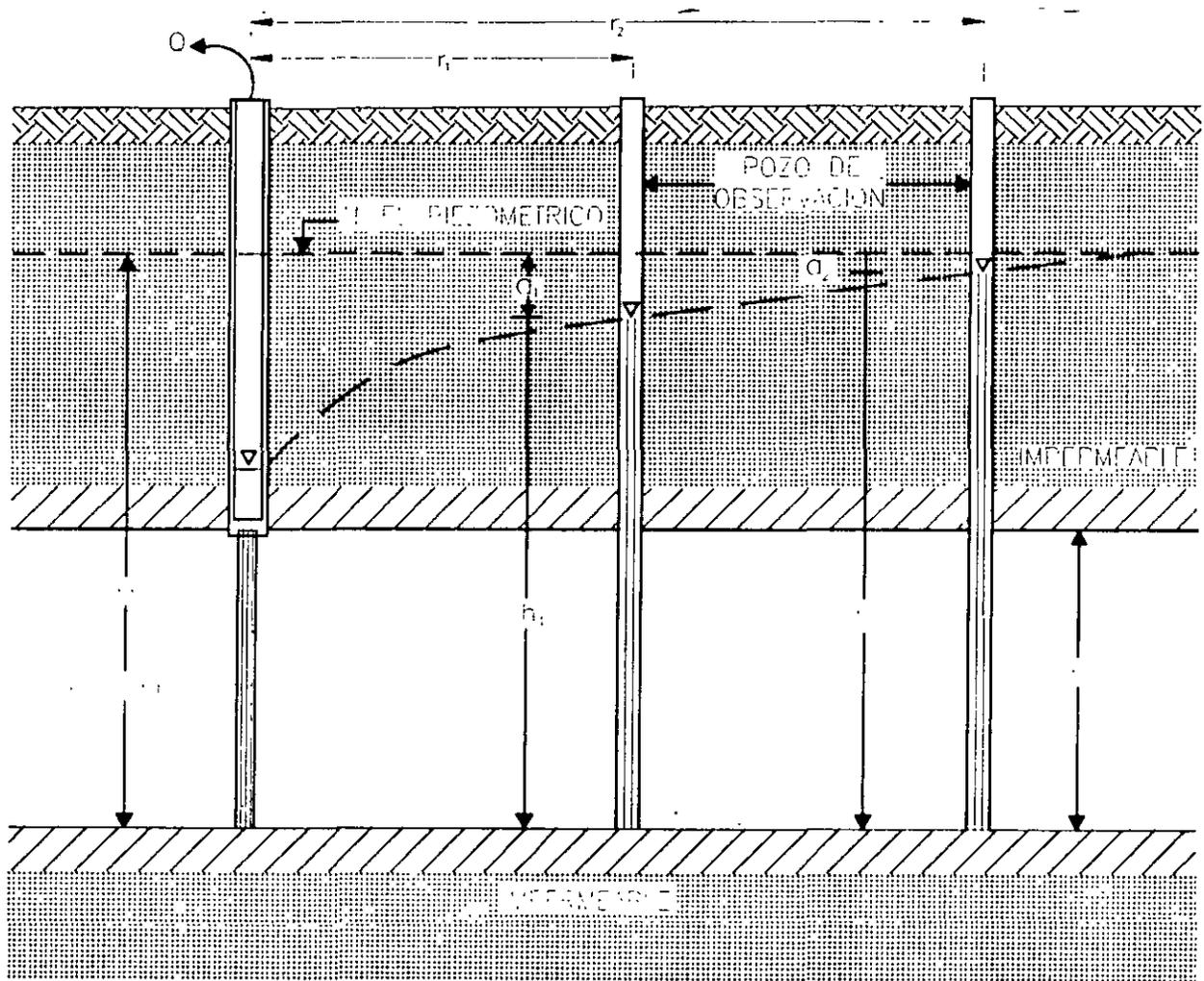
Estas hipótesis parecen limitar seriamente la aplicabilidad de ambas fórmula, pero en realidad no es así, la permeabilidad media del acuífero es más o menos constante; aunque la superficie piezométrica no es completamente horizontal en ningún caso, el gradiente hidráulico es generalmente muy pequeño y no afecta sensiblemente la forma de la superficie piezométrica: el flujo es laminar en la mayor parte del área afectada por bombeo, y solo en la vecindad inmediata del pozo de bombeo puede llegar a ser turbulento; aunque el flujo no es rigurosamente establecido, después de cierto tiempo de bombeo puede considerarse como tal en un área próxima al pozo de bombeo

Teniendo dos pozos de observación se obtiene la permeabilidad despejando de la s ecuaciones 1 y 2.

$$K = \frac{Q}{\pi(h^2 - h_1^2)} L \frac{r_2}{r_1} \text{ para acuífero libre}$$

$$K = \frac{Q}{2 \pi b(h^2 - h_1^2)} L \frac{r_2}{r_1} \text{ para acuífero confinado}$$

REJIMEN DE FLUJO ESTABLECIDO
 HACIA POZOS EN UN ACUIFERO CONFINADO



$$h_2 = h_1 - \frac{Q}{2\pi B k} \left(1 - \frac{r_1}{r_2} \right)$$

FIGURA 3.1.11.11

Aún cuando las fórmulas anteriores son aplicables a algunos casos prácticos, tienen dos limitaciones principales: no proporciona ninguna información respecto al coeficiente de almacenamiento del acuífero, y no permiten calcular la variación de los abatimientos en el tiempo. Además, no son aplicables al estudio de acuíferos semiconfinados, ni a sistemas de penetración parcial. Por otra parte su aplicación requiere de dos pozos de observación.

7.2.- REGIMEN TRANSITORIO

En 1935, C.V. Theis inició el estudio de la hidráulica de pozos en régimen transitorio, al desarrollar la fórmula que lleva su nombre. Mediante ella pueden deducirse los valores de los coeficientes de transmissibilidad y almacenamiento, a partir de los abatimientos registrados en uno o varios pozos de observación para diferentes tiempos de bombeo, con la ventaja de que no es necesario esperar la estabilización del cono de abatimiento, como en régimen establecido.

La derivación de la fórmula de Theis se basa en las siguientes consideraciones.

- a) El acuífero es homogéneo e isotrópico
- b) El espesor saturado del acuífero es constante
- c) El acuífero tiene extensión lateral infinita
- d) El bombeo del pozo es a costa del almacenamiento del acuífero
- e) El pozo penetra totalmente el acuífero
- f) El agua del acuífero es liberado instantáneamente con el abatimiento

La solución desarrollada por Theis, es:

$$a = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \text{----- (3)}$$

Despejando T.

$$T = \frac{Q}{4\pi a} W(u)$$

Donde: a es el abatimiento registrado a la distancia r del pozo de bombeo; Q, es el caudal, T la transmissibilidad; W (u), la función de pozo.

Por otra parte

$$u = \frac{r^2 S}{4 T t} \text{-----(4)}$$

Despejando S

$$S = \frac{4 T t}{r^2} u$$

Donde: r es la distancia al pozo de bombeo; t, tiempo de bombeo; S, coeficiente de almacenamiento, T, transmisibilidad.

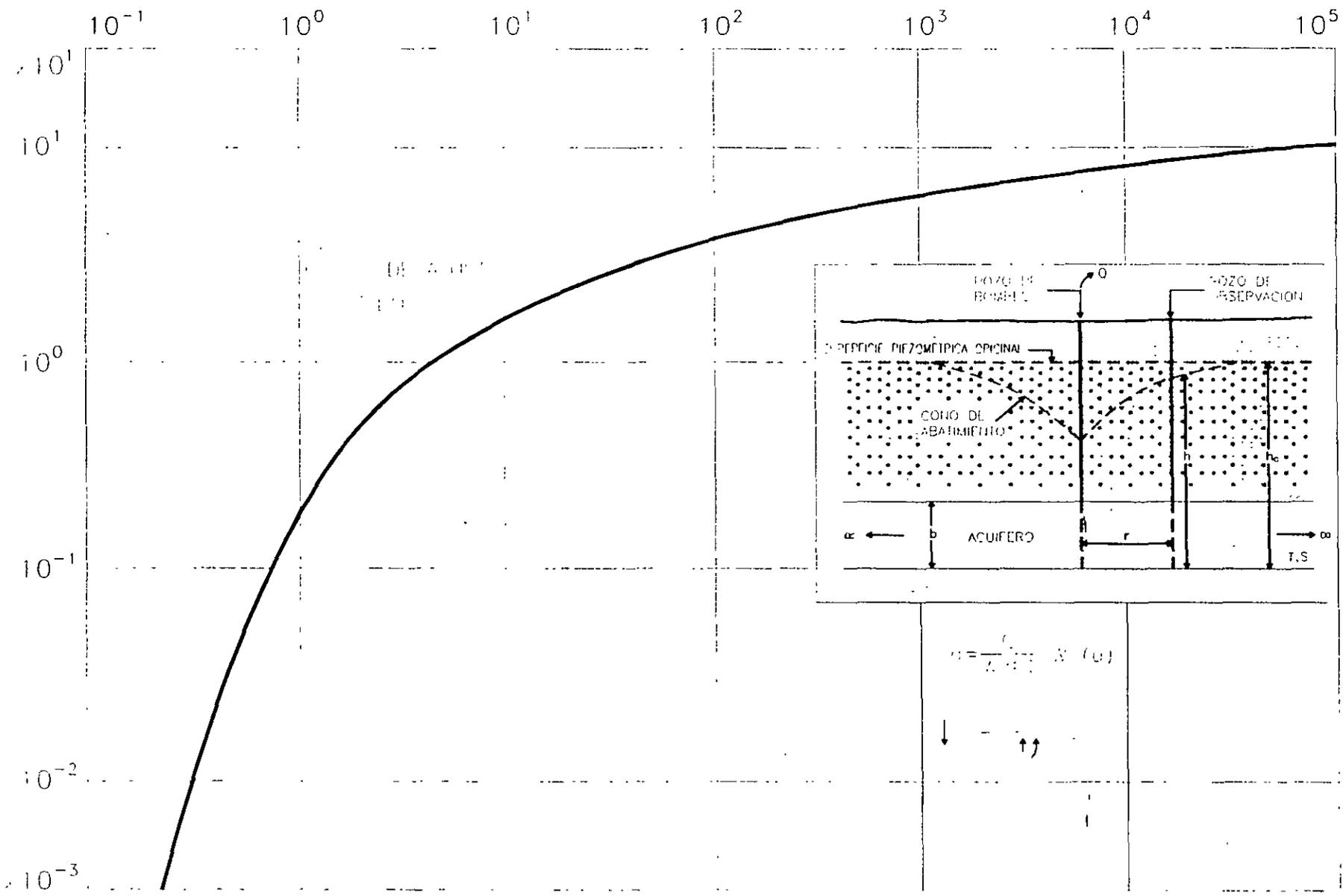
Los valores de la función de pozo en relación con los de u, se encuentra en tabla 1, los cuales vaciados en una gráfica de W(u) contra 1/u en papel logarítmico, nos da una curva tipo para interpretar pruebas de bombeo en pozos totalmente penetrantes en acuíferos confinados (figura 6).

En base a las fórmulas 3 y 4 Theis desarrolló un método gráfico de solución para determinar los parámetros T y S, de acuerdo a los pasos siguientes:

- a) Trazar la curva tipo W(u)-1/u en papel con trazo doble logarítmico.
- b) Construir la gráfica abatimiento – tiempo del pozo de observación en papel idéntico al utilizado en el inciso a.
- c) Superponer las gráficas manteniendo los ejes paralelos y buscar la coincidencia de la curva de campo y la curva tipo.
- d) Substituir los valores de las coordenadas en las ecuaciones (3) y (4), despejando T y S.

En general, debe darse menor peso a los puntos correspondientes a los tiempos más cortos, pues en esta parte de la prueba pueden tenerse las mayores discrepancias entre las condiciones reales y las hipótesis establecidas para obtener la fórmula. Hay cierto retraso que puede ser mayor en esta parte de la prueba, en la que los niveles se abaten rápidamente; el caudal puede variar apreciablemente por el incremento brusco de la carga; de bombeo, etc. Para tiempos mayores de bombeo, estas discrepancias se van minimizando y se tiene un ajuste entre la teoría y las condiciones reales.

Ejemplos de interpretación.....



CURVA TIPO PARA INTERPRETACIÓN DE PRUEBAS DE BOMBEO EN ACUIFEROS CONFINADOS

FÓRMULA MODIFICADA PARA PRUEBAS DE BOMBEO CON REGIMEN TRANSITORIO

Un método más sencillo para la interpretación de las pruebas de bombeo, fue desarrollado por Jacob, quien observó que para tiempos largos ($t > 5 S r^2 / T$), la ecuación (3), puede modificarse sin un error significativo a la forma siguiente:

$$s = \frac{2.3 Q}{4\pi T} \log \frac{2.25 T t}{r^2 S} \text{ ----- (5)}$$

A partir de esta fórmula, desarrolló el método gráfico de interpretación que lleva su nombre, y que consiste en lo siguiente.

- Construir la gráfica abatimiento (en escala aritmética) contra tiempo (en escala logarítmica).
- Pasar una recta por los puntos que se alinean, y determinar su pendiente. los puntos correspondientes a los primeros minutos de la prueba generalmente se apartan de la recta, debido a que corresponden a tiempos cortos ($t < 5 S r^2 / T$) para los cuales no es válida la fórmula de Jacob.
- Si la pendiente de la recta de ajuste es Δs , la Transmisibilidad puede obtenerse de la expresión.

$$T = \frac{0.183 Q}{\Delta s} \text{ ----- (6)}$$

- Determinar el valor del tiempo, t_0 , para el cual la prolongación de la recta de ajuste intercepta la línea de abatimiento nulo.
- Calcular el coeficiente de almacenamiento mediante la expresión.

$$S = \frac{2.24 T t_0}{r^2} \text{ ----- (7)}$$

Ejemplos de interpretación

ACUIFERO SEMICONFINADO

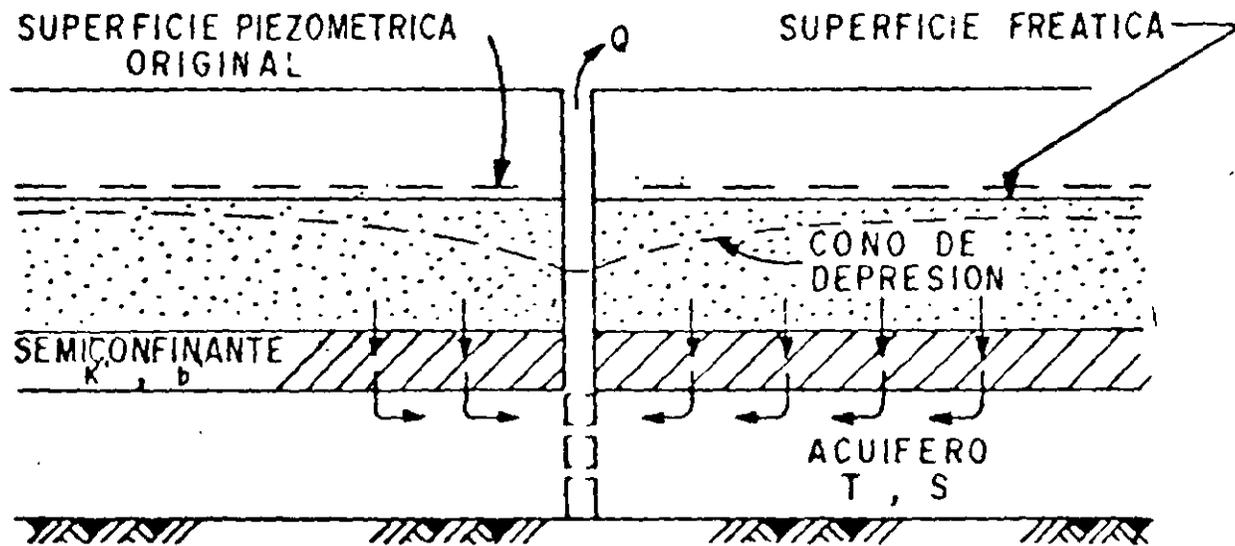


FIGURA 7

La solución correspondiente a este sistema es la siguiente.

$$A = \frac{Q}{4\pi T} W(u, r/B)$$

Despejando T:

$$T = \frac{Q}{4\pi a} W(u, r/B)$$

Por otra parte:

$$U = \frac{r^2 S}{4 T t}$$

Despejando S

$$S = \frac{4 T t u}{r^2}$$

Donde

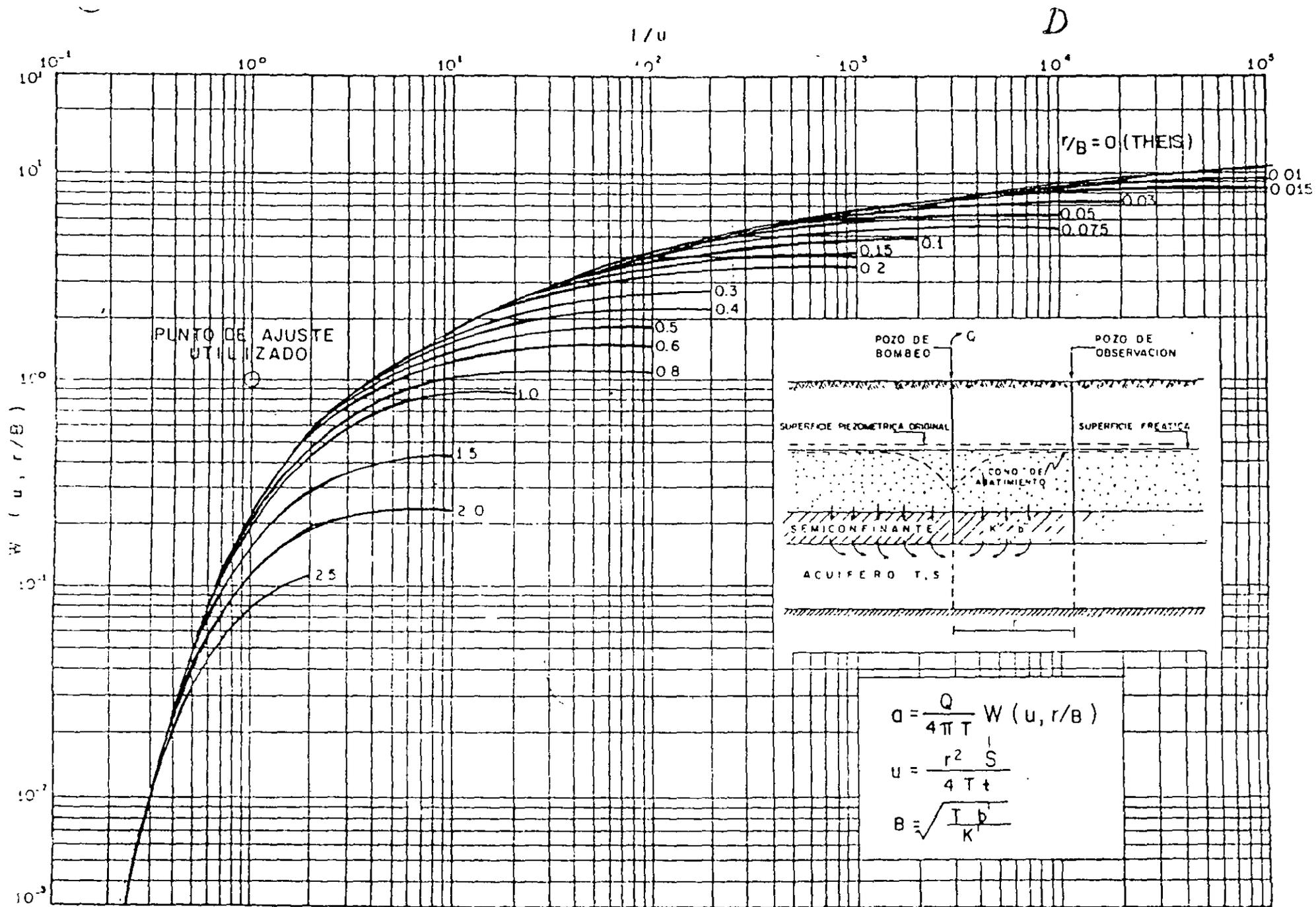
$$B = \sqrt{T b' / K'}$$

Siendo K' y b' la permeabilidad vertical y el espesor del estrato semiconfinante.

Las curvas tipo correspondientes a esta solución se presentan en la figura 8, en la cual puede apreciarse el comportamiento arriba descrito.

El procedimiento de interpretación de las pruebas en este caso es semejante al seguido en el caso de los acuíferos confinados, con la diferencia de que ahora debe buscarse la coincidencia entre la curva de campo y una de las curvas tipo. Lograda la coincidencia, se selecciona un punto de ajuste, y se substituyen los valores de sus coordenadas en las ecuaciones correspondientes, para deducir los parámetros buscados

Ejemplos de interpretación.....



CURVA TIPO PARA INTERPRETACION DE PRUEBAS DE BOMBEO EN ACUIFEROS SEMI-CONFINADOS

MÉTODO GRÁFICO DE HANTUSH PARA ACUÍFEROS SEMICONFINADOS

- 1.- Graficar el abatimiento medido en un pozo de observación contra el tiempo en minutos en papel semilogarítmico y entrepolar los datos hasta que el máximo abatimiento (S_{max}) se encuentre.
- 2.- Localizar el punto de inflexión en la curva de abatimiento tomando $S_i = S_{max}/2$, en donde S_i es el abatimiento en el punto de inflexión.
- 3.- Determinar gráficamente la pendiente m_i de la curva de abatimiento en el punto de inflexión y leer el tiempo t_i correspondiente al punto de inflexión.
- 4.- Como se comprueba en el apéndice A del libro Geohydrology de De Wiest. (ref. 1).

$$e^{-r/b} K_o r = \frac{2.3 S_i}{B} \quad \text{si} \quad \text{mi}$$

Los valores de la función $e^{-x} K_o(X)$ en donde $x = r/b$, han sido trabajados por Hantush. Aquí la función está determinada por la relación 2.3 si/mi. El valor del argumento, llamado r/B , puede determinarse mediante la tabla 1.

- 5.- Calcular T de la fórmula siguiente:

$$T = \frac{0.159 \times Q}{S_{max}} K_o(r/b)$$

- 6.- En el punto de inflexión

$$U_i = \frac{r^2 S}{4 \times 60 T t_i} = \frac{r}{2b}$$

de esta relación se puede obtener S .

PRUEBA DE BOMBEO EN ACUÍFEROS LIBRES

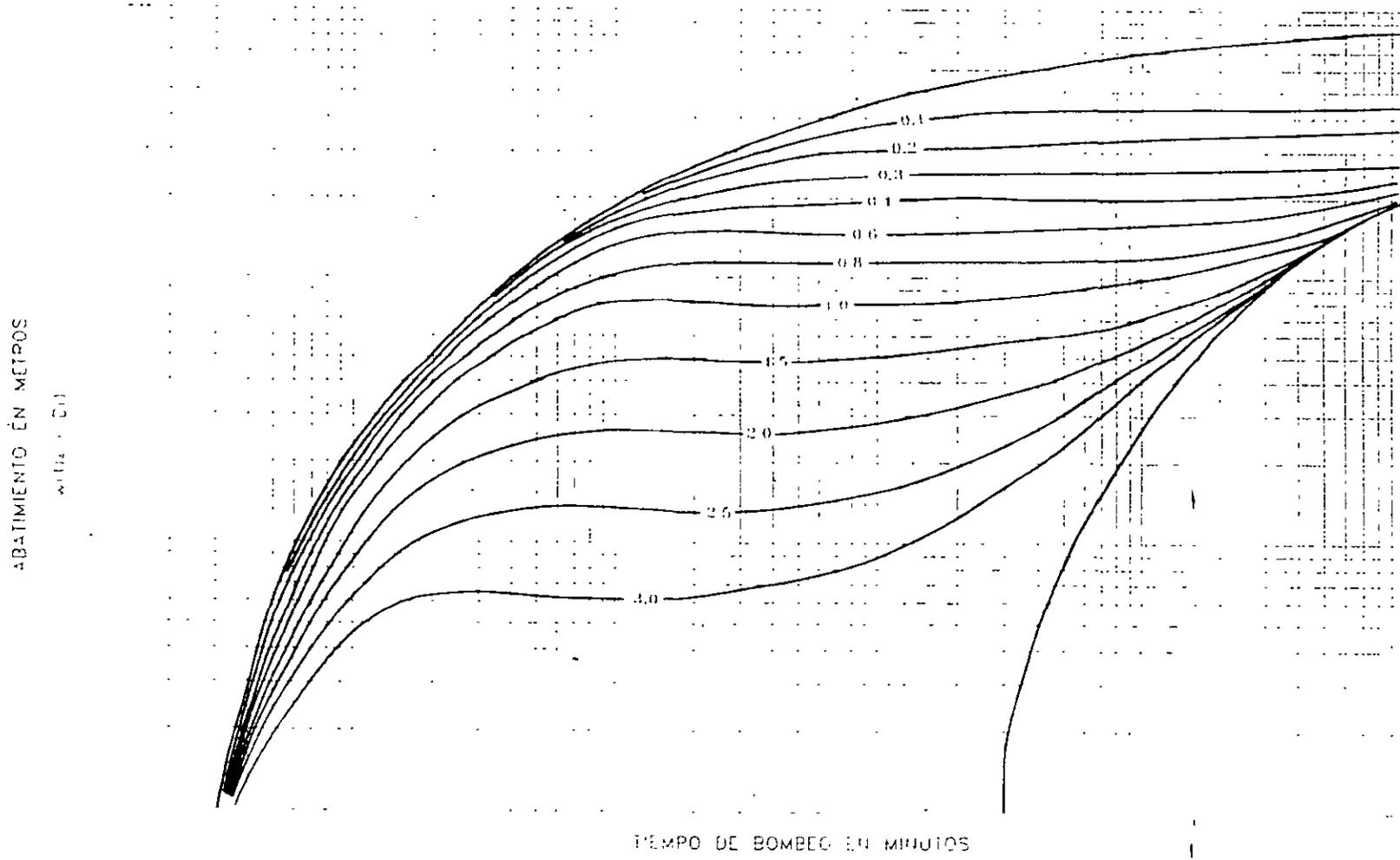
Los acuíferos libres se caracterizan por estar limitados superiormente por una superficie freática, puesto que el espesor saturado del acuífero varía con las fluctuaciones de esta

superficie, la transmisibilidad del acuífero es también variable en el área y en el tiempo. Si las fluctuaciones de los niveles son poco significativos con respecto al espesor del acuífero, la transmisibilidad puede suponerse constante, y la interpretación de las pruebas se efectúan como si se tratara de un acuífero confinado. En cambio, si dichas fluctuaciones son importantes, específicamente, mayores del 20% del espesor saturado del acuífero, los abatimientos medidos se corrigen en la forma siguiente.

$$ac = a - \frac{a^2}{2b}$$

Siendo ac el abatimiento corregido y b , el espesor saturado inicial del acuífero, los abatimientos así corregidos, se interpretan como si se tratara de un acuífero confinado

CURVA TIPO PARA INTERPRETACION EN ACUIFERO LIBRE



TIEMPO DE BOMBEO EN MINUTOS

$$T = \frac{Q_w (U_0 r_0^2) / 4\pi r_0^2 S}{4\pi T_0} \quad \text{or} \quad T = \frac{Q_w (U_0 r_0^2) / 4\pi r_0^2 S}{4\pi T_0}$$

$$S = 4T_0 U_0 / r_0^2$$

INTERPRETACION LOGARITMICA DE PRUEBAS DE BOMBEO

FIGURA 9

CURVAS TIPO PARA LA INTERPRETACION DE PRUEBAS DE BOMBEO EN POZOS PARCIALMENTE PENETRANTES

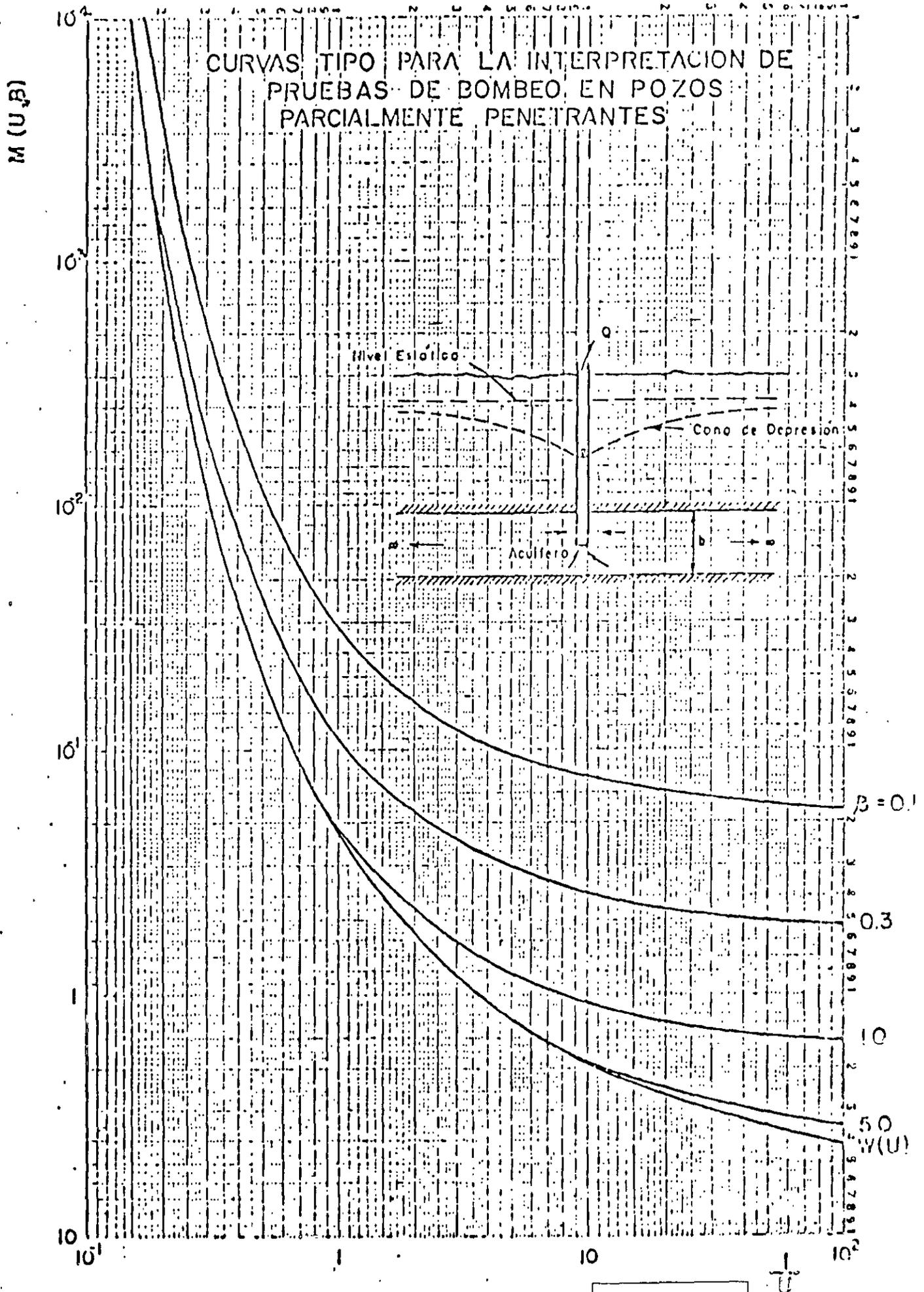


FIGURA 10

Table B.1 Values of the Functions of e^x , $K(x)$, $-Ei(-x)$, and $Ei(-x)e^x$

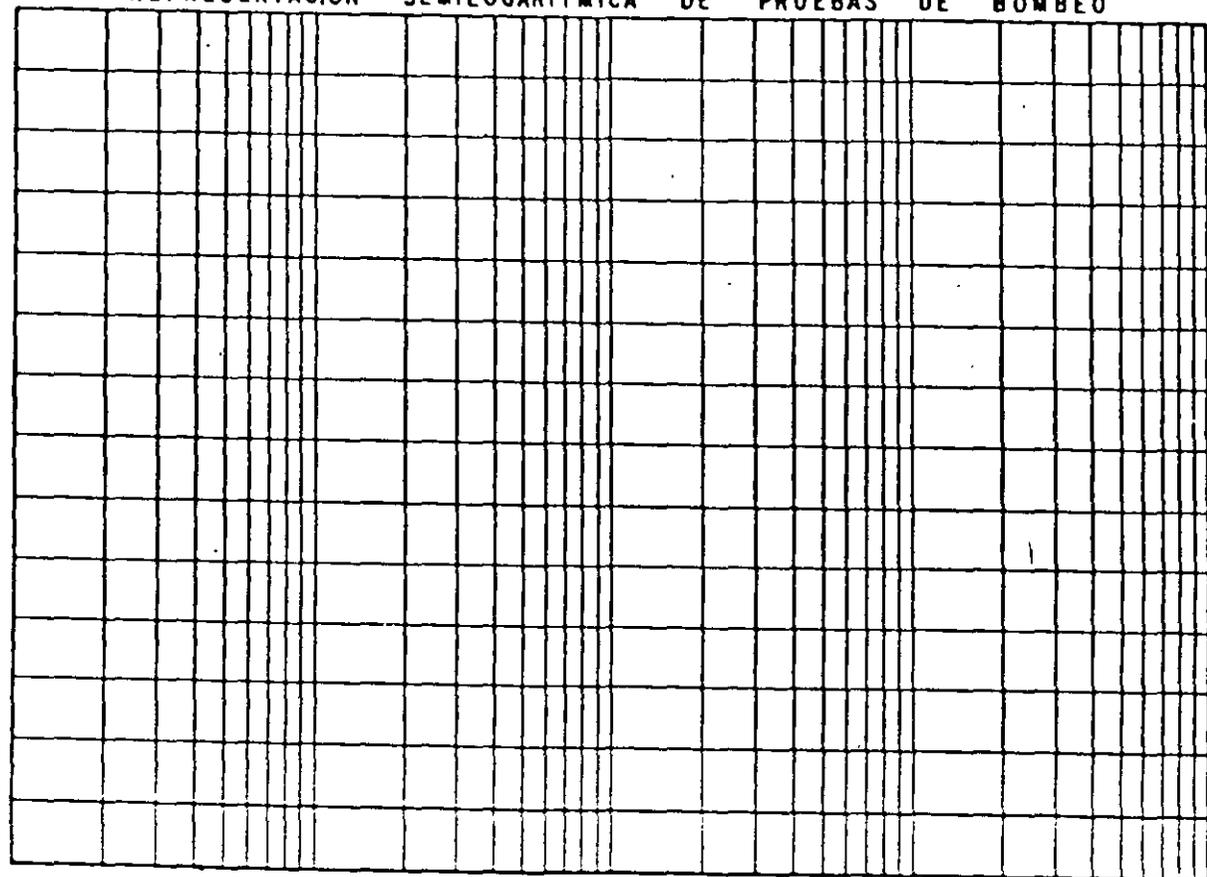
x	e^x	$K(x)$	$-Ei(-x)$	$Ei(-x)e^x$
0.00	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
0.01	1.0100	0.0000	0.0000	0.0000
0.02	1.0201	0.0000	0.0000	0.0000
0.03	1.0304	0.0000	0.0000	0.0000
0.04	1.0408	0.0000	0.0000	0.0000
0.05	1.0514	0.0000	0.0000	0.0000
0.06	1.0621	0.0000	0.0000	0.0000
0.07	1.0729	0.0000	0.0000	0.0000
0.08	1.0838	0.0000	0.0000	0.0000
0.09	1.0948	0.0000	0.0000	0.0000
0.10	1.1059	0.0000	0.0000	0.0000
0.11	1.1171	0.0000	0.0000	0.0000
0.12	1.1284	0.0000	0.0000	0.0000
0.13	1.1398	0.0000	0.0000	0.0000
0.14	1.1513	0.0000	0.0000	0.0000
0.15	1.1629	0.0000	0.0000	0.0000
0.16	1.1746	0.0000	0.0000	0.0000
0.17	1.1864	0.0000	0.0000	0.0000
0.18	1.1983	0.0000	0.0000	0.0000
0.19	1.2103	0.0000	0.0000	0.0000
0.20	1.2224	0.0000	0.0000	0.0000
0.21	1.2346	0.0000	0.0000	0.0000
0.22	1.2469	0.0000	0.0000	0.0000
0.23	1.2593	0.0000	0.0000	0.0000
0.24	1.2718	0.0000	0.0000	0.0000
0.25	1.2844	0.0000	0.0000	0.0000
0.26	1.2971	0.0000	0.0000	0.0000
0.27	1.3099	0.0000	0.0000	0.0000
0.28	1.3228	0.0000	0.0000	0.0000
0.29	1.3358	0.0000	0.0000	0.0000
0.30	1.3489	0.0000	0.0000	0.0000
0.31	1.3621	0.0000	0.0000	0.0000
0.32	1.3754	0.0000	0.0000	0.0000
0.33	1.3888	0.0000	0.0000	0.0000
0.34	1.4023	0.0000	0.0000	0.0000
0.35	1.4159	0.0000	0.0000	0.0000
0.36	1.4296	0.0000	0.0000	0.0000
0.37	1.4434	0.0000	0.0000	0.0000
0.38	1.4573	0.0000	0.0000	0.0000
0.39	1.4713	0.0000	0.0000	0.0000
0.40	1.4854	0.0000	0.0000	0.0000
0.41	1.4996	0.0000	0.0000	0.0000
0.42	1.5139	0.0000	0.0000	0.0000
0.43	1.5283	0.0000	0.0000	0.0000
0.44	1.5428	0.0000	0.0000	0.0000
0.45	1.5574	0.0000	0.0000	0.0000
0.46	1.5721	0.0000	0.0000	0.0000
0.47	1.5869	0.0000	0.0000	0.0000
0.48	1.6018	0.0000	0.0000	0.0000
0.49	1.6168	0.0000	0.0000	0.0000
0.50	1.6319	0.0000	0.0000	0.0000
0.51	1.6471	0.0000	0.0000	0.0000
0.52	1.6624	0.0000	0.0000	0.0000
0.53	1.6778	0.0000	0.0000	0.0000
0.54	1.6933	0.0000	0.0000	0.0000
0.55	1.7089	0.0000	0.0000	0.0000
0.56	1.7246	0.0000	0.0000	0.0000
0.57	1.7404	0.0000	0.0000	0.0000
0.58	1.7563	0.0000	0.0000	0.0000
0.59	1.7723	0.0000	0.0000	0.0000
0.60	1.7884	0.0000	0.0000	0.0000
0.61	1.8046	0.0000	0.0000	0.0000
0.62	1.8209	0.0000	0.0000	0.0000
0.63	1.8373	0.0000	0.0000	0.0000
0.64	1.8538	0.0000	0.0000	0.0000
0.65	1.8704	0.0000	0.0000	0.0000
0.66	1.8871	0.0000	0.0000	0.0000
0.67	1.9039	0.0000	0.0000	0.0000
0.68	1.9208	0.0000	0.0000	0.0000
0.69	1.9378	0.0000	0.0000	0.0000
0.70	1.9549	0.0000	0.0000	0.0000
0.71	1.9721	0.0000	0.0000	0.0000
0.72	1.9894	0.0000	0.0000	0.0000
0.73	2.0068	0.0000	0.0000	0.0000
0.74	2.0243	0.0000	0.0000	0.0000
0.75	2.0419	0.0000	0.0000	0.0000
0.76	2.0596	0.0000	0.0000	0.0000
0.77	2.0774	0.0000	0.0000	0.0000
0.78	2.0953	0.0000	0.0000	0.0000
0.79	2.1133	0.0000	0.0000	0.0000
0.80	2.1314	0.0000	0.0000	0.0000
0.81	2.1496	0.0000	0.0000	0.0000
0.82	2.1679	0.0000	0.0000	0.0000
0.83	2.1863	0.0000	0.0000	0.0000
0.84	2.2048	0.0000	0.0000	0.0000
0.85	2.2234	0.0000	0.0000	0.0000
0.86	2.2421	0.0000	0.0000	0.0000
0.87	2.2609	0.0000	0.0000	0.0000
0.88	2.2798	0.0000	0.0000	0.0000
0.89	2.2988	0.0000	0.0000	0.0000
0.90	2.3179	0.0000	0.0000	0.0000
0.91	2.3371	0.0000	0.0000	0.0000
0.92	2.3564	0.0000	0.0000	0.0000
0.93	2.3758	0.0000	0.0000	0.0000
0.94	2.3953	0.0000	0.0000	0.0000
0.95	2.4149	0.0000	0.0000	0.0000
0.96	2.4346	0.0000	0.0000	0.0000
0.97	2.4544	0.0000	0.0000	0.0000
0.98	2.4743	0.0000	0.0000	0.0000
0.99	2.4943	0.0000	0.0000	0.0000
1.00	2.5144	0.0000	0.0000	0.0000

Values are given to 10 significant figures. The error is less than 1 unit in the last place.

D

REPRESENTACION SEMILOGARITMICA DE PRUEBAS DE BOMBEO

PROFUNDIDAD AL NIVEL DEL AGUA, (m)



TIEMPO EN

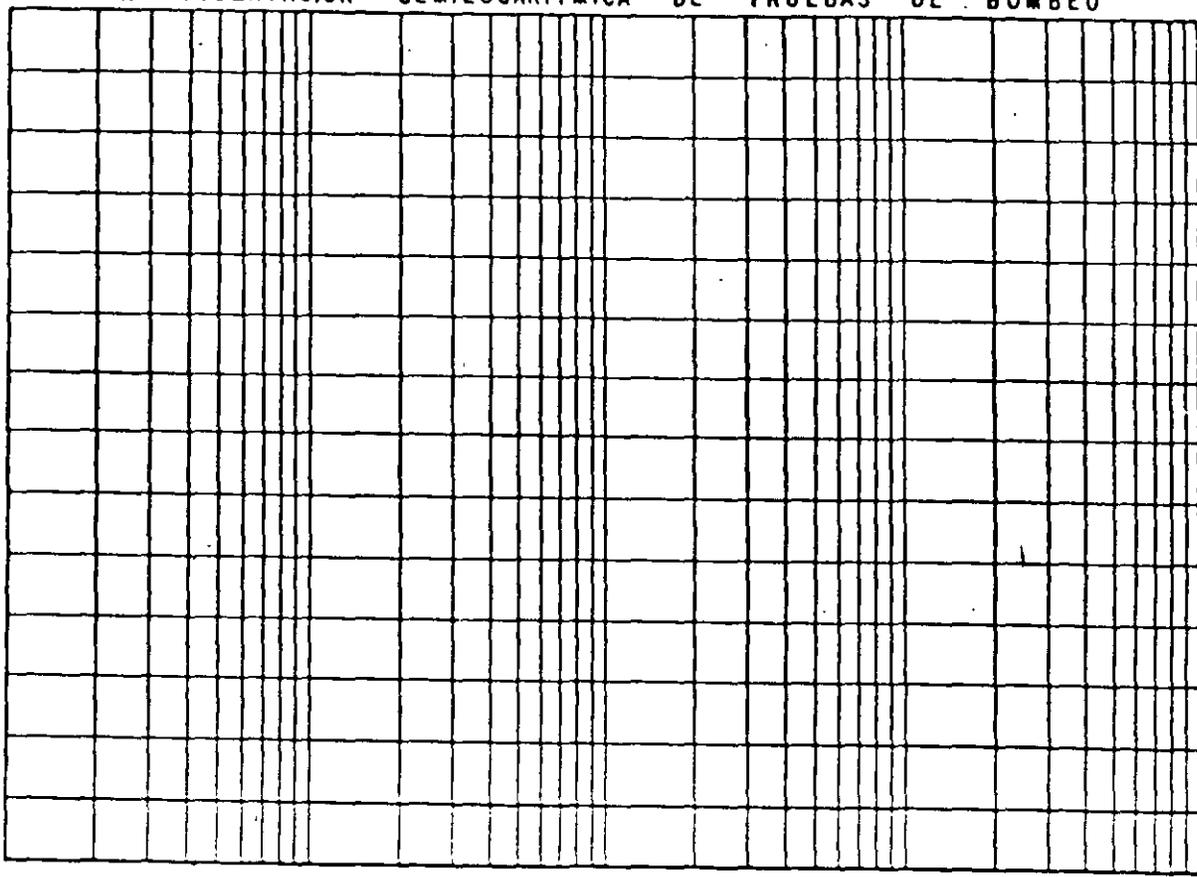
FECHA
FIGURA

PRUEBA DE
BOMBEO
ETAPA DE

D

REPRESENTACION SEMILOGARITMICA DE PRUEBAS DE BOMBEO

PROFUNDIDAD AL NIVEL DEL AGUA, (m)

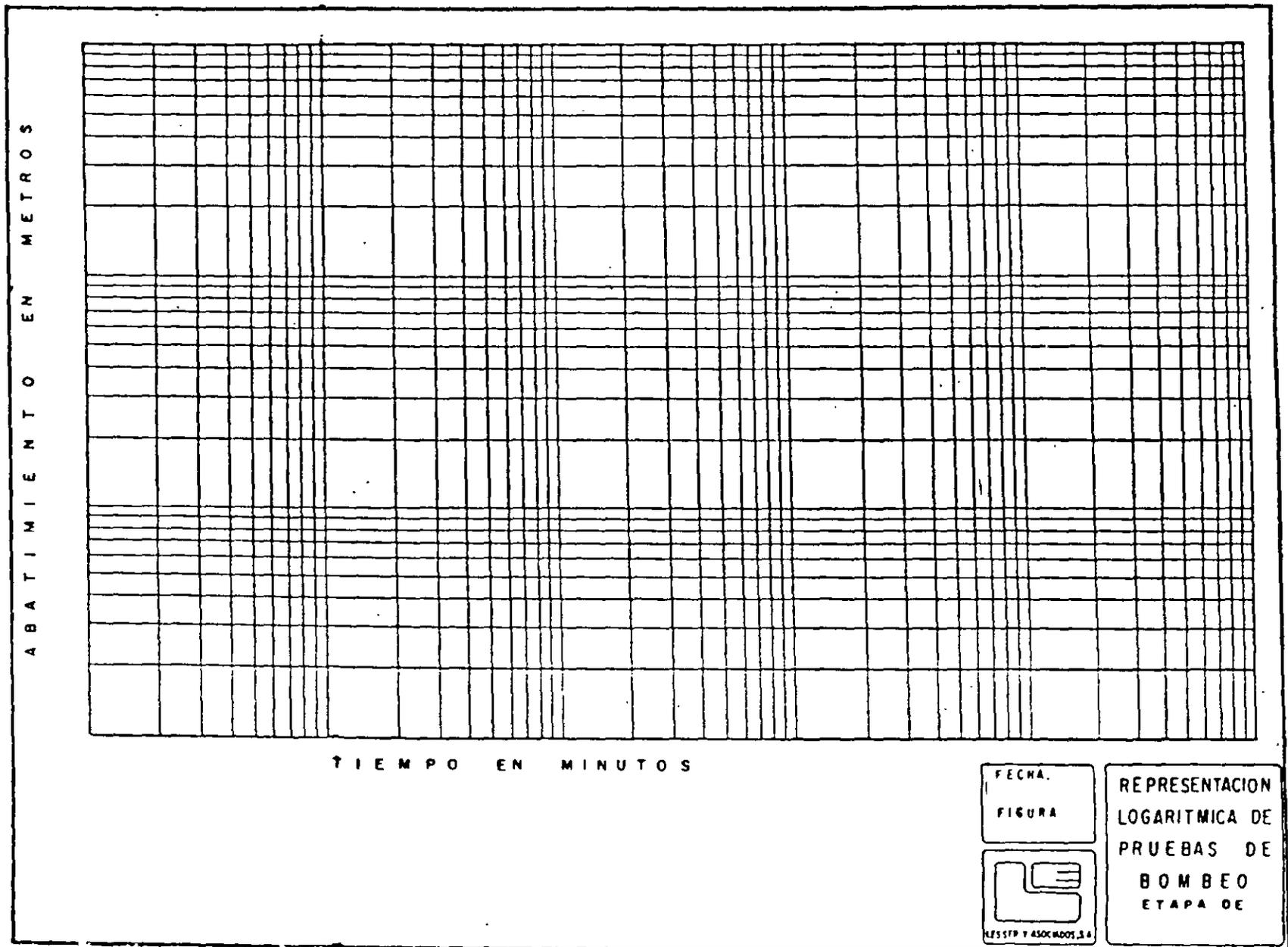


TIEMPO EN

FECHA
FIGURA

PRUEBA DE
BOMBEO
ETAPA DE

D



ABAJAMIENTO EN METROS

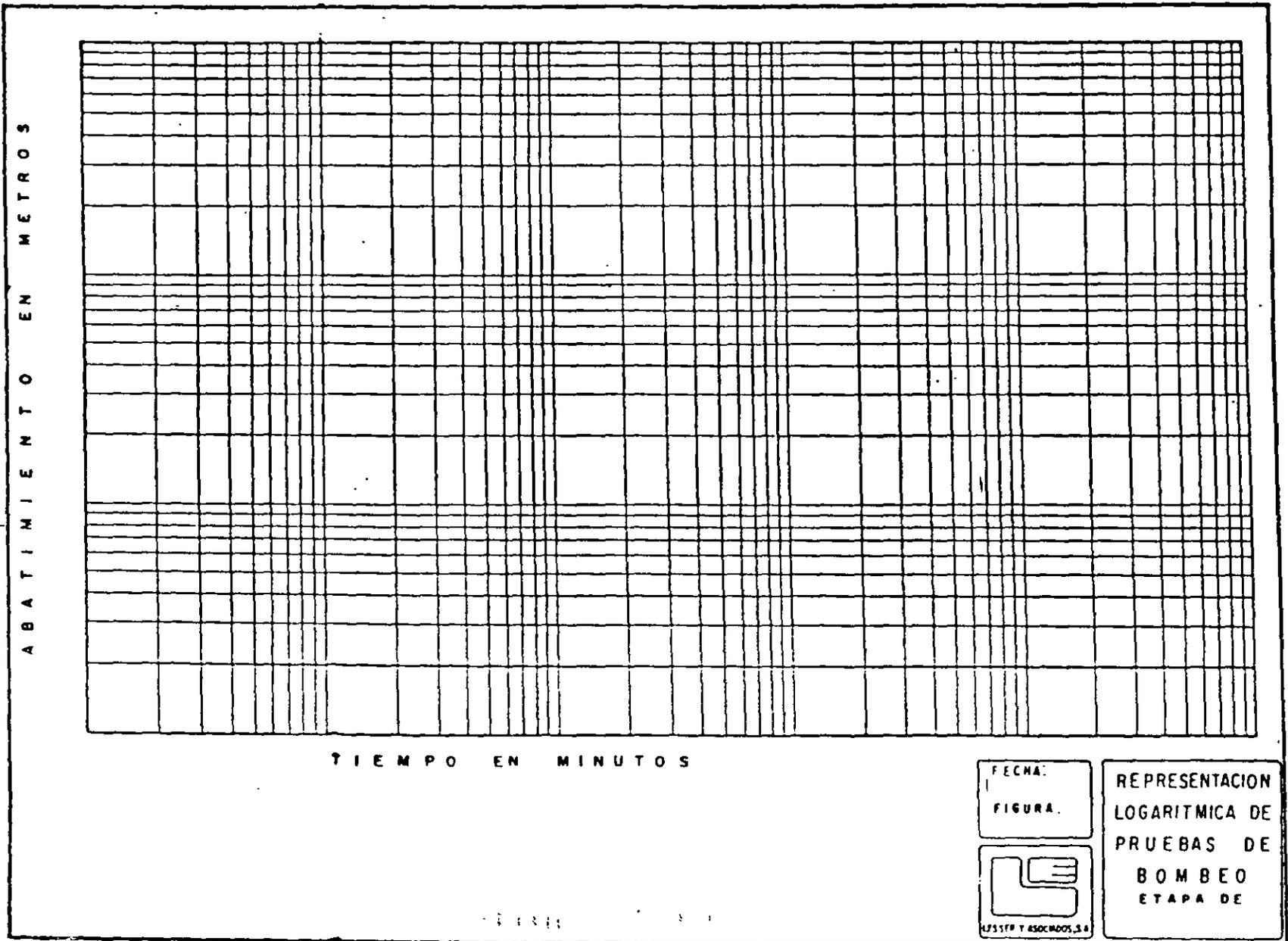
TIEMPO EN MINUTOS

FECHA.
FIGURA

MESSIER Y ASOCIADOS S.A.

REPRESENTACION
LOGARITMICA DE
PRUEBAS DE
BOMBEO
ETAPA DE

D



ABATIMIENTO EN METROS

TIEMPO EN MINUTOS

FECHA:
FIGURA:



LPSSTP Y ASOCIADOS, S.A.

REPRESENTACION
LOGARITMICA DE
PRUEBAS DE
BOMBEO
ETAPA DE

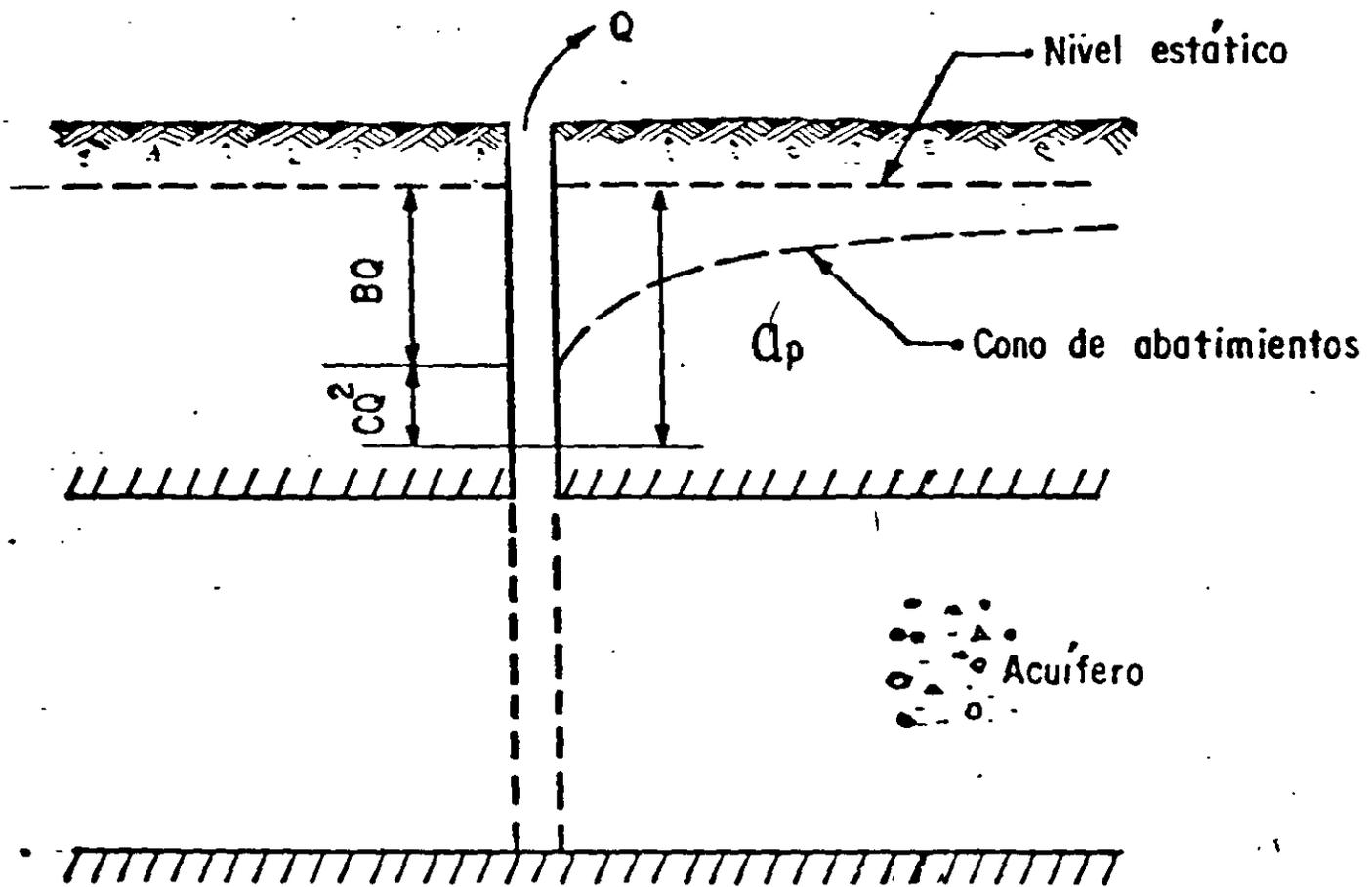


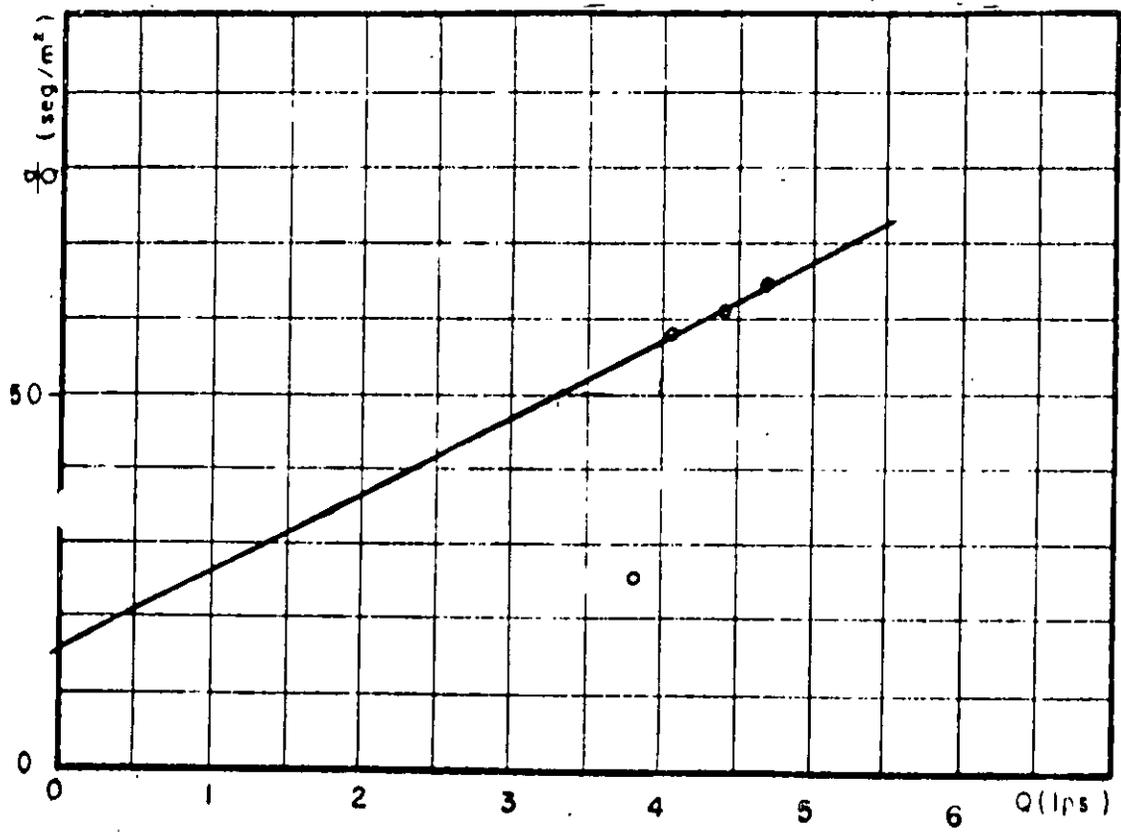
FIGURA No. 23

INTERPRETACION DE LA PRUEBA DE AFORO

ZONA : HUATULCO, OAX.

POZO No. : T-2

N.E. : 1.60 m.



B = 16

c = 10,000

FIGURA 7.1.
HOJA 4 de 4



INTERPRETACION DE LA PRUEBA DE AFORO

ZONA : HUATULCO, OAX.

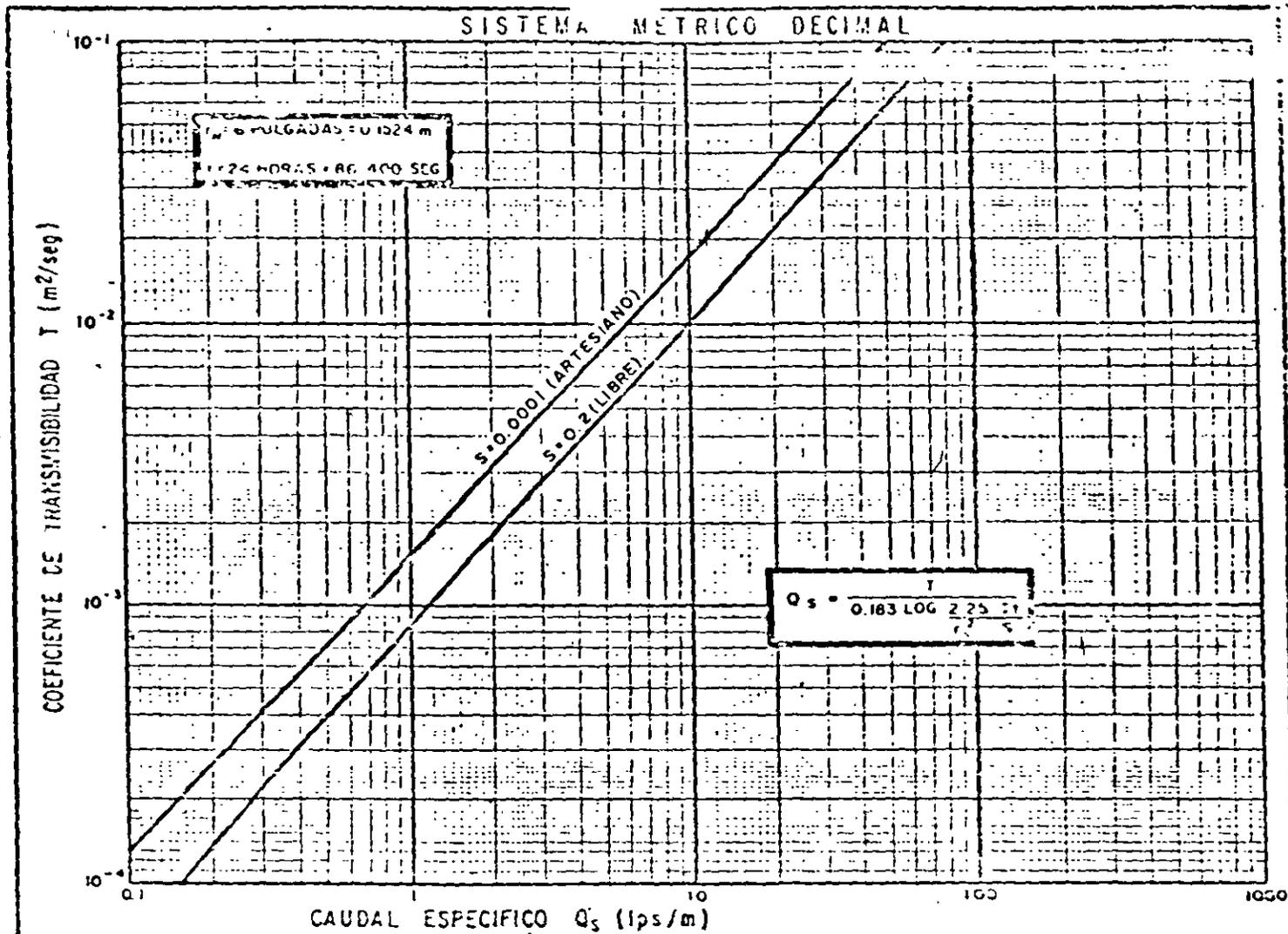
POZO No. T-2

RPM	Q m ³ /seg.	H. D. m	s	s/Q seg/m ²	BQ m	CQ ² m	QT	QT	Q/QT	Q/QT ⇒ T	
							CALCULADO m	OBSERVADO m	OBSERVADO lps/m	lps/m	m ² /seg
2600	0.0038	1.70	0.10	26.3	0.06	0.14	0.20	0.10	38	63.3	-2
2800	0.0041	1.84	0.24	58.5	0.065	0.068	0.23	0.24	17	63.9	9 x 10 ⁻²
2900	0.0044	1.87	0.27	61.36	0.07	0.193	0.26	0.27	16.2	62.8	
3000	0.0047	1.91	0.31	65.9	0.075	0.22	0.295	0.31	15.1	62.6	-2

T = promedio = 9×10^{-2} m²/seg.

TAB

No.



RELACION CAUDAL ESPECIFICO - TRANSMISIBILIDAD

Prueba de Bombeo

Pozo No. 40-OBS	Lugar SISTEMA ALZATE	Etapa de. ABATIMIENTO
Pozo de OBSERVACION	Distancia al pozo de operación (m) 100.00	Caudal en lps 100.00000
		Duración en min 940.0000

Resultados

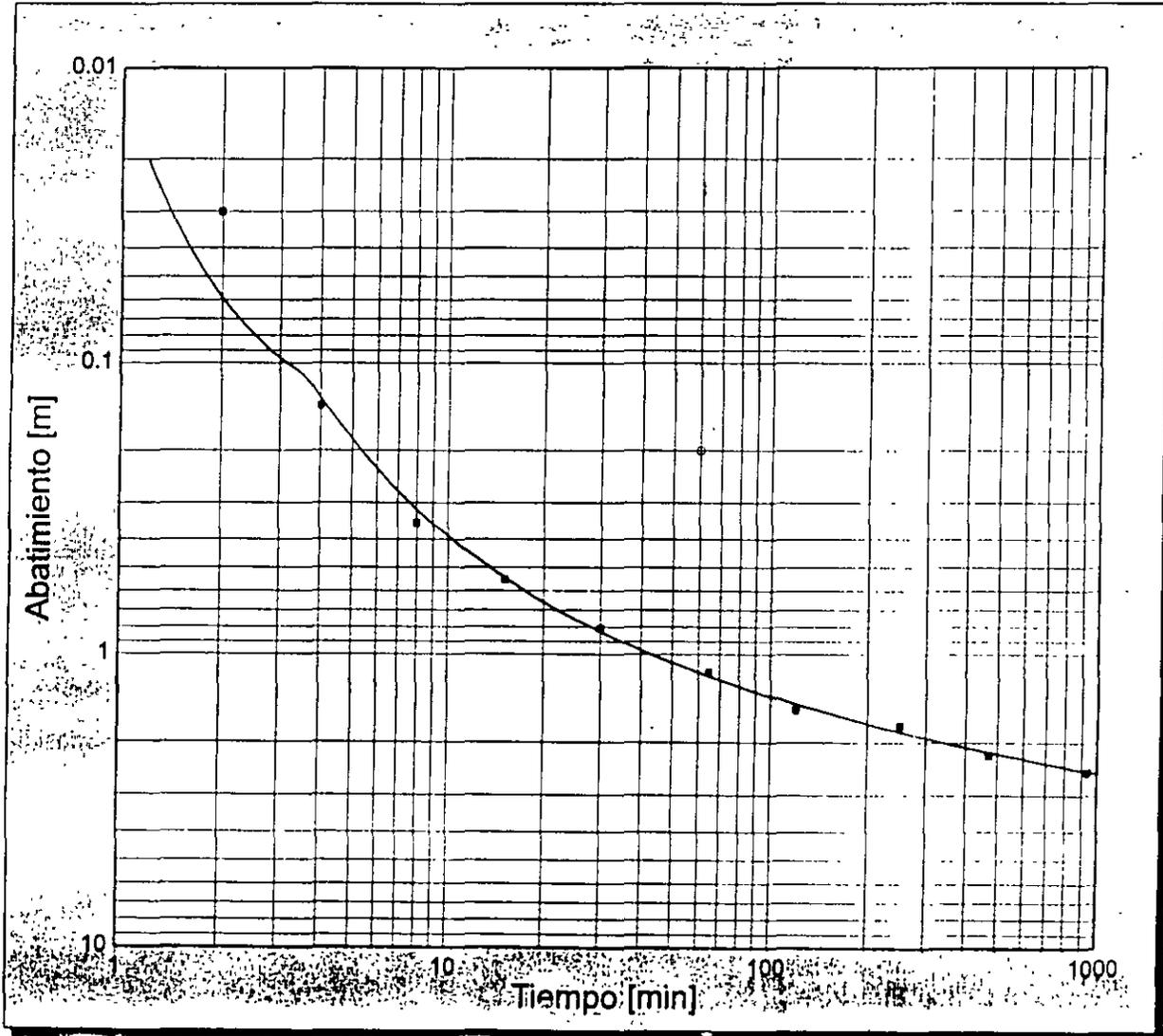
Transmisibilidad en m²/día 1429.861 (0.0165)	Coefficiente de Almacenamiento 0.001362297	Estimación del Error (m) 0.04
---	--	---

Método utilizado: Método de Theis

Tiempo en min	Profundidad en m	Caudal en lps	Valor no tomado en cuenta	Valor estimado	Diferencia
1.2	0.02000	100.000		0.00000	-0.02000
2.0	0.03000	100.000		0.05917	0.02917
4.0	0.04000	100.000		0.13719	-0.00781
8.0	0.03500	100.000		0.31567	-0.03433
15.0	0.55000	100.000		0.54145	-0.00855
30.0	0.81000	100.000		0.83299	0.02299
60.0	0.20000	100.000		1.15043	0.95043
65.0	1.15000	100.000		1.19815	0.03815
120.0	1.55000	100.000		1.48172	-0.06828
250.0	1.75000	100.000		1.81022	0.09022
470.0	2.20000	100.000		2.15180	-0.04820
940.0	2.50000	100.000		2.19566	-0.00434

Prueba de Bombeo

Pozo No. 40-OBS	Lugar SISTEMA ALZATE	Etapa de ABATIMIENTO	
Pozo de OBSERVACION	Distancia al pozo de operación (m) 100.00	Caudal en lps 100.00000	Duración en min 940.0000
Resultados			
Transmisibilidad en m ² /dia 1429.861 (0.0165)	Coefficiente de Almacenamiento 0.001362297	Estimación del Error [m] 0.04	
Método utilizado			Método de Theis



Prueba de Bombeo

Pozo No.
40-OBS

Lugar
SISTEMA ALZATE

Etapa de
ABATIMIENTO

Pozo de
OBSERVACION

Distancia al pozo de operación (m)
100.00

Caudal en lps
100.0000

Duración en min
940 0000

Resultados

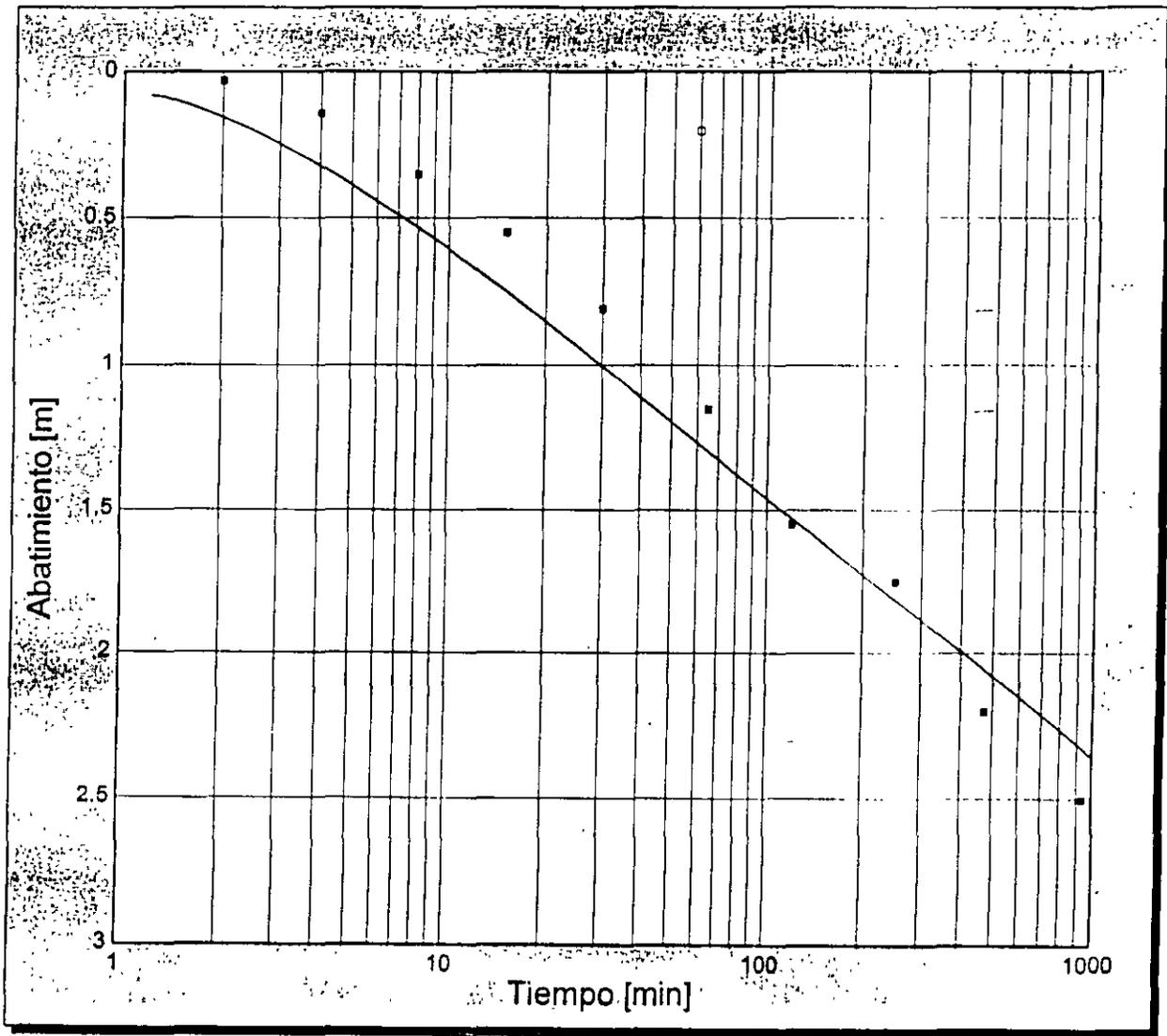
Transmisibilidad en m²/dia
1832.453 (0.0212)

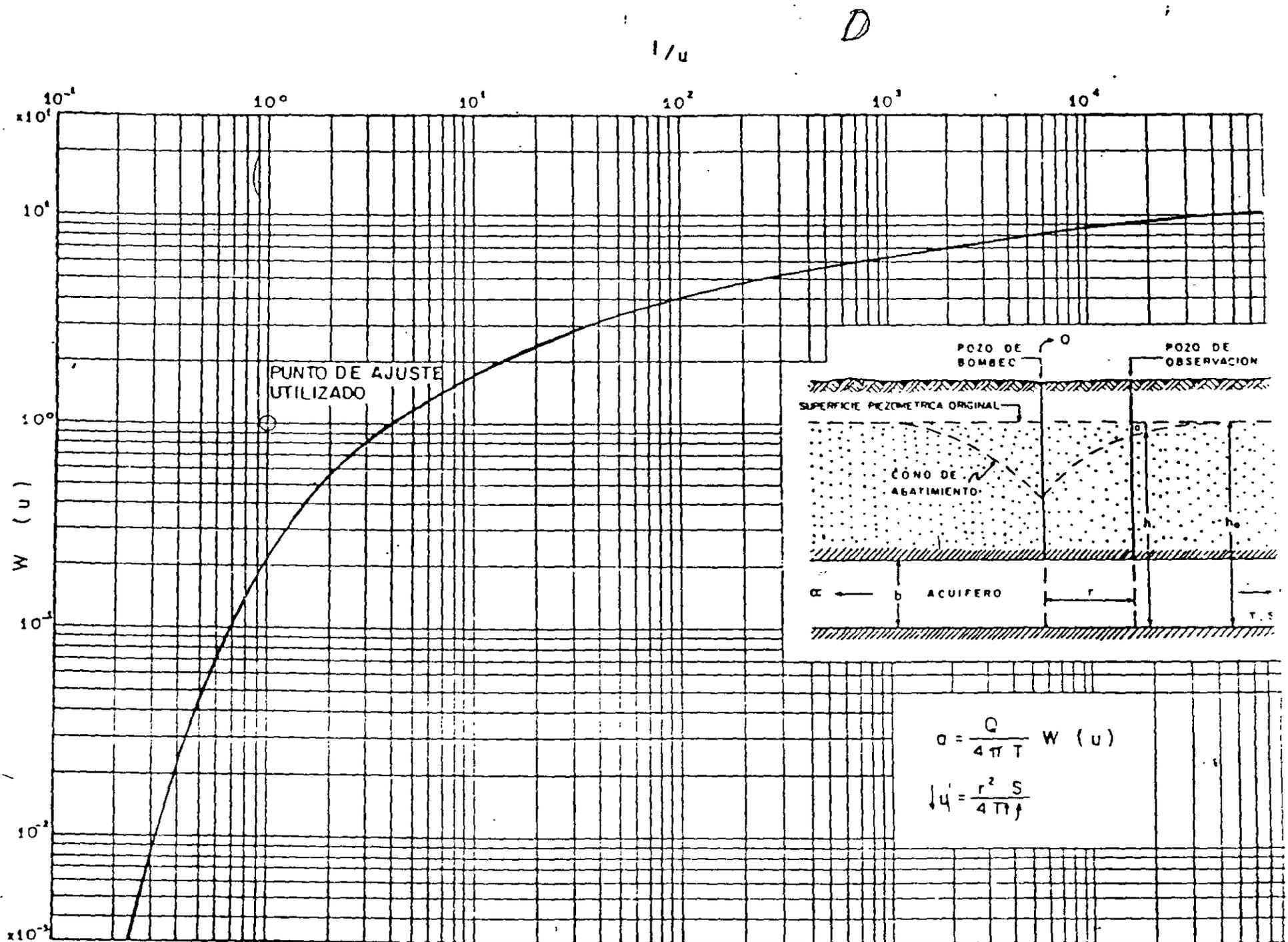
Coefficiente de Almacenamiento
0.0006559420

Estimación del Error [m]
0.15

Método utilizado

Método de Jacob





CURVA TIPO PARA INTERPRETACION DE PRUEBAS DE BOMBEO EN ACUIFEROS CONFINADOS

FIGURA 6



**FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA**

CURSOS ABIERTOS

XII CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACIÓN DE ACUIFEROS

MODULO I : GEOHIDROLOGIA

TEMA

ISÓTOPOS EN GEOHIDROLOGIA

**EXPOSITOR: FIS. ALEJANDRA CORTES SILVA
PALACIO DE MINERIA
SEPTIEMBRE DEL 2000**

LOS INICIOS DE LA GEOQUIMICA ISOTOPICA

EL DESARROLLO DE LA GEOQUIMICA ISOTOPICA MODERNA ES SIN DUDA ATRIBUIDA A LOS ESFUERZOS INICIADOS EN LOS AÑOS 1930 Y 1940 POR **HAROLD UREY** DE LA UNIVERSIDAD DE COLUMBIA Y CHICAGO Y **ALFRED O.C. NIER** DE LA UNIVERSIDAD DE MINESOTA

UREY PROPORCIONO LAS IDEAS, LOS FUNDAMENTOS TEORICOS, EL MANEJO Y SOBRE TODO EL ENTUSIASMO, PARA EL DESARROLLO DE ESTA AREA, PERO NADA DE ESTO HUBIERA TENIDO EL GRAN IMPACTO QUE TUVO DENTRO DE **LAS CIENCIAS DE LA TIERRA** SIN EL **INSTRUMENTO DESARROLLADO POR NIER**, EL CUAL MÁS TARDE FUE MODIFICADO Y MEJORADO POR UREY, EPSTEIN, MCKINNEY Y MCCREA DE LA UNIVERSIDAD DE CHICAGO: **EL ESPECTROMETRO DE MASAS**, CON EL QUE NIER HIZO UNA SERIE DE INVESTIGACIONES DE TODOS LOS ELEMENTOS QUE PUDO.

EL INTERÉS DE UREY EN LA GEOQUIMICA ISOTOPICA SE REMONTA A FINALES DE 1920, CUANDO EL Y SU COLEGA I. I. RABI REGRESARON DE EUROPA Y PRESENTARON EN LA UNIVERSIDAD DE COLUMBIA LOS NUEVOS CONCEPTOS SOBRE LA MECANICA CUANTICA.

UREY, RAPIDAMENTE HIZO IMPACTO CON SU **DESCUBRIMIENTO DEL DEUTERIO EN 1932**, EL MAGICO AÑO EN EL QUE EL NEUTRON Y EL POSITRON FUERON DESCUBIERTOS.

ESTOS ESTUDIOS FURON LAS BASES PARA PODER MEDIR CON MAYOR PRECISION LOS PESOS ATOMICOS DE VARIOS ELEMENTOS. UNA DE LAS PRINCIPALES APORTACIONES DE NIER Y SUS COLABORADORES FUE LA VARIACION ENTRE LAS RAZONES ISOTOPICAS PARA ELEMENTOS LIGEROS

SIN EMBARGO, LA PRIMERA APLICACIÓN DENTRO DEL AREA DE LAS **CIENCIAS DE LA TIERRA** FUE HASTA 1946 CUANDO UREY PRESENTO A LA "ROYAL SOCIETY OF LONDON" LA CONFERENCIA TITULADA "**THE THERMODYNAMIC PROPERTIES OF ISOTOPIC SUBSTANCES**"; DESARROLLANDO POSTERIORMENTE LA ESCALA DE **PALEOTEMPERATURAS** PARA LOS ISOTOPOS DE OXIGENO

POSTERIORMENTE SE DESARROLLARON LAS TECNICAS PARA EXTRAER OXIGENO EN ROCAS Y MINERALES, ENFOCÁNDOSE AL ESTUDIO DE YACIMIENTOS ASI MISMO, SE LLEVARON A CABO ESTUDIOS DE LAS VARIACIONES DEL OXIGENO (EN ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS) COMO TRAZADOR EN **PROCESOSOS PETROLOGICOS**. SIMULTANEMENTE SE DESARROLLARON ESTUDIOS TEORICOS Y EXPERIMENTALES PARA ENTENDER EL **EQUILIBRIO Y LA CINETICA ISOTOPICA DEL AZUFRE** Y LOS PROCESOS DE INTERACCION AGUA-ROCA.

INTERNATIONAL UNION OF PURE AND APPLIED CHEMISTRY

INORGANIC CHEMISTRY DIVISION
COMMISSION ON ATOMIC WEIGHTS AND ISOTOPIC ABUNDANCES*
SUBCOMMITTEE FOR ISOTOPIC ABUNDANCE MEASUREMENTS**

ISOTOPIC COMPOSITIONS OF THE ELEMENTS 1997

Prepared for publication by
K J R ROSMAN¹ AND P D.P. TAYLOR²

¹Department of Applied Physics, Curtin University of Technology, GPO Box U1987, Perth 6001,
Australia.

²Institute for Reference Materials and Measurements, European Commission-JRC, B-2440 Geel, Belgium.

* Membership of the Commission for the period 1996–1997 was as follows:

L. Schultz (FRG, *Chairman*); R. D. Vocke, Jr.(USA, *Secretary*); J. K. Böhlke (USA, Associate), H. J. Dietze (FRG, Associate); T. Ding (China, Associate), M. Ebihara (Japan, Titular); J. W. Gramlich (USA, Associate); A. N. Halliday (USA, Associate), H. R. Krouse (Canada, Titular); H.K Kluge (FRG, Associate); R. D. Loss (Australia, Titular), G. I. Ramendik (Russia, Titular), D. E. Richardson (USA, Associate), M. Stiévenard (France, Associate), P. D. P. Taylor (Belgium, Titular), J. R. de Laeter (Australia, National Representative); P. De Bièvre (Belgium, National Representative), Y. Xiao (China, National Representative); M. Shima (Japan, National Representative), A. Pires de Matos (Portugal, National Representative), N. N. Greenwood (UK, National Representative); H. S. Peiser (USA, National Representative)

** Membership of the Subcommittee for Isotopic Abundance Measurements 1991-1997: P. D. P. Taylor (Belgium, *Chairman*); R. D. Loss (Australia, *Secretary*); *Members*: P De Bièvre (Belgium), J. Césarío (France), J. R. de Laeter (Australia), H. J. Dietze (FRG), M. Ebihara (Japan), J. W. Gramlich (USA), N. E. Holden (USA), K. G. Heumann (FRG), R. D. Loss (Australia), T. J. Murphy (USA), D. E. Richardson (USA), K. J. R. Rosman (Australia), R. D. Vocke (USA), (ADD MEMBERS 95-97 WHO DO NOT ALREADY APPEAR).

for the elements. The table is intended to include values for normal terrestrial samples and does not include values published for meteoritic or other extra-terrestrial materials.

The column contents are as follows:

Column 1: The elements are tabulated in ascending order of their atomic numbers.

Column 2: The symbols for the elements are listed using the abbreviations recommended by IUPAC.

Column 3: The mass number for each isotope is listed.

Column 4: Range of natural variations.

Given are the highest and lowest abundances published for each isotope from measurements which have been accepted by the Subcommittee. No data are given in this Column unless a range has been reliably established. The limits given do not include certain exceptional samples, these are noted with a "g" in Column 5.

Column 5: Annotations

The letters appended in this Column have the following significance:

g geologically exceptional specimens are known in which the element has an isotopic composition outside the reported range (refers to column 4)

m modified isotopic compositions may be found in commercially available material because it has been subjected to an undisclosed or inadvertent isotopic fractionation. Substantial deviations from the isotopic compositions given can occur. (refers to column 9)

r range in isotopic composition existing in normal terrestrial material limits the precision of the isotopic abundances. (refers to column 9)

Column 6: The best measurement from a single terrestrial source.

The values are reproduced from the original literature. The uncertainties on the last digits are given in parenthesis as reported in the original publication. As they are not reported in any uniform manner in the literature, SIAM indicates this as follows: 1s, 2s, 3s indicates 1, 2, or 3 standard deviations, P indicates some other error as defined by the author, and se indicates standard error (standard deviation of the mean). Where data are published as isotopic ratios, they, including their uncertainties, are converted to abundances using orthodox procedures.

"C" is appended when calibrated mixtures have been used to correct the mass spectrometer for bias, giving an "absolute" result within the errors stated in the original publication.

"F" is appended when calibrated mixtures have been used to correct for isotopic fractionation but the measurement fails to fulfil all of the requirements of a C measurement.

"L" is appended when the linearity of the mass spectrometer has been established for the relevant abundance ratios by using synthetic mixtures of isotopes or certified materials produced by an appropriate Standards laboratory

"N" is appended when none of the above requirements are met

The user is cautioned that:

a) Since the data are reproduced from the literature, the sum of the isotopic abundances may not equal 100 percent.

TABLE 1. Isotopic compositions of the elements as determined by mass spectrometry

Atomic Number	Symbol	Mass Number	Range of Natural Variations (Atom %)	Annotations	Best Measurement from a Single Terrestrial Source (Atom %)		Reference (App. A)	Available Reference Materials ^a (App. B)	Representative Isotopic Composition (Atom %)	
					6	7				
1	2	3	4	5	6	7	8	9		
1	H	1	99.9816 - 99.9975	m,r	99.984426 (5)	2s C	70HAG1	VSMOW* CEA IAEA NIST	99.985 (70) 0.0115(70) ^b (in water)	
		2	0.0184 - 0.0025							0.015574 (5)
2	He	3	4.6x10 ⁻⁸ -0.0041	g,r	0.0001343(13)	1s C	88SAN1	Air*	0.000137 (3) 99.999863 (3) (in air)	
		4	100 - 99.9959							99.9998657 (13)
3	Li	6	7.21 - 7.71	m,r	7.525 (29)	2s C	83MIC1	IRMM-016* IAEA IRMM NIST	7.5(2) ^c 92.5(2)	
		7	92.79 - 92.29							92.475 (29)
4	Bc	9			100		63LEI1		100	
5	B	10	18.927 - 20.337	m,r	19.82 (2)	2s C	69BIE1	IRMM-011* NIST	19.9 (7) 80.1 (7)	
		11	81.073 - 79.663							80.18 (2)
6	C	12	98.85 - 99.02	r	98.8922 (28)	P C	90CHA1	NBS19* IAEA NIST	98.93 (8) 1.07 (8)	
		13	1.15 - 0.98							1.1078 (28)
7	N	14	99.590 - 99.652	r	99.6337 (4)	P C	58JUN1	Air* IAEA NIST	99.632 (7) ^d 0.368 (7)	
		15	0.411 - 0.348							0.3663 (4)
8	O	16	99.7384 - 99.7756	r	99.7628 (5)	1s N	76BAE1	VSMOW* IAEA NIST	99.757 (16) 0.038 (1) 0.205 (14)	
		17	0.0399 - 0.0367							0.0372 (4) ^c
		18	0.2217 - 0.1877							0.20004 (5)
9	F	19			100		20AST1		100	
10	Ne	20	90.514 - 88.47	g,m	90.4838 (90)	1s C	84BOT1	Air*	90.48 (3) 0.27 (1) 9.25 (3) (in air)	
		21	1.71 - 0.266							0.2696 (5)
		22	9.96 - 9.20	9.2465 (90)						
11	Na	23			100		56WHI1		100	
12	Mg	24			78.992 (25)	2s C	66CAT1	NIST-SRM980*	78.99 (4) 10.00 (1) 11.01 (3)	
		25								10.003 (9)
		26								11.005 (19)
13	Al	27			100		56WHI1		100	

Atomic Number	Symbol	Mass Number	Range of Natural Variations (Atom %)	Annot- ations	Best	Reference (App. A)	Available Reference Materials ^a (App. B)	Representative Isotopic Composition (Atom %)
					Measurement from a Single Terrestrial Source (Atom %)			
1	2	3	4	5	6	7	8	9
25	Mn	55			100	63LE11		100
26	Fe	54			5.845(23)	92TAY1	IRMM-014*	5.845 (35)
		56			91.754(24)			91.754 (36)
		57			2.1191(65)			2.119 (10)
		58			0.2819(27)			0.282 (4)
27	Co	59			100	63LE11		100
28	Ni	58			68.0769 (59)	89GRA1		68.0769 (89)
		60			26.2231 (51)			26.2231 (77)
		61			1.1399 (4)			1.1399 (6)
		62			3.6345 (11)			3.6345 (17)
		64			0.9256 (6)			0.9256 (9)
29	Cu	63	69.24 - 68.98	r	69.174 (20)	64SH11	NIST-SRM976*	69.17 (3)
		65	31.02 - 30.76		30.826 (20)			30.83 (3)
30	Zn	64			48.63 (20)	72ROS1		48.63 (60)
		66			27.90 (9)			27.90 (27)
		67			4.10 (4)			4.10 (13)
		68			18.75 (17)			18.75 (51)
		70			0.62 (1)			0.62 (3)
31	Ga	69		m	60.1079 (62)	86MAC1	NIST-SRM994*	60.108 (9)
		71			39.8921 (62)			39.892 (9)
32	Ge	70			21.234 (31)	86GRE1		20.84 (87)
		72			27.662 (29)			27.54 (34)
		73			7.717 (5)			7.73 (5)
		74			35.943 (25)			36.28 (73)
		76			7.444 (14)			7.61 (38)
33	As	75			100	63LE11		100
34	Se	74		r	0.889 (3)	89WAC1		0.89 (4)
		76			9.366 (18)			9.37 (29)
		77			7.635 (10)			7.63 (16)
		78			23.772 (20)			23.77 (28)
		80			49.607 (17)			49.61 (41)
		82			8.731 (10)			8.73 (22)
35	Br	79			50.686 (26)	64CAT1	NIST-SRM977*	50.69 (7)
		81			49.314 (26)			49.31 (7)
36	Kr	78		g.m	0.35351 (7)	94VAL1		0.35 (1)
		80			2.28086(29)			2.28 (6)
		82			11.58304 (76)			11.58 (14)
		83			11.49533 (35)			11.49 (6)
		84			56.98890 (62)			57.00 (4)
		86			17.29835(26)			17.30 (22)

Atomic Number	Symbol	Mass Number	Range of Natural Variations (Atom %)	Best		Available Reference Materials ^a (App. B)	Representative Isotopic Composition (Atom %)
				Annot- ations	Measurement from a Single Terrestrial Source (Atom %)		
1	2	3	4	5	6	7	8
48	Cd	106		g	1.25 (2) 2s F	80ROS1	1.25 (6)
		108			0.89 (1)		0.89 (3)
		110			12.49 (6)		12.49 (18)
		111			12.80 (4)		12.80 (12)
		112			24.13 (7)		24.13 (21)
		113			12.22 (4)		12.22 (12)
		114			28.73 (14)		28.73 (42)
		116		7.49 (6)	7.49 (18)		
49	In	113		g	4.288 (5) 2s N	91CHA1	4.29 (5)
		115			95.712 (5)		95.71 (5)
50	Sn	112		g	0.973 (3) 1s C	83DEV1	0.97 (1)
		114			0.659 (3) ^f	84ROS1	0.66 (1)
		115			0.339 (3) ^f		0.34 (1)
		116			14.536 (31)		14.54 (9)
		117			7.676 (22)		7.68 (7)
		118			24.223 (30)		24.22 (9)
		119			8.585 (13)		8.59 (4)
		120			32.593 (20)		32.58 (9)
		122			4.629 (9)		4.63 (3)
		124			5.789 (17)		5.79 (5)
51	Sb	121		g	57.213 (32) 2s C	93CHA1	57.21 (5)
		123			42.787 (32)		42.79 (5)
52	Te	120		g	0.096 (1) 2sc N	78SMI1	0.09 (1)
		122			2.603 (1)		2.55 (12)
		123			0.908 (1)		0.89 (3)
		124			4.816 (2)		4.74 (14)
		125			7.139 (2)		7.07 (15)
		126			18.952 (4)		18.84 (25)
		128			31.687 (4)		31.74 (8)
		130			33.799 (3)		34.08 (62)
53	I	127			100	49LEL1	100
54	Xe	124		g,m	0.08913(3) 2s N	94VAL1	0.09 (1)
		126			0.08880 (2)		0.09 (1)
		128			1.91732 (12)		1.92 (3)
		129			26.43964 (17)		26.44 (24)
		130			4.08271 (15)		4.08 (2)
		131			21.17961 (19)		21.18 (3)
		132			26.89157 (11)		26.89 (6)
		134			10.44232 (17)		10.44 (10)
		136			8.86890 (14)		8.87 (16)
		55	Cs		133		

Atomic Number	Symbol	Mass Number	Range of Natural Variations (Atom %)	Best		Available Reference Materials ^a (App. B)	Representative Isotopic Composition (Atom %)
				Annot- ations	Measurement from a Single Terrestrial Source (Atom %)		
1	2	3	4	5	6	7	8
66	Dy	156		g	0.056 (1) 2sc N	81HOL1	0.06 (1)
		158			0.096 (2)		0.10 (1)
		160			2.34 (2)		2.34 (8)
		161			18.91 (5)		18.91 (24)
		162			25.51 (7)		25.51 (26)
		163			24.90 (7)		24.90 (16)
		164			28.19 (8)		28.18 (37)
67	Ho	165			100	57COL1	100
68	Er	162		g	0.137 (1) 2sc N	81HOL1	0.14 (1)
		164			1.609 (5)		1.61 (3)
		166			33.61 (7)		33.61 (35)
		167			22.93 (5)		22.93 (17)
		168			26.79 (7)		26.78 (26)
		170			14.93 (5)		14.93 (27)
69	Tm	169			100	57COL1	100
70	Yb	168		g	0.127 (2) 2sc N	81HOL1	0.13 (1)
		170			3.04 (2)		3.04 (15)
		171			14.28 (8)		14.28 (57)
		172			21.83 (10)		21.83 (67)
		173			16.13 (7)		16.13 (27)
		174			31.83 (14)		31.83 (92)
		176			12.76 (5)		12.76 (41)
71	Lu	175		g	97.416 (5) 2sc N	83PAT1	97.41 (2)
		176			2.584 (5)		2.59 (2)
72	Hf	174	0.1621 - 0.1619		0.1620 (9) 2sc N	83PAT1	0.16 (1)
		176	5.271 - 5.206		5.2604 (56)		5.26 (7) ^h
		177	18.606 - 18.593		18.5953 (12)		18.60 (9)
		178	27.297 - 27.278		27.2811 (22)		27.28 (7)
		179	13.630 - 13.619		13.6210 (9)		13.62 (2)
		180	35.100 - 35.076		35.0802 (26)		35.08 (16)
73	Ta	180			0.0123 (3) 1sc N	56WH11	0.012 (2)
		181			99.9877 (3)		99.988 (2)
74	W	180			0.1198 (2) 1s N	91VOL2	0.12 (1)
		182			26.4985 (49)		26.50 (16)
		183			14.3136 (6)		14.31 (4)
		184			30.6422 (13)		30.64 (2)
		186			28.4259 (62)		28.43 (19)
75	Re	185			37.398 (16) 2s C	73GRA1	NIST-SRM989*
		187			62.602 (16)		37.40 (2) 62.60 (2)

Atomic Number	Symbol	Mass Number	Range of Natural Variations (Atom %)	Annot- ations	Best Measurement from a Single Terrestrial Source		Reference (App. A)	Available Reference Materials ^a (App. B)	Representative Isotopic Composition (Atom %)
					(Atom %)	(Atom %)			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	
90	Th	232		g	100		36DEM1		100
91	Pa	231			100		77BRO1		100
92	U	234	0.0059 - 0.0050	g, m	0.00548 (2) ⁱ	1s N	69SM11	IRMM-184	0.0055(2)
		235	0.7202 - 0.7198	r	0.7200 (1)		76COW1	CEA	0.7200(51) ^h
		238	99.2752 - 99.2739			99.2745(10)			IRMM - NBL

*Reference material used for the best measurement.

^a NIST materials were previously labelled NBS. The NBS label has been retained for reference materials distributed under the

auspices of IAEA and NIST. IRMM materials were previously labelled CBNM.

^b The range of ²H in tank hydrogen is 0.0032 to 0.0184 atom percent.

^c Materials depleted in ⁶Li and ²³⁵U are commercial sources of laboratory shelf reagents. In the case of Li such samples are known to have ⁶Li abundances in the range 2.007 - 7.672 atom percent, with natural materials at the higher end of this range.

^d The Commission recommends that the value of 272 be employed for ¹⁴N/¹⁵N of N₂ in air for the calculation of atom percent ¹⁵N from measured δ¹⁵N values.

^e The reference reported a calibrated ¹⁶O/¹⁸O ratio on VSMOW; ¹⁷O abundance was derived from Li et al. (1988).

^f Due to ¹¹⁵In contamination and an error in the ¹¹⁴Sn abundance the ¹¹⁵Sn and ¹¹⁴Sn abundances reported by 83DEV1 were adjusted using data from 84ROS1.

^g Not used since g is used in column 5.

^h Evaluated isotopic composition is for most but not all commercial samples.

ⁱ The ²³⁴U abundance is from 69SM11, ²³⁵U and ²³⁸U are from 76COW1.

- 66FLE1 G. D. Flesch, J. Capellen, and H. J. Svec, *Adv. Mass Spectrom. III*, 571-581, (1966), Leiden and Son, London.
The Abundance of the Vanadium Isotopes from Sources of Geochemical Interest.
- 66SHI1 W. R. Shields, T. J. Murphy, E. J. Catanzaro, and E. L. Garner, *J. Res. Nat. Bur. Stand. (U.S.)*, 70A, 193-197 (1966).
Absolute Isotopic Abundance Ratios and the Atomic Weight of a Reference Sample of Chromium.
- 68CAT1 E. J. Catanzaro, T. J. Murphy, W. R. Shields, and E. L. Garner, *J. Res. Nat. Bur. Stand. (U.S.)*, 72A, 261-266 (1968).
Absolute Isotopic Abundance Ratios of Common, Equal-Atom, and Radiogenic Lead Isotopic Standards.
- 69BIE1 P. J. De Bievre, and G. H. Debus, *Int. J. Mass Spectrom. Ion Phys.* 2, 15-23 (1969).
Absolute Isotope Ratio Determination of a Natural Boron Standard.
- 69CAT1 E. J. Catanzaro, T. J. Murphy, E. L. Garner, and W. R. Shields, *J. Res. Nat. Bur. Stand. (U.S.)*, 73A, 511-516 (1969).
Absolute Isotopic Abundance Ratios and the Atomic Weight of Terrestrial Rubidium
- 69EUG1 O. Eugster, F. Tera, and G. J. Wasserburg, *J. Geophys. Res.* 74, 3897-3908 (1969).
Isotopic Analyses of Barium in Meteorites and in Terrestrial Samples.
- 69SMI1 R. F. Smith, and J. M. Jackson, *U. S. Atomic Energy Commission Report KY-581* (1969).
Variations in U-234 Concentration of Natural Uranium.
- 70EUG1 O. Eugster, F. Tera, D. S. Burnett, and G. J. Wasserburg, *J. Geophys. Res.* 75, 2753-2768, (1970).
Isotopic Composition of Gadolinium and Neutron-capture Effects in Some Meteorites.
- 70HAG1 R. Hagemann, G. Nief, and E. Roth, *Tellus* 22, 712-715 (1970).
Absolute Isotopic Scale for Deuterium Analysis of Natural Waters, Absolute D/H Ratio for SMOW.
- 72MOO1 L. J. Moore, and L. A. Machlan, *Anal. Chem.* 44, 2291-2296 (1972)
High Accuracy Determination of Calcium in Blood Serum by Isotope Dilution Mass Spectrometry.
- 72ROS1 K. J. R. Rosman, *Geochim. Cosmochim. Acta* 36, 801-819 (1972).
A Survey of the Isotopic and Elemental Abundance of Zinc.
- 73GRA1 J. W. Gramlich, T. J. Murphy, E. L. Garner, and W. R. Shields, *J. Res. Nat. Bur. Stand. (U.S.)*, 77A, 691-698 (1973)
Absolute Isotopic Abundance Ratio and Atomic Weight of a Reference Sample of Rhenium.
- 74MOO1 L. J. Moore, L. A. Machlan, W. R. Shields, and E. L. Garner, *Anal. Chem.* 46, 1082-1089 (1974).
Internal Normalization Techniques for High Accuracy Isotope Dilution Analyses. Application to Molybdenum and Nickel in Standard Reference Materials.
- 75GAR1 E. L. Garner, T. J. Murphy, J. W. Gramlich, P. J. Paulsen, and I. L. Barnes, *J. Res. Nat. Bur. Stand. (U.S.)*, 79A, 713-725 (1975).

Absolute Isotopic Composition and the Atomic Weight of a Natural Sample of Lithium.

- 83PAT1 P. J. Patchett, *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 81-91 (1983).
Importance of the Lu-Hf Isotopic System in Studies of Planetary Chronology and Chemical Evolution.
- 84BOT1 D.J. Bottomley, J.D. Ross, and W.B. Clarke, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 1973-1985 (1984).
Helium and Neon Isotope Geochemistry of some Ground Waters from the Canadian Precambrian Shield.
- 84ROS1 K.J.R. Rosman, R.D. Loss, and J.R. DeLaeter, *Int. J. Mass Spectrom. Ion Proc.*, 56, 281-291 (1984).
The Isotopic Composition of Tin.
- 86GRE1 M.D. Green, K.J.R. Rosman, and J.R. DeLaeter, *Int. J. Mass Spectrom. Ion Proc.*, 68, 15-24 (1986)
The Isotopic Composition of Germanium in Terrestrial Samples.
- 86MAC1 L.A. Machlan, J.W. Gramlich, L.J. Powell, and G.M. Lambert, *J. Res. Nat. Bur. Stand. (U.S.)*, 91, 323-331 (1986).
Absolute Isotopic Abundance Ratio and Atomic Weight of a Reference Sample of Gallium.
- 87MAK1 A. Makishima, H. Shimizu, and A. Masuda, *Mass Spectroscopy*, 35, 64-72 (1987).
Precise Measurement of Cerium and Lanthanum Isotope Ratios.
- 88SAN1 Y. Sano, H. Wakita, and X. Sheng, *Geochem. J.*, 22, 177-181 (1988)
Atmospheric Helium Isotope Ratio.
- 88LI1 W. Li, D. Jin, and T.L. Chang, *Kexue Tmboa*, 33, 1610-1613 (1988).
Measurement of the absolute abundance of oxygen-17 in V-SMOW.
- 89GRA1 J.W. Gramlich, L.A. Machlan, I.L. Barnes, and P.J. Paulsen, *J. Res. Natl. Inst. Stand. Technol. (U.S.)*, 94, 347-356 (1989).
The Absolute Abundance Ratios and Atomic Weight of a Reference Sample of Nickel
- 89WAC1 M. Wachsmann, and K. G. Heumann, *Adv. Mass Spectrom.*, 11B, 1828-1829 (1989).
Selenium Isotope Ratio Measurements with Negative Thermal Ionization Mass Spectrometry using a Silica Gel Technique.
- 89ZAD1 M.G. Zadnik, S. Specht, and F. Begemann, *Int. J. Mass Spectrom. Ion Proc.*, 89, 103-110 (1989).
Revised Isotopic Composition of Terrestrial Mercury.
- 90CHA1 T.L. Chang, and W. Li, *Chin. Sci. Bull.*, 35, 290-296 (1990).
A Calibrated Measurement of the Atomic Weight of Carbon.
- 91CHA1 T.L. Chang, Y.K. Xiao, *Chin. Chem. Letters*, 2, 407-410 (1991).
The Atomic Weight of Indium
- 91VOL1 J. Volkening, T. Walzyck, and K.G. Heumann, *Int. J. Mass Spectrom. Ion Proc.*, 105, 147-159 (1991).
Osmium Isotope ratio Determinations by Negative Thermal Ionisation Mass Spectrometry.

Appendix B

Sources of Reference Materials

IAEA

Reference and intercomparison samples such as VSMOW, SLAP, GISP, LSVEC, NSVEC, NBS18, NBS19 and NBS20 may be purchased from:

International Atomic Energy Agency
Section of Isotope Hydrology
P. O. Box 100
1400 Vienna, Austria

NIST

NIST Standard Reference Materials may be purchased through:

Standard Reference Material Program
National Institute of Standards and Technology
Gaithersburg, MD 20899 U.S.A.

IRMM

Reference Materials may be obtained through:

Institute for Reference Measurements and Materials
Commission of the European Communities-JRC
B-2440 Geel, Belgium

CEA

CEA distributes stable isotopes through its daughter company:

EUROISA-TOP
Parc des Algorithmes (Bat. Homère),
F-91190 St Aubin,
FRANCE

For nuclear reference materials, see also:

CETAMA
CEA/DCC
Centre d'Études Nucléaires de Fontenay aux Roses
BP 6
F 92265 Fontenay aux Roses
FRANCE

NBL

Standards may be obtained through:

U.S. Department of Energy
New Brunswick Laboratory
9800 S. Cass Ave.
Argonne IL 60439



Studies of isotopic hydrology of the basin of Mexico and vicinity: annotated bibliography and interpretation

Alejandra Cortés^{a,*}, Jaime Durazo^a, Robert N. Farvolden^b

^a*Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, 04510 México, D.F., México*

^b*National Ground Water Association, Dublin, OH 43017, USA*

Received 3 August 1995; accepted 9 September 1996

Abstract

This study deals exclusively with the behavior of the oxygen-18 and deuterium composition of precipitation, surface water and groundwater within and near the basin of Mexico. It reviews 16 studies from 1974 to 1993, reporting new measurements related to the study area. Location maps and the summary of original conclusions are included. Parts of the documents, whose circulation is restricted, were collected from private files and government libraries. These data, which were not previously available to the scientific community, represent a total of 791 oxygen-18 and 703 deuterium analyses, most of them ($\delta^{18}\text{O}$, δD) pairs. The discussion is an overview of the whole data set, with interpretation. As inferred from the data, regional precipitation follows the regression $\delta\text{D} = 7.97 \delta^{18}\text{O} + 11.03$ ($n = 85$; $r^2 = 0.97$), being slightly different from a local meteoric line previously published; variations in $\delta^{18}\text{O}$ are about -21.7 to -1.3‰ , following a Gaussian distribution: $f(\delta^{18}\text{O}) = 0.036 \exp[-0.5(\delta^{18}\text{O} + 9.97)/(4.43)]$. Groundwater from springs and deep production wells fitted the new regional meteoric line; variations in $\delta^{18}\text{O}$ are about -13.5 to -6.5‰ , and their distribution is also Gaussian: $f(\delta^{18}\text{O}) = 0.248 \exp[-0.5(\delta^{18}\text{O} + 10.09)/(0.81)]$. Shallow piezometer and pore saline waters in the sediments of the former terminal marsh of the study basin showed a trend of isotopic alteration; this feature is interpreted by the corresponding source study as mixing of in situ post-19 infiltration with older evaporated waters. This mixing trend intersects the regional meteoric line close to $\delta^{18}\text{O} = -8.0\text{‰}$. Isotope data and our interpretation are consistent with the current concept of a closed groundwater basin associated with the closed surface water basin of Mexico.

**ISOTOPE INFORMATION AVAILABLE IN THE
GNIP DATABASE**

1960-1993 68,400 records

Isotope data:

Tritium: ~ 42,600

Oxygen-18: ~ 30,750

Deuterium: ~ 25,800

Meteorological data:

Precipitation: ~ 59,700

Temperature: ~ 50,700

Water vap. press.: ~41,000

Total number of stations included: 505 stations

447 with tritium data

382 with stable isotope data

123 with only tritium

58 with only stable isotope

49 laboratories measuring tritium (28 countries)

37 labs measuring stable isotopes (26 countries)

Relative proportion of data according to the length of record.

ISOTOPIC COMPOSITION OF PRECIPITATION

1. CONDITIONS AT THE VAPOUR SOURCE REGION:

- *Isotopic composition of the ocean;*
- *Sea-surface temperature;*
- *Relative humidity;*
- *Wind regime.*

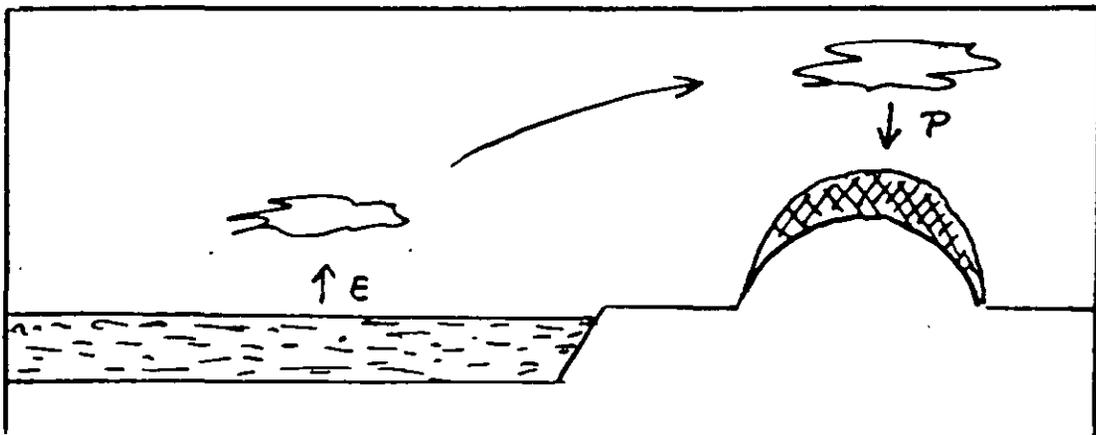
2. DEGREE OF RAINOUT:

- *$\delta^{18}\text{O}$ $\delta(\text{D})$ of precipitation at high latitudes is inversely correlated with the temperature difference (ΔT) between the source region and the precipitation site.*

3. SECOND-ORDER EFFECTS:

- *Kinetic isotope effects during snow formation;*
- *Isotope enrichment of raindrops due to partial evaporation in the unsaturated atmosphere below the cloud base.*

4. MIXING OF AIR MASSES.



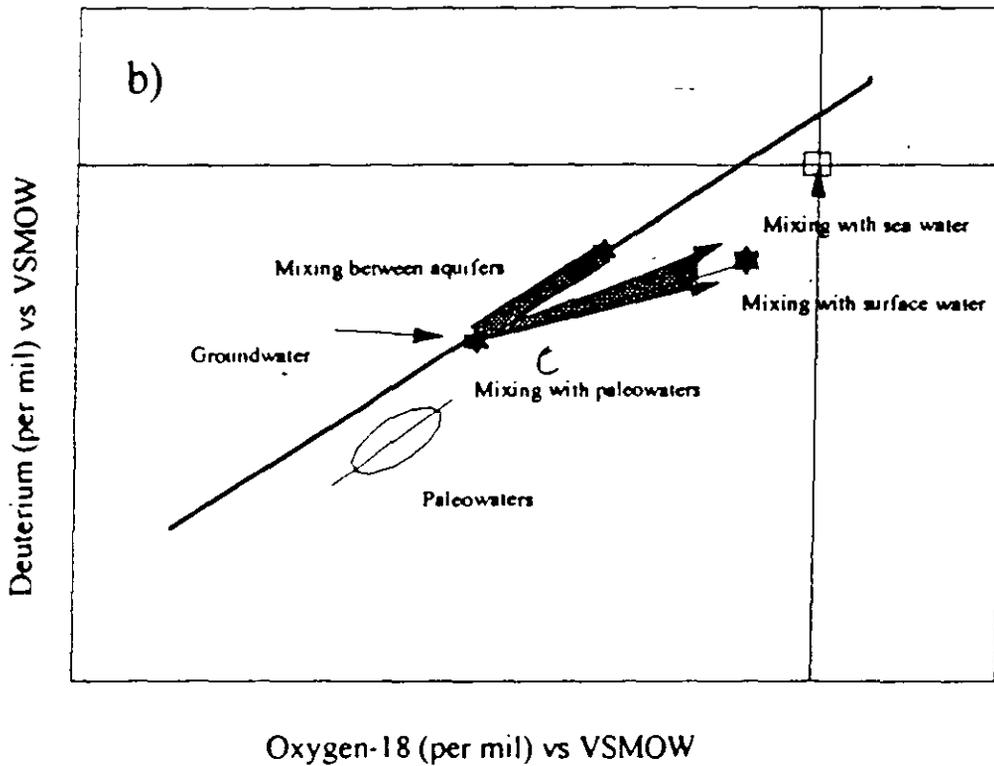
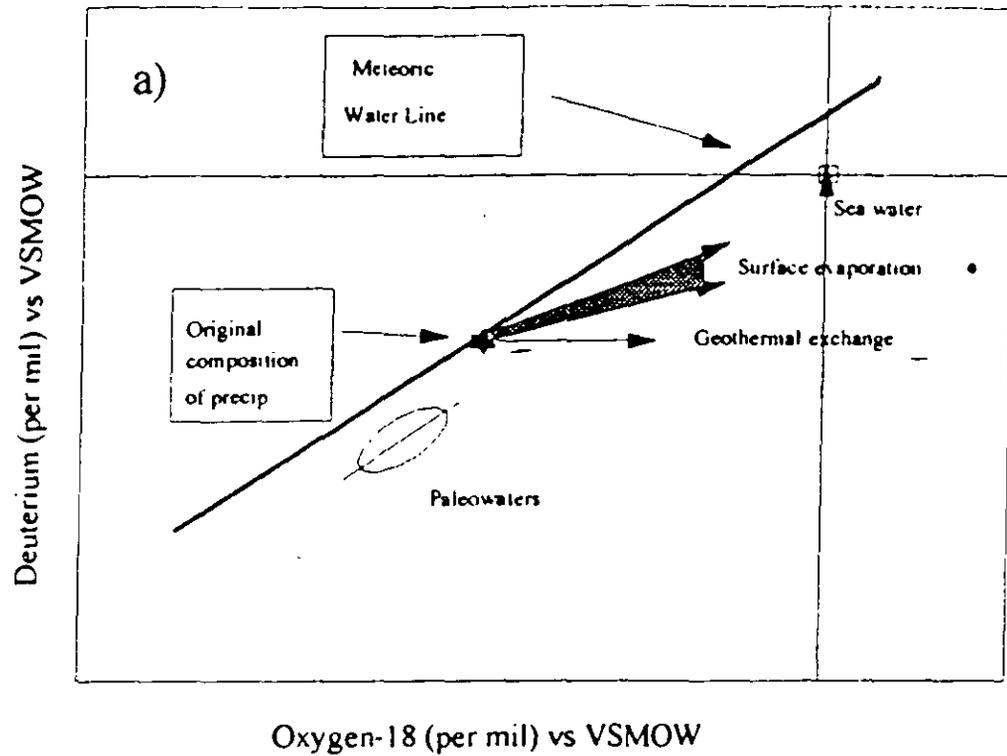
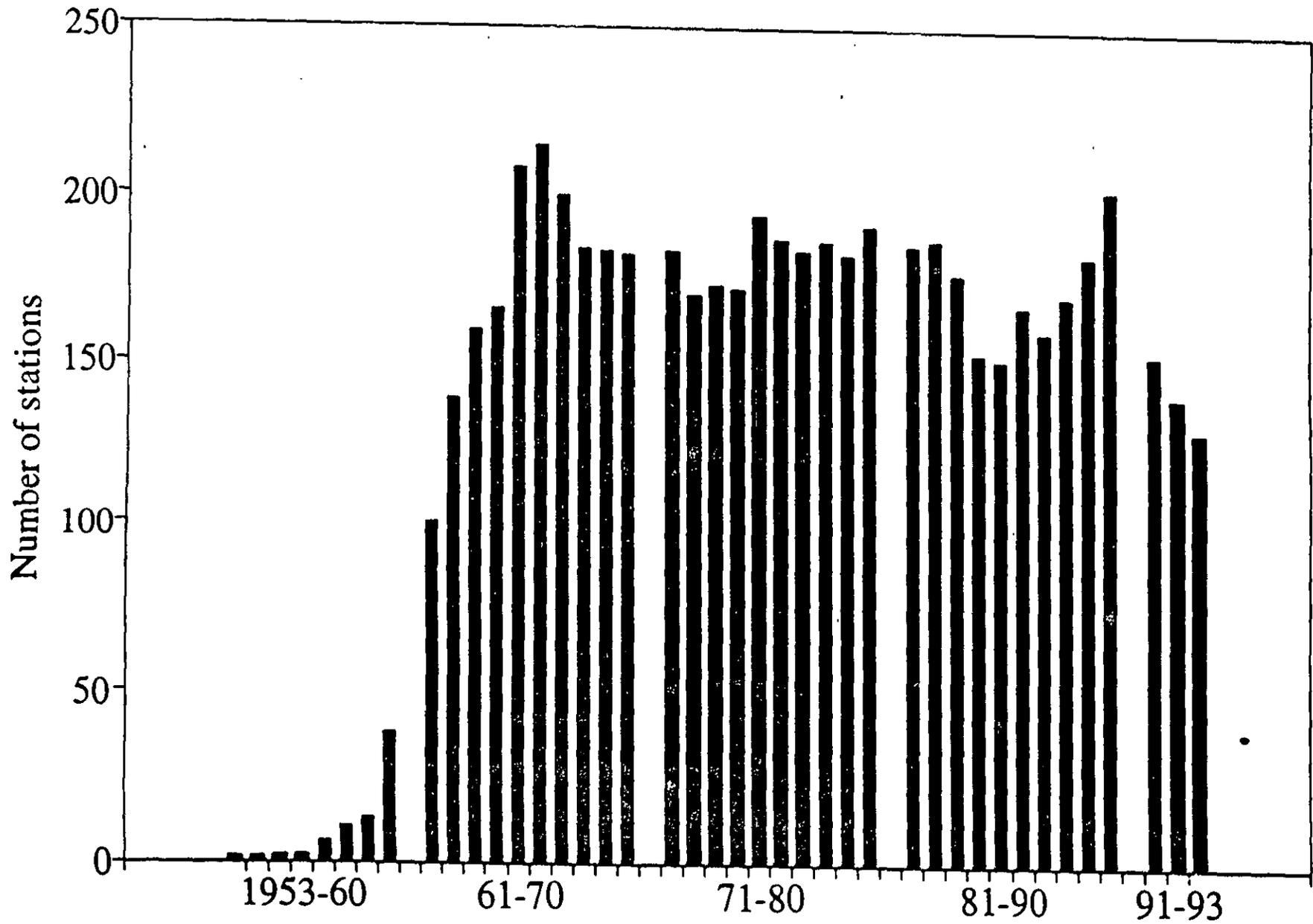


Fig 1. ^{18}O - ^2H relationships for a) different processes leading to changes in the original isotope composition of a body of water, and b) hydrological applications.

ISOTOPES IN PRECIPITATION - NETWORK



ISOTOPE EFFECTS IN PRECIPITATION

● LATITUDE

DEPLETED VALUES AT HIGHER LATITUDES

● CONTINENTALITY

DEPLETED VALUES WHEN MOVING AWAY FROM COASTAL SITES

● ALTITUDE

DEPLETED VALUES AT HIGH ELEVATIONS $f(T)$

Typical isotope gradients: - 0.25‰ per 100m for ^{18}O
- 2‰ per 100m for 2H

● AMOUNT OF PRECIPITATION

IN TROPICAL AREAS, HEAVY RAINS ARE ISOTOPICALLY DEPLETED
MAIN FACTOR IN TROPICAL ZONES

● SEASONALITY

WINTER RAINS ARE DEPLETED IN TEMPERATE CLIMATES

● EVAPORATION OF RAIN BELOW CLOUD-BASE IN ARID CLIMATE

RAINS IN ARID ZONES (LOWLANDS) ARE ENRICHED DUE
TO EVAPORATION IN DRY ATMOSPHERE

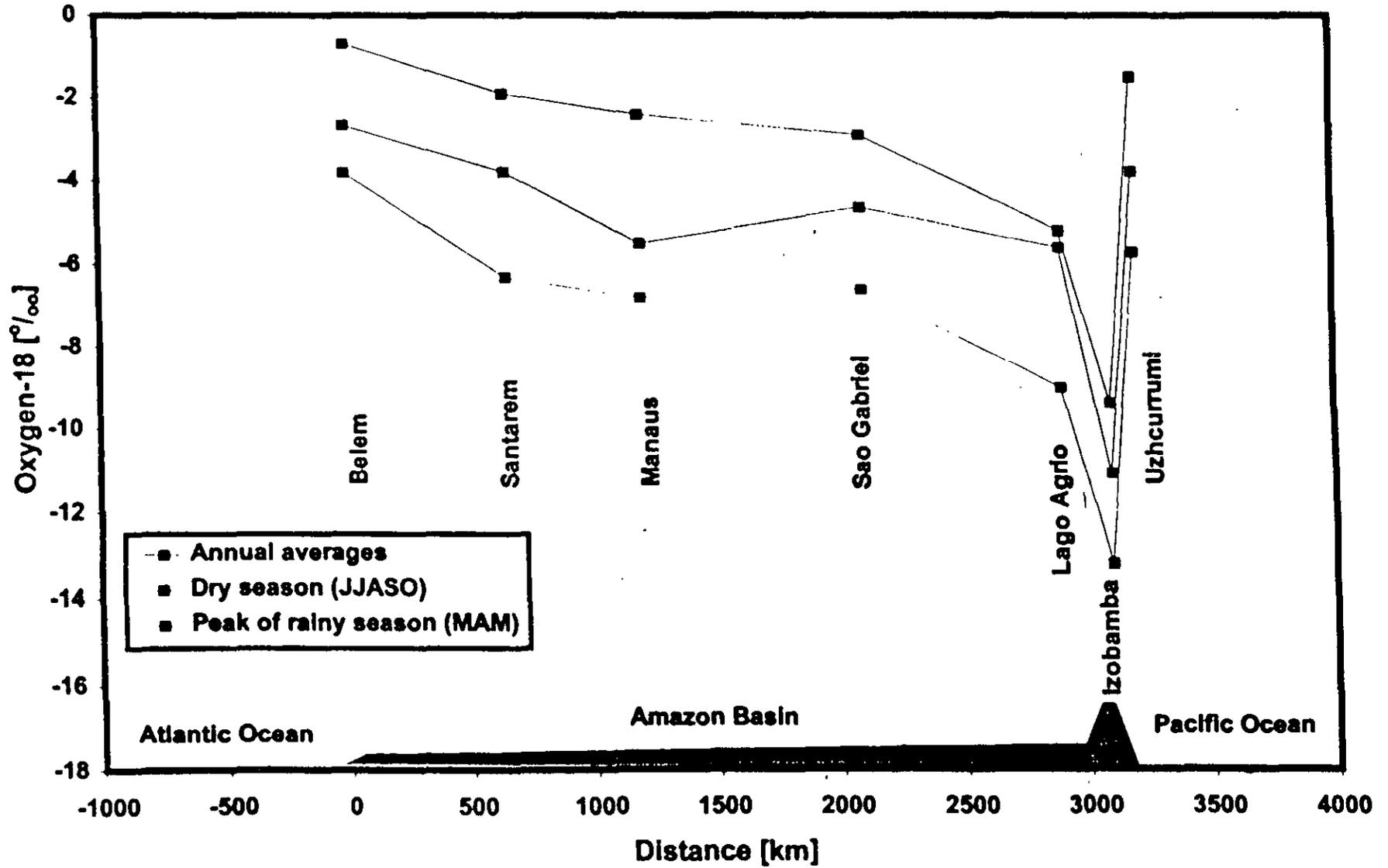
● EVAPORATION OF SURFACE WATERS

LAKES AND LARGE RESERVOIRS USUALLY SHOW ENRICHED
VALUES DUE TO EVAPORATION

★ PALEOCLIMATIC EFFECT

ISOTOPE CONTENT OF PRECIPITATION IS A FUNCTION OF

RAIN-OUT HISTORY OF AIR MASS CONTAINING THE WATER VAP. PARC
FROM SOURCE AREA TO PRECIPITATION SITE



INCREASE OF TDS IN GROUNDWATER (after precipitation starting in the UZ)

Dissolution of mineral phases

Controlled by pH, temp and deficit in saturation

Albite \implies Na^+ + Kaolinite

Anortite \implies Ca^{++} + Kaolinite

At basic pH, montmorillonite is formed

In granitic rocks \implies low salinity. Alk, Na and Ca dominant

In basaltic rocks \implies higher salinity. Ca, Mg and Na “

In sedim. rocks \implies high spectrum

conglomerates to evaporites, cements

Reduction of sulfates and iron

CO_2 is incorporated to gw \implies increase in alkalinity



Cation exchange

Controlled by fraction of clays in the aquifer

Na is released, replaced by Ca + Mg

Expressed by disequilibrium index

$$di = [r\text{Cl} - r(\text{Na} + \text{K})] / r\text{Cl}$$

Redox processes

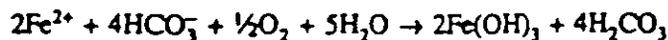
Solubility of Iron, which affects alkalinity

Nitrate \implies Ammonium \implies Nitrogen gas

EXAMPLE 1.2: *Effect of iron oxidation on analytical results*

A groundwater contains 20 mg Fe^{2+} /l. How does the alkalinity change when this iron oxidizes and precipitates as $\text{Fe}(\text{OH})_3$ in the sample bottle?

The reaction in the bottle is:



When 20 mg Fe/l precipitates, this corresponds 20/55.8 = 0.36 mmol/l. The reaction consumes twice this amount of HCO_3^- , and the alkalinity is expected to decrease with $2 \times 0.36 = 0.72$ meq/l.

Salt concentration

Low water fluxes and high solubility

Important in volcanic rocks

PRECIPITATION-RUNOFF RELATIONS

Definitions:

Runoff - response to precipitation, or indirectly snowmelt.

Components - Storm and pre-storm.

Principle:

Providing components have different isotopic composition then it is possible to define relative contributions of components in total flow.

$$C_{ps}Q_{ps} + C_{st}Q_{st} = C_tQ_t$$

where C and Q refer to concentration and flux of different components. Subscripts ps and st refer to pre-storm and storm components and subscript t to total flux, that is, runoff.

$$Q_{ps} + Q_{st} = Q_t$$

From above mass balance equations we can compute -

Q_{ps} - amount of pre-storm component in runoff

$$Q_{ps} = Q_t(C_t - C_{st}) / (C_{ps} - C_{st})$$

Q_{st} - amount of storm component in runoff

$$Q_{st} = Q_t(C_t - C_{ps}) / (C_{st} - C_{ps})$$

Tritium released in the atmosphere by thermonuclear tests

Conversion factor: $7.4 \cdot 10^5$ TBq·Mt⁻¹

Year	Country	Fusion Energy, Mt	T released TBq x 10 ⁶
1952	USA	6.0	4.4
1953	USSR	?	?
1954	USA	17.5	13
1955	USSR	1.5	1.1
1956	USA, USSR	15.3	11.3
1957	UK, USSR	10.0	7.4
1958	UK, USA, USSR	31.1	23
1961	USSR	96.9	72
1962	USA, USSR	140.8	104
Limited Test Ban Treaty (UK, USA, USSR)			
1967	China	1.3	1
1968	China, France	2.6	1.9
1969	China	1.0	0.7
1970	China, France	1.2	0.9
1973	China	0.9	0.7
1974	China	0.15	0.1
1976	China	1.75	1.3
1980	China	0.15	0.1
1995	Thermonuclear Tritium remaining in the Hydrosphere		36

**Sites of
atmospheric thermonuclear tests**

U.S.A.

**Eniwetok and Bikini, Marshall Islands,
Pacific Ocean, 11°30'N 162-165°E**

Ex U.S.S.R.

Novaya Zemlya, Barents Sea, 75°N 55°E

U.K.

**Christmas Island, Pacific Ocean,
2°N 157°W**

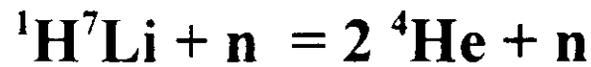
CHINA

Lop Nor, Sinkiang Desert, 40°N 90°E

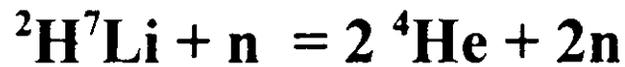
FRANCE

**Fangataufa and Murouroa,
Tuamotu Archipelago, 22°S 139°W**

Total reaction with ${}^7\text{Li}$ (92.6 %):



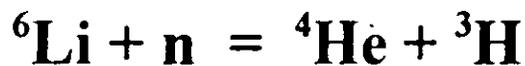
mass deficit: 0.01878 a.u.



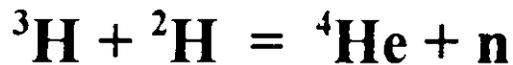
mass deficit: 0.01625 a.u.

Tritium formation in thermonuclear explosions

1. Decomposition of ${}^7\text{Li}$ and ${}^6\text{Li}$ by fast neutrons:

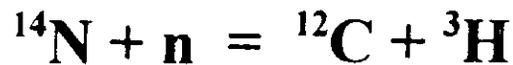


2. Fusion reactions



Natural Tritium Production

By neutrons of secondary cosmic radiation



$$\begin{aligned} \text{Production rate: } & 0.25 \text{ atoms/cm}^2 \cdot \text{s} = \\ & = 4.01 \cdot 10^{25} \text{ atoms/a} = 7.1 \cdot 10^4 \text{ TBq/a} = \\ & = 200 \text{ g/a} \end{aligned}$$

Stationary state:

decay = production

$$\lambda A = 4.01 \cdot 10^{25} \text{ atoms/a}$$

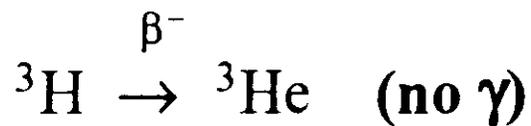
A (global inventory of natural tritium):

$$\begin{aligned} & = 7.2 \cdot 10^{26} \text{ atoms} = 1.3 \cdot 10^6 \text{ TBq} = \\ & = 3.6 \text{ kg} \end{aligned}$$

TRITIUM

Half-life: 12.43 a

Decay constant: $\lambda = 0.05576 \text{ a}^{-1}$



Maximum β energy: 18.1 keV

Concentration unit: Tritium Unit, T.U.

1 T.U. = 1 atom of T per 10^{18} of H

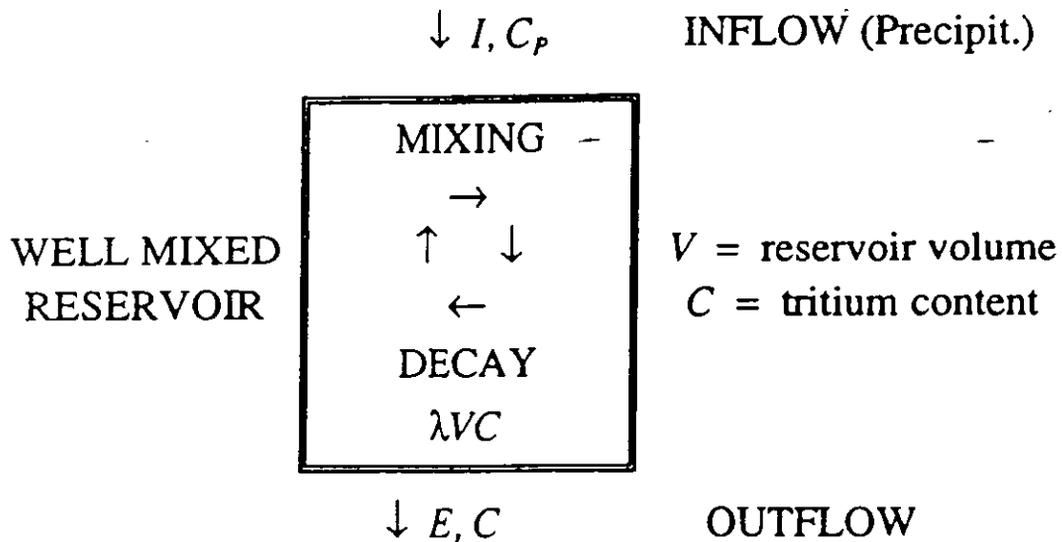
= $1.182 \cdot 10^{-4}$ Bq/ml H_2O

Concentration in precipitation:

Before 1953: 5-15 T.U.

In 1963: up to 10,000 T.U. in Northern Hemisphere

TRITIUM MODELS



Tritium balance:

$$\frac{d(VC)}{dt} = \frac{CdV + VdC}{dt} = IC_p - EC - \lambda VC$$

$I =$ inflow (recharge) rate

$C_p =$ tritium concentration in the inflow

$E =$ outflow (discharge) rate

$\lambda =$ tritium decay constant.

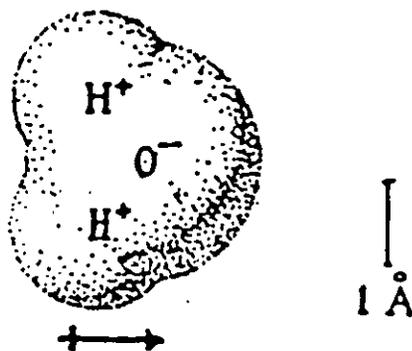
Mass balance:

$$\frac{dV}{dt} = I - E$$

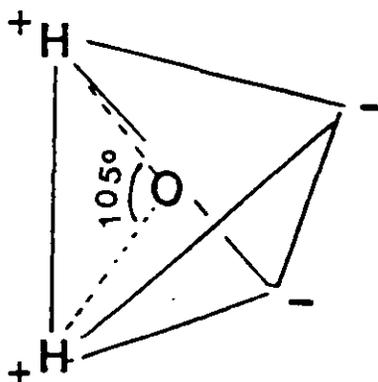
$$\frac{dC}{dt} = \frac{I}{V}(C_p - C) - \lambda C$$

THE WATER MOLECULE

In the water molecule, the electrical charge distribution is not uniform: there is an excess of positive charge in proximity of the two hydrogen atoms, and an excess of negative charge close to the oxygen: the molecule is a dipole.



The two hydrogen atoms form with the oxygen $\begin{array}{c} H & & H \\ & \diagdown & / \\ & O & \end{array}$ an angle of 105° ; the positive and the negative charges are separated and spacially oriented as in a tetrahedron:



**Main Environmental Radioactive Isotopes
Used in Geochemistry**
(excluding isotopes used in geochronology)

Isotope	Decay/ Energy (keV)	Half-life	Decay constant (a ⁻¹)	Daughter
³ H = T	β ⁻ / 19	12.43 a	5.576×10 ⁻²	³ He
⁷ Be	EC/ 802	53.3 d	4.75	⁷ Li
¹⁴ C	β ⁻ / 156	5730 a	1.2097×10 ⁻⁴	¹⁴ N
³² Si	β ⁻ / 227	140 a	4.95×10 ⁻³	³² P → ³² S
³⁶ Cl	β ⁻ / 709	300,000 a	2.31×10 ⁻⁶	³⁶ Ar
³⁹ Ar	β ⁻ / 565	268 a	2.59×10 ⁻³	³⁹ K
⁸¹ Kr	EC/ 280	210,000 a	3.30×10 ⁻⁶	⁸¹ Br
⁸⁵ Kr	β ⁻ / 687	10.73 a	6.46×10 ⁻²	⁸⁵ Rb
¹³⁷ Cs	β ⁻ / 1176	30.3 a	2.29×10 ⁻²	¹³⁷ Ba
²¹⁰ Pb	β ⁻ / 63	22.6 a	3.07×10 ⁻²	²¹⁰ Bi... → ²⁰⁶ Pb
²²² Rn	α/ 5590	3.82 d	66.2	²¹⁸ Po... → ²⁰⁶ Pb
²²⁶ Ra	α/ 4870	1599 a	4.33×10 ⁻⁴	²²² Rn... → ²⁰⁶ Pb
²³⁴ U	α/ 4856	2.45×10 ⁵ a	2.83×10 ⁻⁶	²³⁰ Th... → ²⁰⁶ Pb

**MAJOR ENVIRONMENTAL ISOTOPES
USED IN HYDROLOGY
(Abundances in %)**

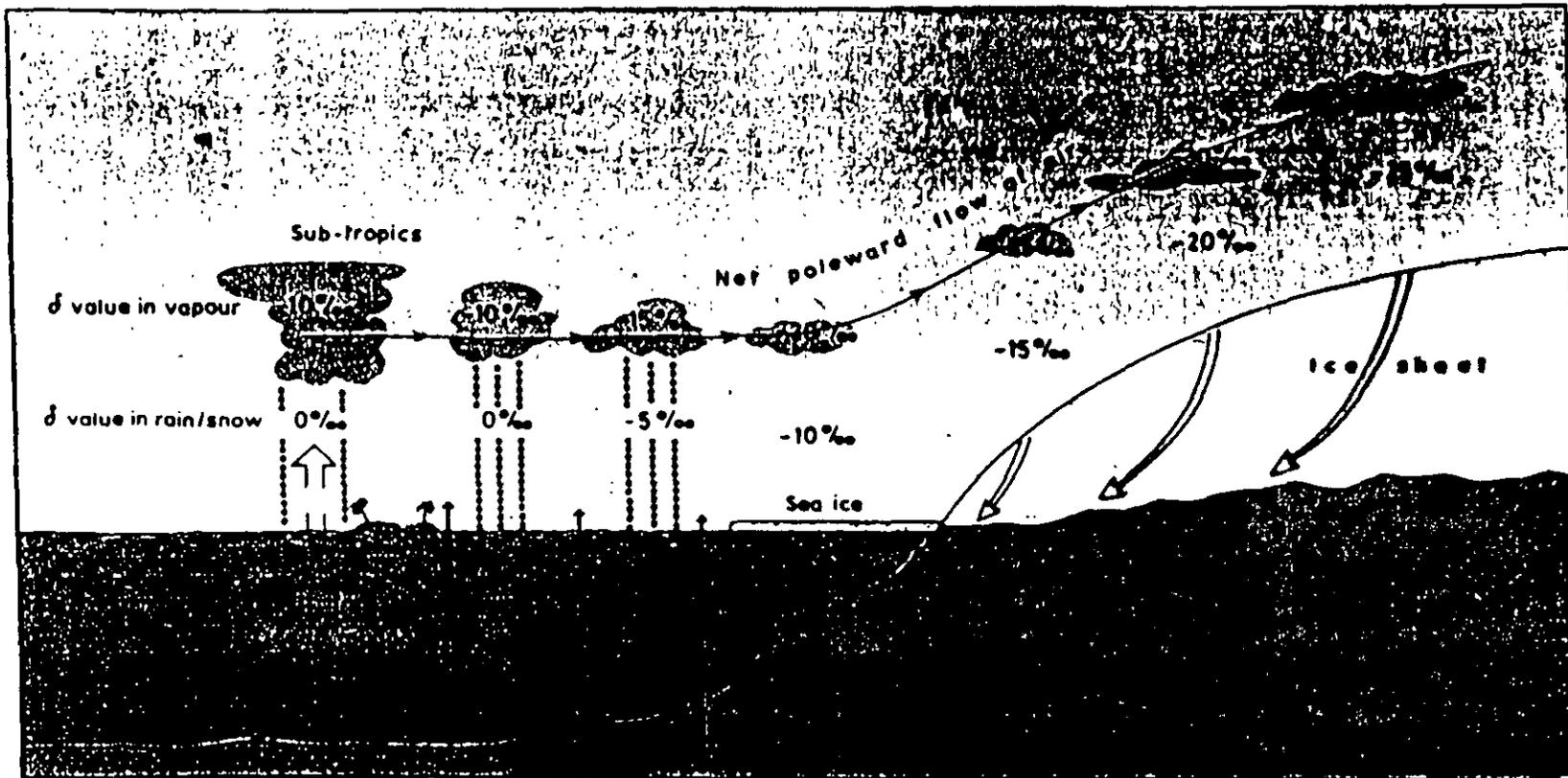
<i>Element</i>	<i>Most abundant stable isotope</i>	<i>Rare stable - isotopes</i>	<i>Radioactive isotopes</i>
Hydrogen	$^1\text{H} = 99.984$	$^2\text{H} = 0.016$ Deuterium	$^3\text{H} = 1 \times 10^{-15}$ 12.43 a Tritium
Helium	$^4\text{He} = 100$	$^3\text{He} = 0.00013$	
Boron	$^{11}\text{B} = 80.18$	$^{10}\text{B} = 19.82$	
Carbon	$^{12}\text{C} = 98.89$	$^{13}\text{C} = 1.11$	$^{14}\text{C} = 1.2 \times 10^{-10}$ 5730 a
Nitrogen	$^{14}\text{N} = 99.63$	$^{15}\text{N} = 0.37$	
Oxygen	$^{16}\text{O} = 99.76$	$^{17}\text{O} = 0.04$	
		$^{18}\text{O} = 0.2$	
Sulphur	$^{32}\text{S} = 95.02$	$^{33}\text{S} = 0.75$	
		$^{34}\text{S} = 4.21$	
		$^{36}\text{S} = 0.02$	
Chlorine	$^{35}\text{Cl} = 75.53$	$^{37}\text{Cl} = 24.47$	^{36}Cl 300,000 a

WATER ON THE EARTH CRUST

	Surface area km ²	Water volume km ³	Volume %	Height m
Oceans and seas	361,486,000	1,322,330,600	97.22	3,658
Icecaps and glaciers	17,880,000	29,199,700	2.15	1,633
Freshwater lakes	855,100	125,100	0.009	146.3
Saline lakes	699,700	104,300	0.008	149.1
Rivers		1,300	0.0001	
Groundwater less than 800 m deep	129,565,000	4,171,400	0.307	32.2
Groundwater more than 800 m deep	129,565,000	4,171,400	0.307	32.2
Soil moisture	129,565,000	66,700	0.005	0.51
Atmospheric mois- ture	510,486,000	12,900	0.001	0.025
<i>Total</i>	510,486,000	1,360,183,400	100	2,664.5

Adapted from R.L. Bras, *Hydrology - An Introduction to Hydrologic Science*, Addison-Wesley Publishing Co., Reading, Massachusetts, 1990.

Principles of oxygen isotope fractionation



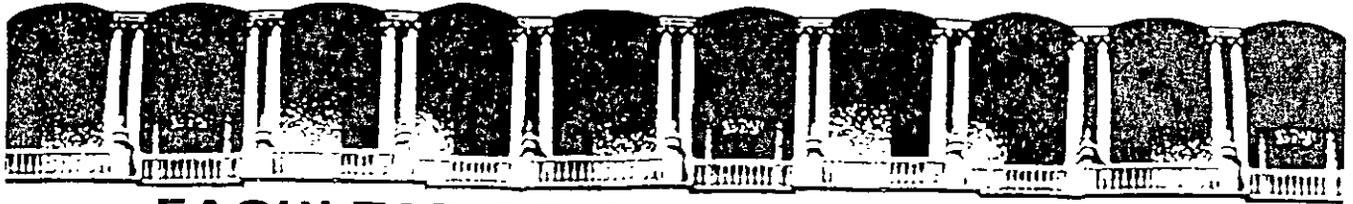
NATURAL water contains 0.2 per cent of a heavier isotope component (H_2^{18}O) which has a vapour pressure about 10 parts per thousand (‰) lower than that of H_2^{16}O . As a result vapour in equilibrium with ocean water contains 10 ‰ less H_2^{18}O than H_2^{16}O ($\delta = -10\text{‰}$). As an air mass cools during transport to the ice sheet, where precipitation occurs it contains 10 ‰ more H_2^{18}O than the remaining water vapour. In the final stages of its journey over the pack ice and over the ice sheet no further uptake of ocean water vapour can occur and the δ values become more and more negative in parallel with the falling air temperature. During winter or in a climatically cool period there is more rapid cooling at higher latitudes than in the sub-tropical source regions and the δ value of precipitation at a particular mid- or high-latitude location is lowered. Profiles of δ in polar ice cores therefore show both seasonal oscillations and long term trends in parallel with climate. \square

**APPROXIMATE MEAN ISOTOPIC COMPOSITION
OF OCEANS AND SEAS**

	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$	$\delta^2\text{H} \text{‰}$	Salinity ‰
Atlantic Ocean:			
Surface waters	+ 1.0	+ 5	35.5-36.5
Deep waters	0.0	0	34.5-35
Pacific Ocean:			
Surface waters	+ 0.5	+2	35-36
Deep waters	- 0.2	-1	35
Indian Ocean:			
Surface waters	+ 0.2	+ 2	35-36
Deep waters	0.0	0	35
Arctic and Antarctic:			
Surface waters	- 1.0		34-35
Deep waters	- 0.3		34.5-35
Mediterranean Sea	+ 1.5	+ 8	37-39
Red Sea	up to + 2	up to + 12	35.5-41
Black Sea	- 3	- 25	18-22
Baltic Sea	- 6	- 50	15-30

**RANGE OF STABLE ISOTOPE VARIATIONS
IN NATURAL WATERS**

	^{18}O $\delta^{\circ}/_{\infty}$	^2H $\delta^{\circ}/_{\infty}$
Average Ocean	0	0
Oceans and Seas, surface water	0 / +1	0 / +10
Mediterranean Sea, Red Sea	+1 / +2	+8 / +20
Ocean, deep water	-0.5	-5
Ocean during glaciation	+1	+10
Low salinity seas (Black Sea, Baltic Sea, Amazon mouth, Gange mouth, etc.)	< 0	< 0
Rain and fresh water	0 / -15	0 / -110
Closed Lakes	-2 / +5	-20 / +20
Polar ice	-20 / -55	-150 / -430



**FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA**

CURSOS ABIERTOS

**XII CURSO INTERNACIONAL DE
CONTAMINACIÓN DE ACUIFEROS**

MODULO I: GEOHIDROLOGIA

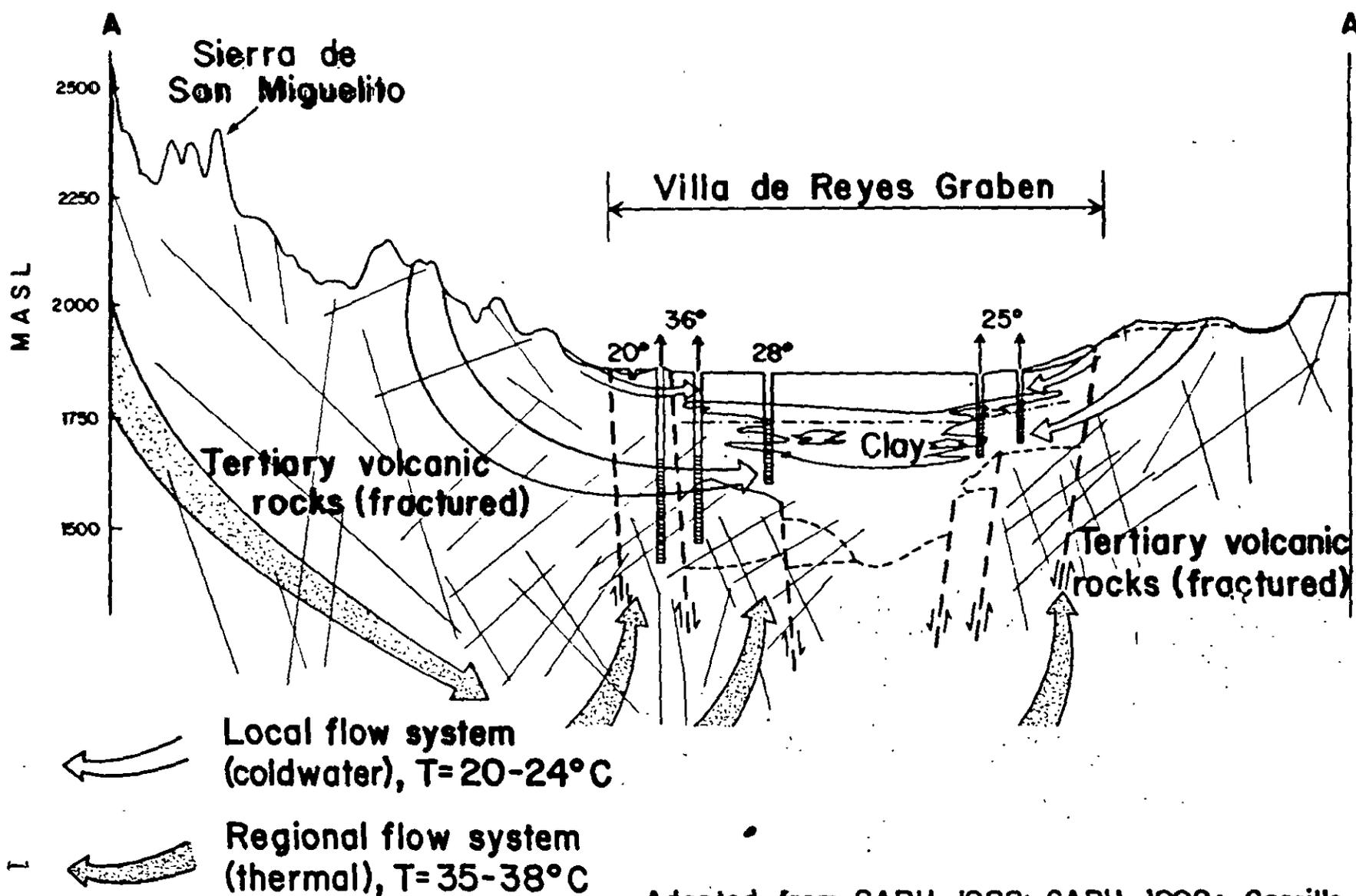
TEMA

RADON

**EXPOSITOR: FIS. ALEJANDRA CORTES SILVA
PALACIO DE MINERIA
SEPTIEMBRE DEL 2000**

SAN LUIS POTOSI VALLEY

CONCEPTUAL MODEL OF THE GROUNDWATER FLOW SYSTEM IN SAN LUIS POTOSI, MEXICO



Adapted from SARH, 1988; SARH, 1992; Carrillo, 1992

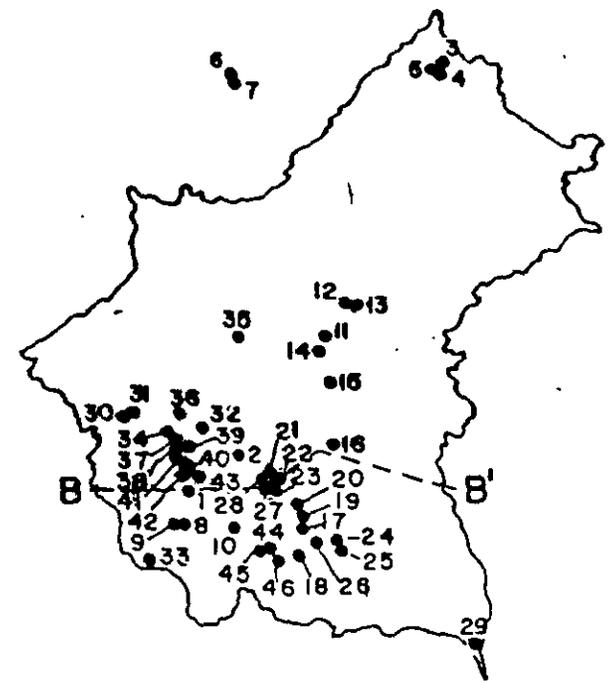
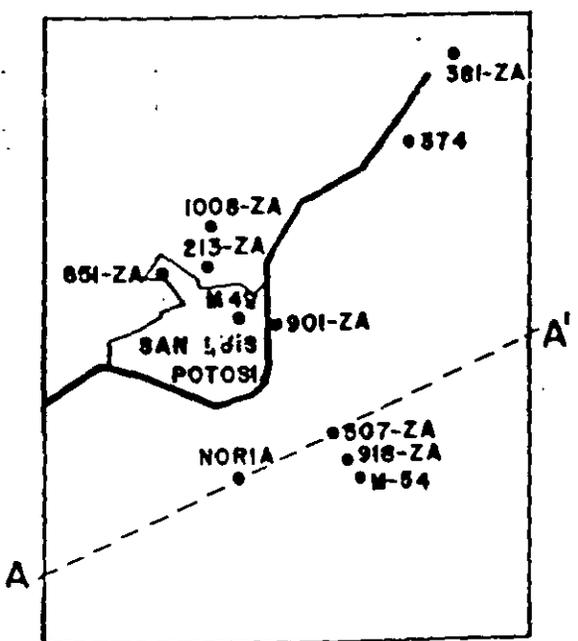
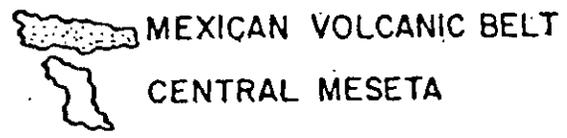
RADON-222 IN GROUNDWATER IN TWO VOLCANIC ZONES OF CENTRAL MEXICO

CORTES, Alejandra, ESPINOSA, Guillermo, CARDONA, Antonio, Instituto de Geofísica, UNAM, Circuito Exterior, Ciudad Universitaria, 04510, Mexico, D.F.;
FARVOLDEN, Robert, National Ground Water Association, 6375 Riverside Drive, Dublin, Ohio 43017.

Radon-222 values measured in the groundwater of the basin of Mexico and the valley of San Luis Potosi are presented. The study areas are physiographically independent, of volcanic origin and geologically different. Samples are from deep production wells and springs belonging to municipal water supply networks. Concentrations were measured in the field by two methods; i) a scintillator coupled to a photomultiplier tube; and, ii) a passive method using Solid State Nuclear Track Detectors with comparable results. The relatively low concentration of Radon-222 in the basin of Mexico is believed to be related to the composition of the basic rocks. Of the 45 samples analysed (300 Bq/m³ average value), only 15% have values higher than 1000 Bq/m³. These anomalies correlate with the zone of contact between the volcanic units (basalts, tuffs and ash) and the lacustrine clay deposited in the ancient lakes of the valley. In San Luis Potosi 18 samples had an average concentration of 4000 Bq/m³. These relatively high concentrations are related to the felsic composition of the volcanic rocks in the area. The results agree with interpretations of groundwater flow systems obtained in a concurrent geohydrological study of this region.

LOCALIZATION MAP

PHYSIOGRAPHIC PROVINCES



The Geology of Radon



Studies of the geology of radon include research into how uranium and radon sources are distributed in rocks and soils, how radon forms in rocks and soils, and how radon moves. Studying how radon enters buildings from the soil and through the water system is also an important part of the geology of radon.

Uranium: The source

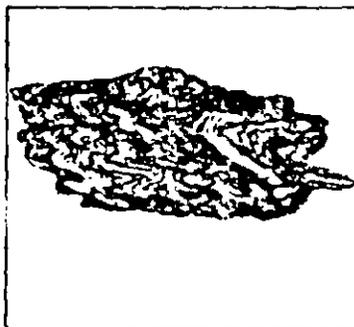
To understand the geology of radon—where it forms, how it forms, how it moves—we have to start with its ultimate source, uranium. All rocks contain some uranium, although most contain just a small amount—between 1 and 3 parts per million (ppm) of uranium. In other words, a million pounds (500 tons) of rocks generally will have 1 to 3 pounds of uranium scattered through it.

Rocks break down mechanically and chemically to form soils at the Earth's surface. It is not surprising, therefore, that most soils also contain small amounts (1 to 2 ppm) of uranium. In general, the uranium content of a soil will be about the same as the uranium content of the rock from which the soil was derived.

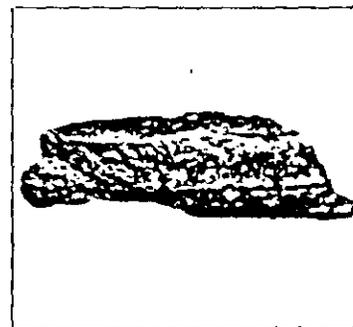
The bright yellow mineral tyuyamunite is one of the most common uranium ore minerals. This specimen, which is less than 3 inches across, came from the Ridenour mine, Arizona, near the Grand Canyon (photograph by Karen Wenrich).



Igneous



Metamorphic



Sedimentary

The three major rock types.

Some types of rocks have higher than average uranium contents. These include light-colored volcanic rocks, granites, dark shales, sedimentary rocks that contain phosphate, and metamorphic rocks derived from these rocks. These rocks and their soils may contain as much as 100 ppm uranium. Layers of these rocks underlie various parts of the United States.

The higher the uranium level is in an area, the greater the chances are that houses in the area have high levels of indoor radon. But some houses in areas with lots of uranium in the soil have low levels of indoor radon, and other houses on uranium-poor soils have high levels of indoor radon. Clearly, the amount of radon in a house is affected by factors in addition to the presence of uranium in the underlying soil.

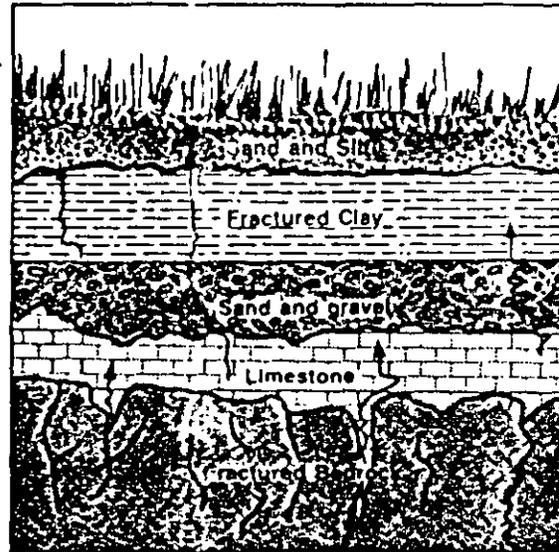
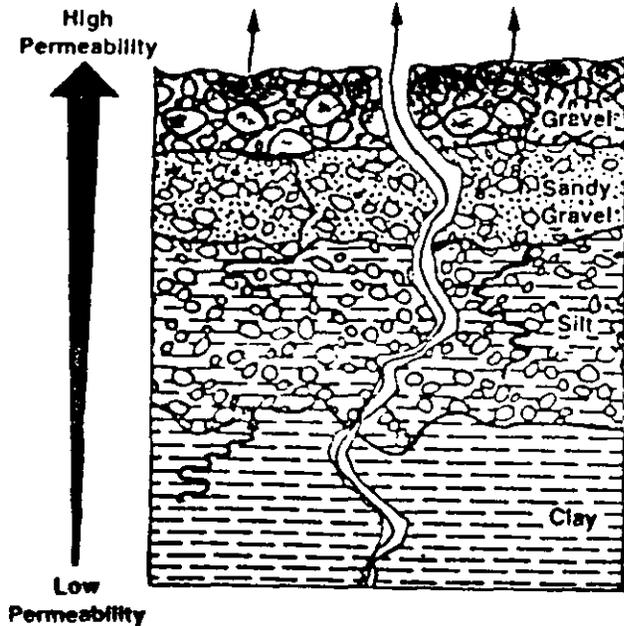
Radon movement

Because radon is a gas, it has much greater mobility than uranium and radium, which are fixed in the solid matter in rocks and soils. Radon can more easily leave the rocks and soils, by escaping into fractures and openings in rocks and into the pore spaces between grains of soil.

The ease and efficiency with which radon moves in the pore space or fracture affects how much radon enters a house. If radon is able to move easily in the pore space, then it can travel a great distance before it decays, and it is more likely to collect in high concentrations inside a building.

The method and speed of radon's movement through soils is controlled by the amount of water present in the pore space (the soil moisture content), the percentage of pore space in the soil (the porosity) and the "interconnectedness" of the pore spaces that determines the soil's ability to transmit water and air (the permeability).

Radon can move through cracks in rocks and through pore spaces in soils.



Radon moves more readily through permeable soils, such as coarse sand and gravel, than through impermeable soils, such as clays. Fractures in any soil or rock allow radon to move more quickly.

Some radon atoms remain trapped in the soil and decay to form lead, other atoms escape quickly into the air.

Radon in water moves slower than radon in air. The distance that radon moves before most of it decays is less than 1 inch in water-saturated rocks or soils, but it is as much as 6 feet through dry rocks or soils. Because water also tends to flow much more slowly through soil pores and rock fractures than does air, radon travels shorter distances in wet soils than in dry soils before it decays.

For these reasons, homes in areas with drier, highly permeable soils and bedrock, such as hill slopes, mouths and bottoms of canyons, coarse glacial deposits, and fractured or cavernous bed rock, may have high levels of indoor radon. Even if the radon content of the air in the soil or fracture is in the normal range (200-2,000 pCi/L), the permeability of these areas permits radon-bearing air to move greater distances before it decays and thus contributes to high indoor radon.

Radon entry into buildings

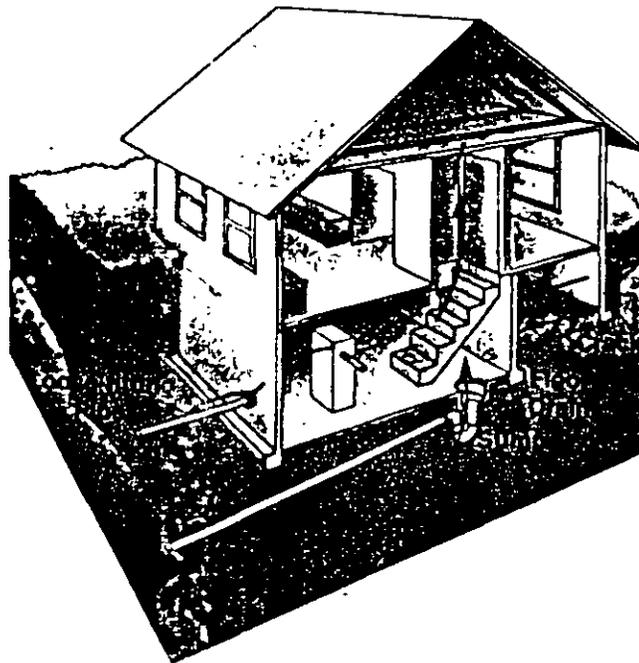
Radon moving through soil pore spaces and rock fractures near the surface of the earth usually escapes into the atmosphere. Where a house is present, however, soil air often flows toward its foundation for three reasons: differences in air pressure between the soil and the house, the presence of openings in the house's foundation, and increases in permeability around the basement (if one is present).

In constructing a house with a basement, a hole is dug, footings are set, and coarse gravel is usually laid down as a base for the basement slab. Then, once the basement walls have been built, the gap between the basement walls and the ground outside is filled with material that often is more permeable than the original ground. This filled gap is called a disturbed zone.

Radon moves into the disturbed zone and the gravel bed underneath from the surrounding soil. The backfill material in the disturbed zone is commonly rocks and soil from the foundation site, which also generate and release radon. The amount of radon in the disturbed zone and gravel bed depends on the amount of uranium present in the rock at the site, the type and permeability of soil surrounding the disturbed zone and underneath the gravel bed, and the soil's moisture content.

The air pressure in the ground around most houses is often greater than the air pressure inside the house. Thus, air tends to move from the disturbed zone and gravel bed into the house through openings in the house's foundation. All house foundations have openings such as cracks, utility entries, seams between foundation walls and slabs, sumps, permeable foundation materials, and uncovered soil in crawl spaces and basements.

Most houses draw less than one percent of their indoor air from the soil, the remainder comes from outdoor air, which is generally quite low in radon. Houses with low indoor air pressures, poorly sealed foundations, and several entry points for soil air, however, may draw as much as 20 percent of their indoor air from the soil. Even if the soil air has only moderate levels of radon, levels inside the house may be very high.



Radon can enter a house through many paths.

REACTORES NUCLEARES

UN REACTOR NUCLEAR CONSTA DE TRES ELEMENTOS PRINCIPALES:

EL COMBUSTIBLE, EL MODERADOR Y EL FLUIDO REFRIGERANTE

EL COMBUSTIBLE NUCLEAR SE OBTIENE A PARTIR DE LA FISIÓN DEL URANIO. EL URANIO SE UTILIZA EN SU FORMA NATURAL CONTENIENDO UN 0.7% DE URANIO-235 O BIEN EN FORMA DE URANIO ENRIQUECIDO, AL QUE ARTIFICIALMENTE SE ELEVA LA CONCENTRACIÓN HASTA UN 3 Ó 4%. EL URANIO NATURAL SE COLOCA EN LOS REACTORES EN FORMA DE URANIO METÁLICO O DE ÓXIDO DE URANIO, DISPUESTO EN BARRAS COMPACTAS O TUBOS CORTOS DE VARIOS CENTÍMETROS DE DIÁMETRO Y LONGITUD.

EL MODERADOR ES EL QUE HACE POSIBLE LA REACCIÓN NUCLEAR. PARA QUE EL CHOQUE DE UN NEUTRON PUEDA PRODUCIR UNA FISIÓN ES PRECISO QUE LA VELOCIDAD DEL NEUTRON SEA DEL ORDEN DE 2 KM/SEG. CUANDO EL NEUTRON SALE DEL NÚCLEO FISIONADO LLEVA UNA VELOCIDAD DE 20,000 KM/SEG. LA FUNCIÓN DEL MODERADOR ES FRENAR NEUTRONES SIN ABSORVERLOS, EL MATERIAL DE LOS MODERADORES ES GENERALMENTE GRAFITO, AGUA PESADA Y ALGUNOS LÍQUIDOS ORGÁNICOS.

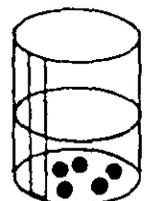
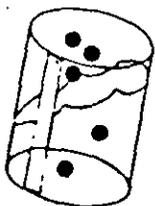
EL FLUIDO REFRIGERANTE TIENE COMO FUNCIÓN EVACUAR EL CALOR PRODUCIDO POR EL COMBUSTIBLE PARA PRODUCIR VAPOR.

Radon in water

Radon can also enter homes through their water systems. Water in rivers and reservoirs usually contains very little radon, because it escapes into the air, so homes that rely on surface water usually do not have a radon problem from their water. In big cities, water processing in large municipal systems aerates the water, which allows radon to escape, and also delays the use of water until most of the remaining radon has decayed.

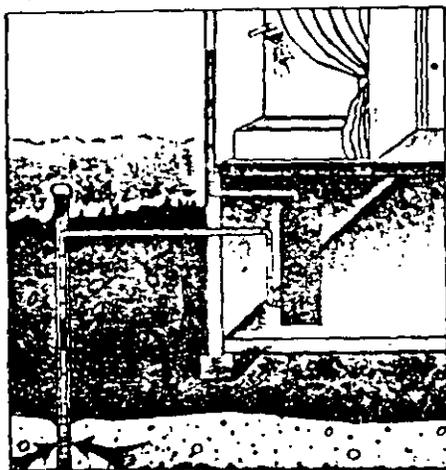
In many areas of the country, however, ground water is used as the main water supply for homes and communities. These small public water works and private domestic wells often have closed systems and short transit times that do not remove radon from the water or permit it to decay. This radon escapes from the water to the indoor air as people take showers, wash clothes or dishes, or otherwise use water. In general, house water with 10,000 pCi/L of radon contributes about 1 pCi/L to the level of radon in the indoor air.

The areas most likely to have problems with radon in ground water are areas that have high levels of uranium in the underlying rocks. For example, granites in various parts of the United States have resulted in high levels of radon in ground water that is supplied to private water supplies.



Radon escapes from water when it is agitated

In areas where the main water supply is from private wells and small public water works, radon in ground water can add 1 pCi/L to the indoor air radon level



Radon Potential

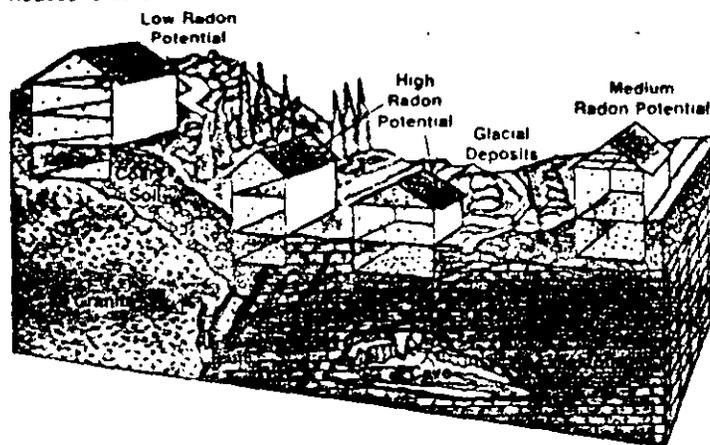


You can get an idea as to how concerned you should be about radon in your house by learning about the geology of the site and its radon potential. If your house is in an area with a high potential for radon, then chances are that your house has an indoor radon problem. However, as we have discussed, the way a house is built can increase the risk—so even in areas of low radon potential, some houses can have unhealthy radon levels.

Scientists evaluate the radon potential of an area and create a radon potential map by using a variety of data. These data include the uranium or radium content of the soils and underlying rocks and the permeability and moisture content of the soils. Usually maps of these factors are not available, and other indirect sources of information about these factors, such as geologic maps, maps of surface radioactivity, and soil maps, are used.

Another type of information that scientists use in determining the radon potential of an area is radon measurements of local soil air. Existing indoor radon data for homes also are useful. These data are the most direct information available about indoor radon potential, even though the houses that have been sampled may not be typical for the area and exact location information for measured houses is seldom available.

Knowing the types of rock and soil at a site helps a geologist determine its radon potential

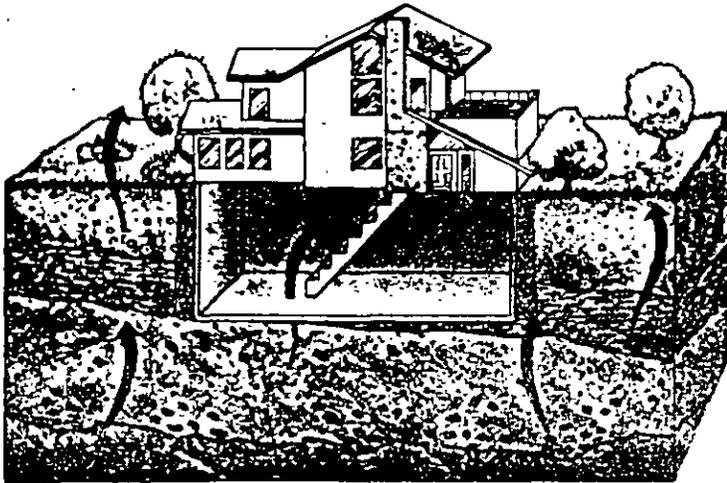


Preface



High levels of indoor radon are found in every State. We know from medical and environmental studies that radon can be a health risk, primarily as a cause of lung cancer. Radon comes from the soil, rock, and water around us. Because levels of radon vary from place to place and because houses differ in their vulnerability to radon, it is important that all houses be measured for radon. This booklet presents important geological information about radon; how it forms, the kinds of rocks and soils it comes from, and how it moves through the ground or is carried by water into buildings. Also this booklet explains the way geologists estimate the radon potential of an area, be it a State, a county, or your neighborhood. Finally it tells where you can get more information about radon.

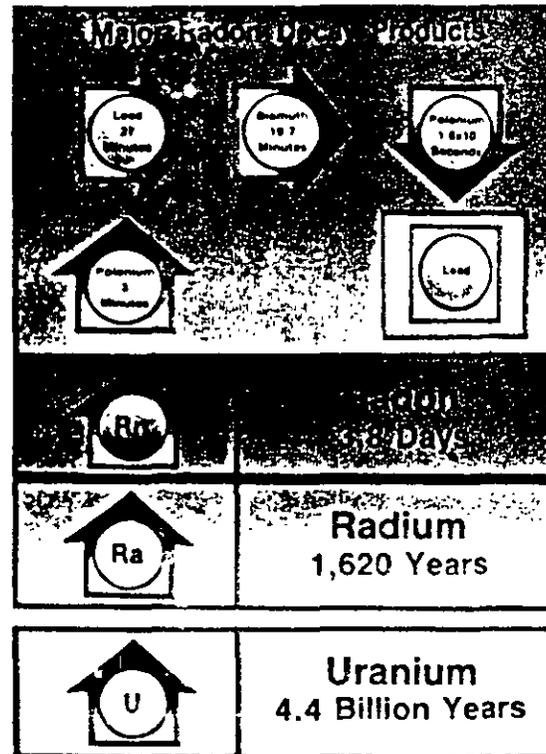
Radon gas, a radioactive product of uranium, can reach high levels in some houses, depending on the local geology and house construction.



What Is Radon?



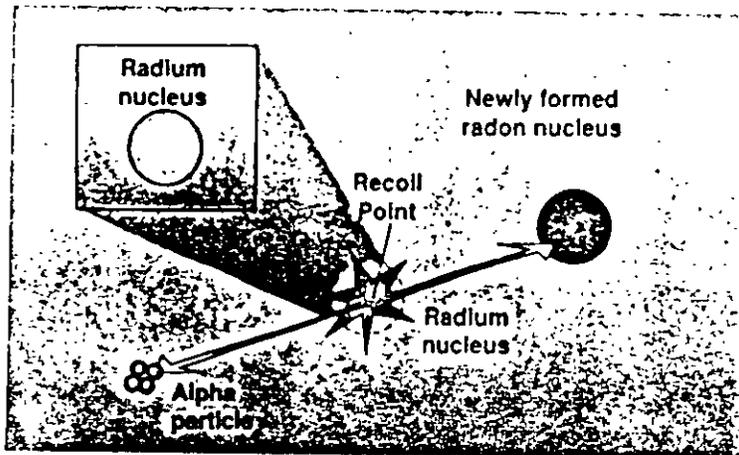
Radon is a gas produced by the radioactive decay of the element radium. Radioactive decay is a natural, spontaneous process in which an atom of one element decays or breaks down to form another element by losing atomic particles (protons, neutrons, or electrons). When solid radium decays to form radon gas, it loses two protons and two neutrons. These two protons and two neutrons are called an alpha particle, which is a type of radiation. The elements that produce radiation are called radioactive. Radon itself is radioactive because it also decays, losing an alpha particle and forming the element polonium.



Radon formation

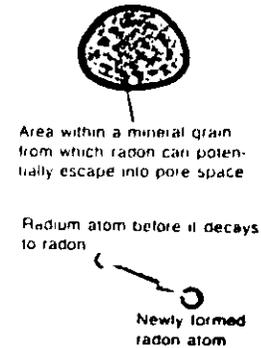
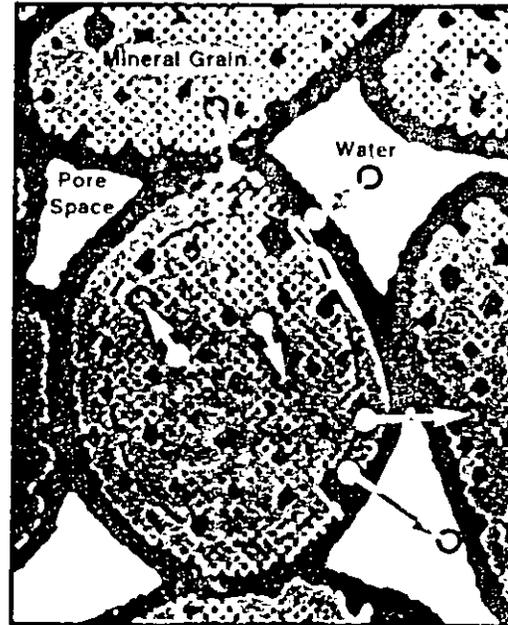
Just as uranium is present in all rocks and soils, so are radon and radium because they are daughter products formed by the radioactive decay of uranium.

Each atom of radium decays by ejecting from its nucleus an alpha particle composed of two neutrons and two protons. As the alpha particle is ejected, the newly formed radon atom recoils in the opposite direction, just as a high-powered rifle recoils when a bullet is fired. Alpha recoil is the most important factor affecting the release of radon from mineral grains.



A radium atom decays to radon by releasing an alpha particle, containing two neutrons and two protons, from its nucleus.

The location of the radium atom in the mineral grain (how close it is to the surface of the grain) and the direction of the recoil of the radon atom (whether it is toward the surface or the interior of the grain) determine whether or not the newly formed radon atom enters the pore space between mineral grains. If a radium atom is deep within a big grain, then regardless of the direction of recoil, it will not free the radon from the grain, and the radon atom will remain embedded in the mineral. Even when a radium atom is near the surface of a grain, the recoil will send the radon



Area within a mineral grain from which radon can potentially escape into pore space

Radium atom before it decays to radon

Newly formed radon atom

Most of the radon produced within a mineral grain remains embedded in the grain; only 10 to 50 percent escapes to enter the pore space. If water is present in the pore space, the radon atom can more easily remain in the pore space; if the pore space is dry, the radon atom may shoot across the pore and embed in another grain where it cannot move.

atom deeper into the mineral if the direction of recoil is toward the grain's core. However, the recoil of some radon atoms near the surface of a grain is directed toward the grain's surface. When this happens, the newly formed radon leaves the mineral and enters the pore space between the grains or the fractures in the rocks.

The recoil of the radon atom is quite strong. Often newly formed radon atoms enter the pore space, cross all the way through the pore space, and become embedded in nearby mineral grains. If water is present in the pore space, however, the moving radon atom slows very quickly and is more likely to stay in the pore space.

For most soils, only 10 to 50 percent of the radon produced actually escapes from the mineral grains and enters the pores. Most soils in the United States contain between 0.33 and 1 pCi of radium per gram of mineral matter and between 200 and 2,000 pCi of radon per liter of soil air.

DISTRIBUCION GEOLOGICA DEL RADON

Su distribución en distintos tipos de acuíferos, ha sido estudiada por Michel, 1987, quien determinó que las mayores concentraciones de radón, en acuíferos compuestos por rocas ígneas y metamórficas, están en función del contenido de Uranio en el acuífero y el patrón de flujo subterráneo. Los niveles más altos se han encontrado, como es de esperarse, en acuíferos compuestos por rocas intrusivas de composición félsica.

El Radón contenido en agua subterránea emplazada en rocas metamórficas, varía ampliamente y se ha encontrado que no hay relación aparente, entre su concentración y el grado de metamorfismo. No obstante, en algunos estudios se ha determinado que el alto grado de metamorfismo se relaciona a altas concentraciones de Radón, como lo es en terrenos donde se han desarrollado pegmatitas con mineralización de Uranio, así como también en esquistos y gneiss, que por su mineralogía presentan niveles de Radón más altos que las rocas metasedimentarias.

DISTRIBUCION GEOLOGICA DEL RADON

En los acuíferos granulares, compuestos por arenas de cuarzo principalmente, el uranio presente es casi nulo, debido a que esas unidades han pasado por un largo proceso de intemperismo y transporte, lo que propicia que se presente escasa concentración de radón. Sin embargo pueden existir areniscas que alojen yacimientos de uranio de tipo secundario, que ha sido depositado a partir del agua subterránea en un medio reductor.

Las arcosas generalmente provienen de sedimentos producto del intemperismo y disgregación de rocas graníticas, los cuales no han sido transportados muy lejos de la roca madre, por lo tanto un intenso intemperismo químico ha alterado los feldespatos a arcillas, que fijan parte del Uranio original. Estos acuíferos contienen concentraciones de Radón que dependerán de la distancia a los ambientes de depósito y procesos por los que hayan pasado los sedimentos que los componen, así como a las características hidráulicas del acuífero, (K y S).

DISTRIBUCION GEOLOGICA DEL RADON

La distribución geológica del Radón esta directamente relacionada con la geoquímica del Uranio y del Torio. En la fusión parcial y cristalización fraccionada del magma, el Uranio y el Torio se concentran en la fase líquida y se incorporan en los productos más ricos en sílice. Por este motivo, las rocas igneas, (aquellas que se forman por la solidificación de una lava o magma) de composición granítica están fuertemente enriquecidas en Uranio y Torio, en comparación con rocas de composición basáltica y ultramáfica, (Faure, 1986).

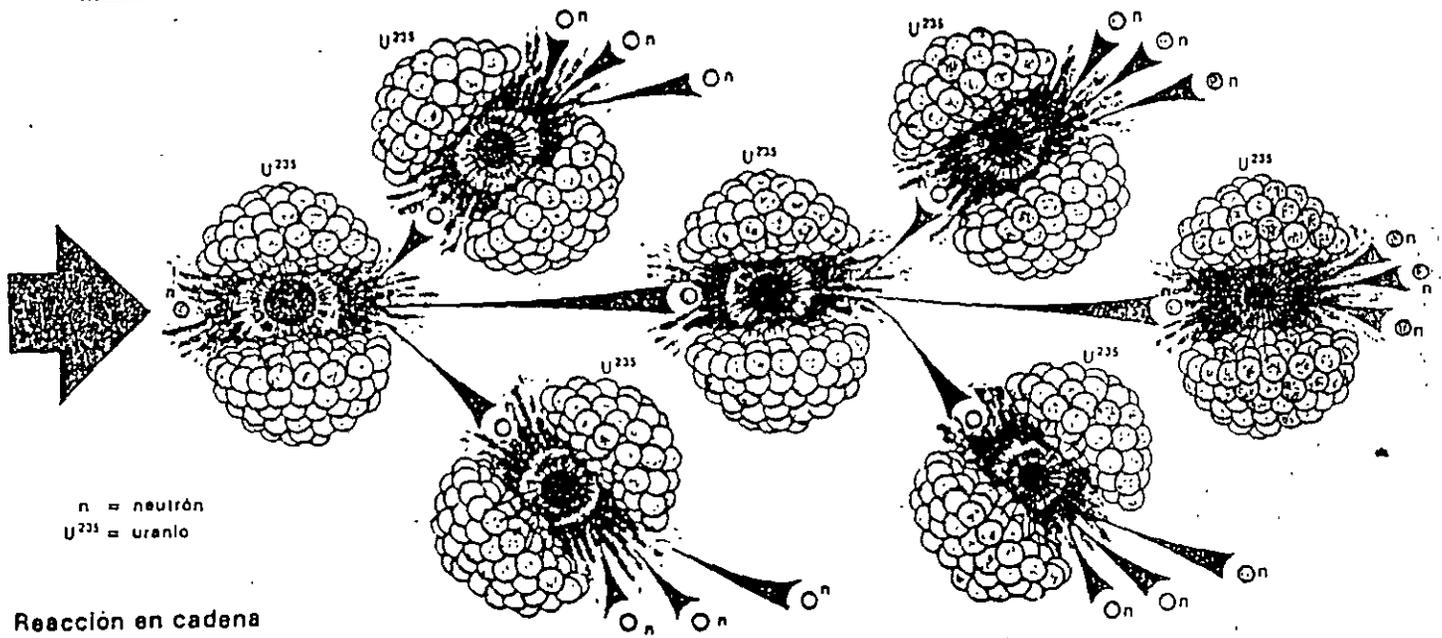
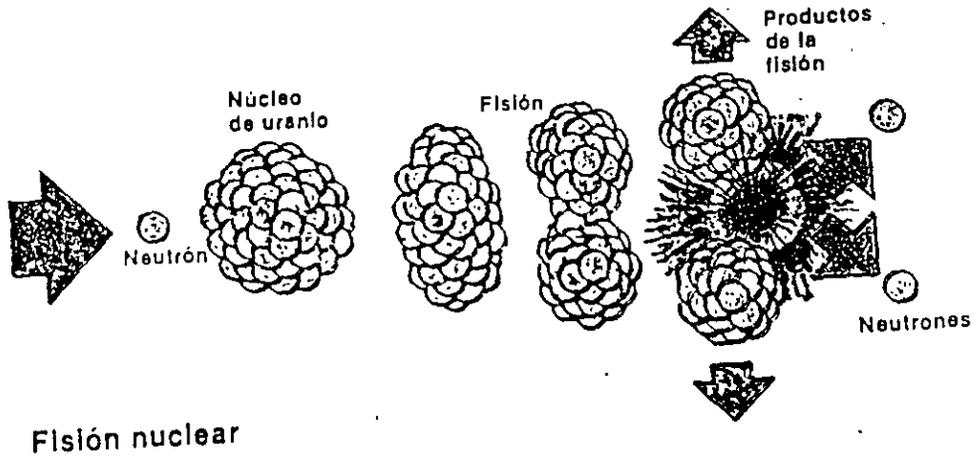
GENERALIDADES DEL RADÓN-222.

El Radón-222 es un gas inerte radiactivo, que pertenece al grupo de los gases nobles. Tiene el más alto punto de fusión y ebullición, así como temperatura y presión críticas, (Cothorn, 1987). Ocurre naturalmente como parte de la cadena de desintegración del Uranio, de donde se derivan sus tres isótopos naturales.

Debido a su vida media y subproducto de decaimiento, el isótopo más importante de analizar es el Radón-222. Es incoloro, inodoro, y químicamente inerte. Debido a sus característica de emisión radiactiva y solubilidad en agua, es utilizado como trazador en el área hidrogeológica.

RELATIVE ABUNDANCES AND WEIGHTS OF NATURALLY OCCURRING ISOTOPES

m.	AMU	Isotopic Comp. (at.%)	Elem.	AMU	Isotopic Comp. (at.%)	Elem.	AMU	Isotopic Comp. (at.%)	Elem.	AMU	Isotopic Comp. (at.%)
H ¹	1.007825	99.985	Zn ⁶⁷	66.927129	4.1	Sn ¹¹³	114.903348	0.36	Dy ¹⁶⁴	163.929171	28.2
H ²	2.0140	0.015	Zn ⁶⁸	67.924846	18.8	Sn ¹¹⁴	115.901747	14.53	Ho ¹⁶⁵	164.930319	100
He ³	3.01608	0.000138	Zn ⁷⁰	69.925325	0.6	Sn ¹¹⁷	116.902956	7.68	Er ¹⁶²	161.928775	0.14
H	4.00260	99.999862	Ga ⁶⁹	68.925580	60.1	Sn ¹¹⁸	117.901609	24.22	Er ¹⁶⁴	163.929198	1.61
Li	6.015121	7.5	Ga ⁷¹	70.924700	39.9	Sn ¹¹⁹	118.903310	8.58	Er ¹⁶⁶	165.930290	33.6
Li ⁷	7.016003	92.5	Ge ⁷⁰	69.924250	20.5	Sn ¹²⁰	119.902200	32.59	Er ¹⁶⁷	166.932046	22.95
Be ⁹	9.012182	100	Ge ⁷²	71.922079	27.4	Sn ¹²²	121.903440	4.63	Er ¹⁶⁸	167.932368	26.8
B ¹⁰	10.012937	19.9	Ge ⁷³	72.923463	7.8	Sn ¹²⁴	123.905274	5.79	Er ¹⁷⁰	169.935461	14.9
B ¹¹	11.009305	80.1	Ge ⁷⁴	73.921177	36.5	Sb ¹²¹	120.903821	57.3	Tm ¹⁶⁹	168.934212	100
C ¹²	12.000000	98.90	Ge ⁷⁶	75.921401	7.8	Sb ¹²³	122.904216	42.7	Yb ¹⁶⁴	167.933891	0.13
C ¹³	13.003355	1.10	As ⁷⁵	74.921591	100	Te ¹²⁰	119.904048	0.096	Yb ¹⁷⁰	169.934759	3.05
N ¹⁴	14.003074	99.634	Se ⁷⁴	73.922475	0.9	Te ¹²²	121.903054	2.60	Yb ¹⁷¹	170.936323	14.3
N ¹⁵	15.000108	0.366	Se ⁷⁶	75.919212	9.0	Te ¹²³	122.904271	0.908	Yb ¹⁷²	171.936376	21.9
O ¹⁶	15.999415	99.762	Se ⁷⁷	76.919912	7.6	Te ¹²⁴	123.902823	4.816	Yb ¹⁷³	172.938208	16.12
O ¹⁷	16.999131	0.038	Se ⁷⁸	77.917301	23.6	Te ¹²⁵	124.904433	7.14	Yb ¹⁷⁴	173.938859	31.8
O ¹⁸	17.999160	0.200	Se ⁸⁰	79.916520	49.7	Te ¹²⁶	125.903314	18.95	Yb ¹⁷⁶	175.942564	12.7
F ¹⁹	18.998403	100	Se ⁸²	81.916698	9.2	Te ¹²⁸	127.904463	31.69	Lu ¹⁷⁵	174.940770	97.41
Ne ²⁰	19.992435	90.51	Br ⁷⁹	78.918336	50.69	Te ¹³⁰	129.906229	33.80	Lu ¹⁷⁶	175.942679	2.59
Ne ²¹	20.993843	0.27	Br ⁸¹	80.916289	49.31	I ¹²⁷	126.904473	100	Hf ¹⁷⁴	173.940041	0.162
Ne ²²	21.991383	9.22	Kr ⁷⁸	77.920397	0.35	Xe ¹²⁴	123.905894	0.10	Hf ¹⁷⁶	175.941406	5.206
Na ²³	22.989767	100	Kr ⁸⁰	79.916380	2.25	Xe ¹²⁶	125.904281	0.09	Hf ¹⁷⁷	176.943211	18.606
Mg ²⁴	23.985042	78.99	Kr ⁸²	81.913482	11.6	Xe ¹²⁸	127.903531	1.91	Hf ¹⁷⁸	177.943696	27.297
Mg ²⁵	24.985837	10.00	Kr ⁸³	82.914135	11.5	Xe ¹²⁹	128.904780	26.4	Hf ¹⁷⁹	178.945812	13.629
Mg ²⁶	25.982593	11.01	Kr ⁸⁴	83.911507	57.0	Xe ¹³⁰	129.903509	4.1	Hf ¹⁸⁰	179.946545	35.100
Al ²⁷	26.98154	100	Kr ⁸⁶	85.910616	17.3	Xe ¹³¹	130.905072	21.2	Ta ¹⁸⁰	179.947462	0.012
Si ²⁸	27.976927	92.23	Rb ⁸⁵	84.911794	72.165	Xe ¹³²	131.904144	26.9	Ta ¹⁸¹	180.947992	99.988
Si ²⁹	28.976495	4.67	Rb ⁸⁷	86.909187	27.835	Xe ¹³⁴	133.905395	10.4	W ¹⁸⁰	179.946701	0.13
Si ³⁰	29.973770	3.10	Sr ⁸⁴	83.913430	0.56	Xe ¹³⁶	135.907214	8.9	W ¹⁸²	181.948202	26.3
S ³²	31.972070	95.02	Sr ⁸⁶	85.909267	9.86	Cs ¹³³	132.905429	100	W ¹⁸³	182.950220	14.3
S ³³	32.971456	0.75	Sr ⁸⁷	86.908881	7.00	Ba ¹³⁰	29.906282	0.106	W ¹⁸⁴	183.950928	30.67
S ³⁴	33.967866	4.21	Sr ⁸⁸	87.905619	82.58	Ba ¹³²	131.905042	0.101	W ¹⁸⁶	185.954357	28.6
S ³⁶	35.967080	0.22	Y ⁸⁹	88.905849	100	Ba ¹³⁴	133.904486	2.417	Re ¹⁸⁵	184.952951	37.40
Cl ³⁵	34.968852	75.77	Zr ⁹⁰	89.904703	51.45	Ba ¹³⁵	134.905665	6.592	Re ¹⁸⁷	186.955744	62.60
Cl ³⁷	36.965903	24.23	Zr ⁹¹	90.905644	11.22	Ba ¹³⁶	135.904553	7.854	Os ¹⁸⁴	183.952488	0.02
F	35.967515	0.337	Zr ⁹²	91.905039	17.15	Ba ¹³⁷	136.905812	11.23	Os ¹⁸⁶	185.953850	1.58
A	37.962732	0.063	Zr ⁹⁴	93.906314	17.38	Ba ¹³⁸	137.905232	71.70	Os ¹⁸⁷	186.955741	1.6
Ar ⁴⁰	39.962384	99.60	Zr ⁹⁶	95.908275	2.80	La ¹³⁸	137.907105	0.09	Os ¹⁸⁸	187.955860	13.3
K ³⁹	38.963707	93.2581	Nb ⁹³	92.906377	100	La ¹³⁹	138.906346	99.91	Os ¹⁸⁹	188.958137	16.1
K ⁴⁰	39.963999	0.0117	Mo ⁹²	91.905085	14.84	Ce ¹³⁶	135.90740	0.19	Os ¹⁹⁰	189.958436	26.4
K ⁴¹	40.961825	6.7302	Mo ⁹⁴	93.906813	9.25	Ce ¹³⁸	137.905985	0.25	Os ¹⁹²	191.961467	41.0
Ca ⁴⁰	39.962591	96.941	Mo ⁹⁵	94.905840	15.92	Ce ¹⁴⁰	139.905433	88.48	Ir ¹⁹¹	190.960584	37.3
Ca ⁴²	41.958618	0.647	Mo ⁹⁶	95.904678	16.68	Ce ¹⁴²	141.90241	11.08	Ir ¹⁹³	192.962917	62.7
Ca ⁴³	42.958766	0.135	Mo ⁹⁷	96.906020	9.55	Pr ¹⁴¹	140.907647	100	Pt ¹⁹⁰	189.959917	0.01
Ca ⁴⁴	43.955480	2.086	Mo ⁹⁸	97.905406	24.13	Nd ¹⁴²	141.907719	27.13	Pt ¹⁹²	191.961019	0.79
Ca ⁴⁶	45.953689	0.004	Mo ¹⁰⁰	99.907477	9.63	Nd ¹⁴³	142.909810	12.18	Pt ¹⁹⁴	193.962655	32.9
Ca ⁴⁸	47.952533	0.187	Tc	-	-	Nd ¹⁴⁴	143.910083	23.80	Pt ¹⁹⁵	194.961766	33.8
Sc ⁴⁵	44.955910	100	Ru ⁹⁶	95.907599	5.52	Nd ¹⁴⁵	144.912570	8.30	Pt ¹⁹⁶	195.964926	25.3
Ti ⁴⁶	45.952629	8.0	Ru ⁹⁸	97.905287	1.87	Nd ¹⁴⁶	145.913113	17.19	Pt ¹⁹⁸	197.967869	7.2
Ti ⁴⁷	46.951764	7.3	Ru ⁹⁹	98.905939	17.1	Nd ¹⁴⁸	147.916889	5.76	Au ¹⁹⁷	196.966543	100
Ti ⁴⁸	47.947947	73.8	Ru ¹⁰⁰	99.904219	12.6	Nd ¹⁵⁰	149.920887	5.64	Hg ¹⁹⁶	195.965807	0.34
Ti ⁴⁹	48.947871	5.5	Ru ¹⁰¹	100.905582	7.0	Pm	-	-	Hg ¹⁹⁸	197.966743	10.02
Ti ⁵⁰	49.944792	5.4	Ru ¹⁰²	101.904348	31.6	Sm ¹⁴⁴	143.911998	3.1	Hg ¹⁹⁹	198.968251	16.84
V ⁵⁰	49.947161	0.250	Ru ¹⁰⁴	103.90542	18.7	Sm ¹⁴⁷	146.914895	15.0	Hg ²⁰⁰	199.968300	23.13
V ⁵¹	50.943962	99.750	Rh ¹⁰³	102.90550	100	Sm ¹⁴⁸	147.914820	11.3	Hg ²⁰¹	200.970277	13.22
Cr ⁵⁰	49.946046	4.345	Pd ¹⁰²	101.90561	1.020	Sm ¹⁴⁹	148.917181	13.8	Hg ²⁰²	201.970617	29.80
Cr ⁵²	51.940509	83.789	Pd ¹⁰⁴	103.90429	11.14	Sm ¹⁵⁰	149.917273	7.4	Hg ²⁰⁴	203.973167	6.85
Cr ⁵³	52.940651	9.501	Pd ¹⁰⁵	104.905079	22.33	Sm ¹⁵²	151.919729	26.7	Tl ²⁰³	202.972320	29.521
Cr ⁵⁴	53.938882	2.365	Pd ¹⁰⁶	105.903478	27.33	Sm ¹⁵⁴	153.922206	22.7	Tl ²⁰⁵	204.974401	70.476
Mn ⁵⁴	54.938047	100	Pd ¹⁰⁸	107.903895	26.46	Eu ¹⁵¹	150.919847	47.8	Pb ²⁰⁴	203.973020	1.4
Fe ⁵⁴	53.939612	5.8	Pd ¹¹⁰	109.905167	11.72	Eu ¹⁵³	152.921225	52.2	Pb ²⁰⁶	205.974440	24.1
Fe ⁵⁶	55.934939	91.72	Ag ¹⁰⁷	106.905092	51.839	Gd ¹⁵²	151.919786	0.20	Pb ²⁰⁷	206.975872	22.1
Fe ⁵⁷	56.935396	2.2	Ag ¹⁰⁹	108.904757	48.161	Gd ¹⁵⁴	153.920861	2.18	Pb ²⁰⁸	207.976627	52.4
Fe ⁵⁸	57.933277	0.28	Cd ¹⁰⁶	105.906461	1.25	Gd ¹⁵⁶	154.922618	14.80	Bi ²⁰⁹	208.980374	100
Co ⁵⁹	58.933198	100	Cd ¹⁰⁸	107.904176	0.89	Gd ¹⁵⁸	155.922118	20.47	Po ¹	-	-
Ni ⁵⁸	57.935346	68.27	Cd ¹¹⁰	109.903005	12.49	Gd ¹⁵⁷	156.923956	15.65	Ar	-	-
Ni ⁶⁰	59.930788	26.10	Cd ¹¹¹	110.904182	12.80	Gd ¹⁵⁸	157.924099	24.84	Rn	-	-
Ni ⁶¹	60.931058	1.13	Cd ¹¹²	111.902758	24.13	Gd ¹⁶⁰	159.927049	21.86	Fr	-	-
Ni ⁶²	61.928346	3.59	Cd ¹¹³	112.904400	12.22	Tb ¹⁵⁹	158.925342	100	Ra	-	-
Ni ⁶⁴	63.927968	0.91	Cd ¹¹⁴	113.903357	28.73	Dy ¹⁵⁶	155.925277	0.06	Ac	-	-
Cu ⁶³	62.939598	69.17	Cd ¹¹⁶	115.904754	7.49	Dy ¹⁵⁸	157.924403	0.10	Th ²³²	232.038064	100
Cu ⁶⁵	64.927793	30.83	In ¹¹³	112.904061	4.3	Dy ¹⁶⁰	159.925193	2.34	Pa	-	-
Zn ⁶⁴	63.929145	48.6	In ¹¹⁵	114.903880	95.7	Dy ¹⁶¹	160.926930	18.9	U ²³⁴	234.040946	0.0055
Zn ⁶⁶	65.926034	27.9	Sn ¹¹²	111.904826	0.97	Dy ¹⁶²	161.926795	25.5	U ²³⁵	235.043921	0.720
			Sn ¹¹⁴	113.902784	0.65	Dy ¹⁶³	162.928728	24.9	U ²³⁸	238.050784	99.2745



ENERGIA TÉRMICA Y CALORÍFICA

LA FUENTE MÁS IMPORTANTE EN ESTE TIPO DE ENERGÍA ES EL SOL. LOS HIDROCARBUROS Y EL CARBÓN SON OTRA FUENTE DE ENERGÍA TÉRMICA QUE LIBERAN CALOR AL QUEMARSE, LAS RESERVAS DETECTADAS GARANTIZAN SU DISPONIBILIDAD HASTA LOS PRIMEROS LUSTROS DEL PRÓXIMO SIGLO.

LA MODERNA FUENTE DE ENERGÍA TÉRMICA ES EL NÚCLEO DEL ÁTOMO. A PRINCIPIOS DE ESTE SIGLO ALBERT EINSTEIN POSTULÓ QUE TODO EL UNIVERSO ES ENERGÍA; QUE LA ENERGÍA Y LA MATERIA SON LA MISMA COSA EXPRESANDO LA SIGUIENTE RELACIÓN A ESTE POSTULADO:

$$E = MC^2$$

SE REALIZARON EXPERIMENTOS QUE CULMINARON CON LA FISION O RUPTURA DE NÚCLEOS DE ÁTOMOS DE URANIO-235 LOGRANDO QUE UNA PEQUEÑA PARTE DE MATERIA SE TRANSFORMARA EN ENERGÍA TÉRMICA LOGRANDO CORROBORAR LAS TEORÍAS DE EINSTEIN.

EL ÁTOMO ESTÁ FORMADO POR PROTONES, ELECTRONES Y NEUTRONES. EL NÚMERO DE PROTONES QUE CONTIENE EL NÚCLEO DE UN ÁTOMO DETERMINA EL NUMERO ATOMICO Y ES IGUAL AL NÚMERO DE ELECTRONES ORBITALES. EL NÚMERO DE PROTONES Y NEUTRONES SE CONOCE COMO MASA ATOMICA.

EN LA NATURALEZA EXISTEN 272 ÁTOMOS ESTABLES CON MASAS ATOMICAS DIFERENTES QUE DAN LUGAR A LOS 103 ELEMENTOS.

CADA ELEMENTO ESTÁ FORMADO POR EL MISMO NUMERO ATOMICO PERO PUEDE TENER DIFERENTE MASA ATOMICA, A ESTOS ELEMENTOS SE LES CONOCE CON EL NOMBRE DE ISOTOPOS.

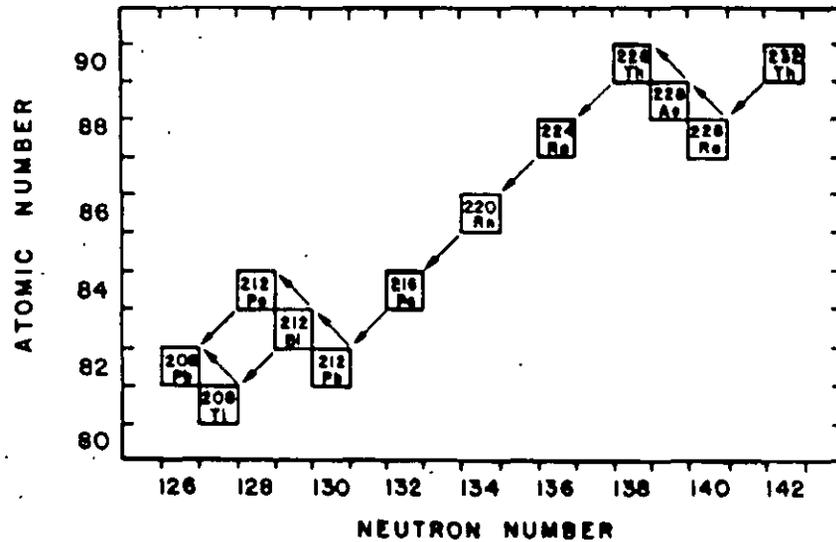
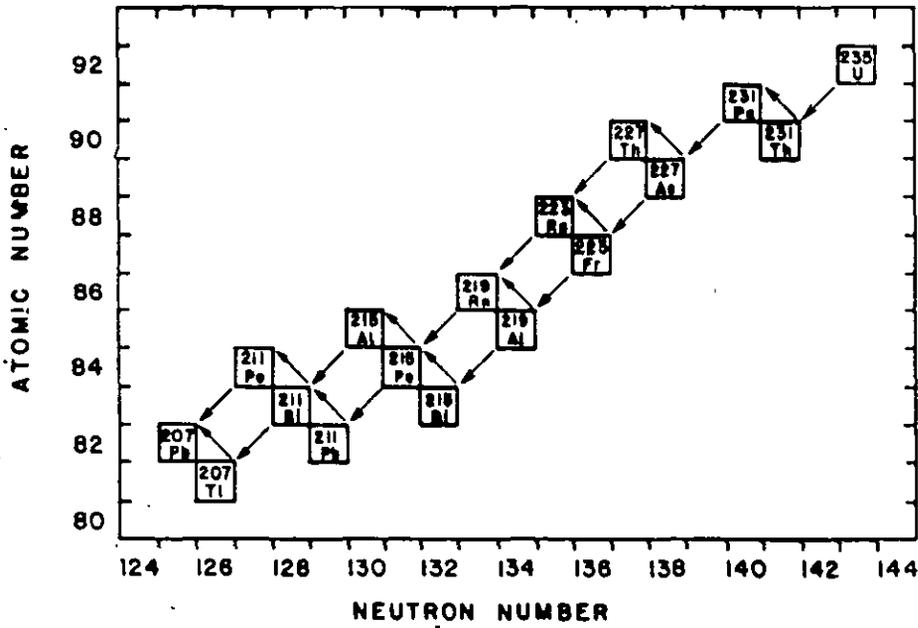
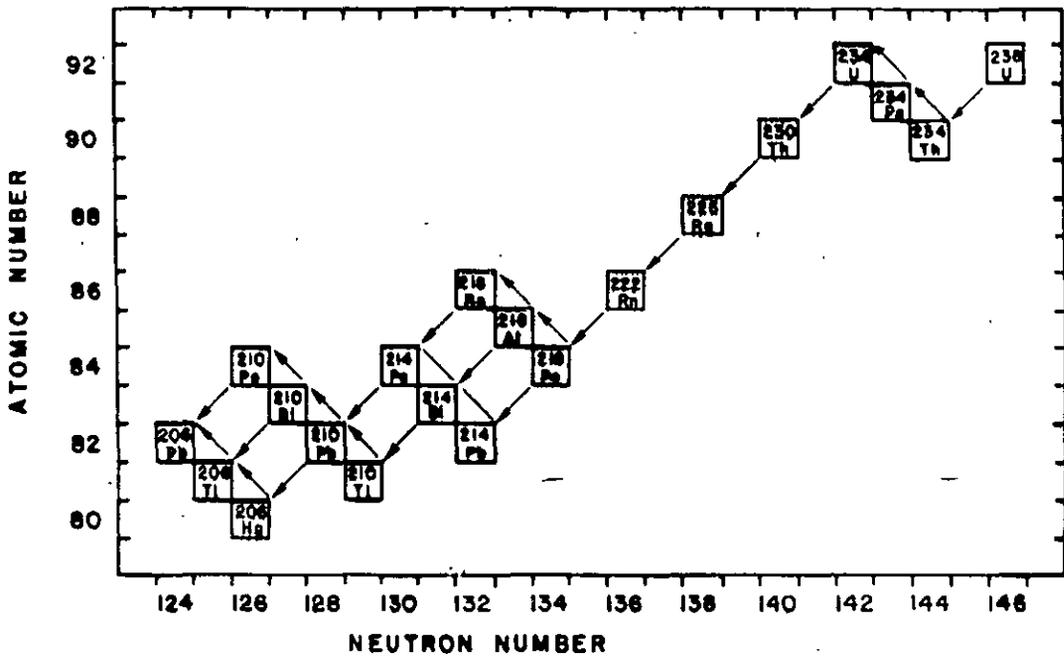
EN LOS EXPERIMENTOS SOBRE RADIOACTIVIDAD EN ELEMENTOS TALES COMO URANIO, POLONIO Y RADIO, LLEVADOS A CABO A FINES DEL SIGLO PASADO POR HENRI BECQUEREL Y LOS CURIE CONDUJERON AL DESCUBRIMIENTO DEL FENÓMENO DE LA TRANSMUTACION DE UN ÁTOMO EN OTRO DIFERENTE A PARTIR DE UNA DESINTEGRACION ESPONTANEA LA CUAL OCURRÍA CON GRAN DESPRENDIMIENTO DE ENERGÍA.

ESTOS EXPERIMENTOS Y LA PROPUESTA DE EINSTEIN CONDUJERON A QUE SI SE LOGRABA DESINTEGRAR A VOLUNTAD LOS ÁTOMOS DE ALGÚN ELEMENTO SE LOGRARÍAN OBTENER CANTIDADES FABULOSAS DE ENERGIA.

EN 1938 SE COMPROBÓ EL FENÓMENO DE FISIÓN NUCLEAR, BOMBARDEANDO CON NEUTRONES A NUCLEOS DE URANIO-235. EN ESTA REACCIÓN CADA NÚCLEO SE PARTE EN DOS NÚCLEOS DE MASAS INFERIORES, EMITIENDO RADIACIONES, Y LIBERANDO ENERGÍA QUE SE MANIFIESTA EN FORMA TERMICA Y EMITIENDO DOS O TRES NUEVOS NEUTRONES.

ENRICO FERMI TRATÓ DE MANTENER Y CONTROLAR UNA REACCIÓN NUCLEAR UTILIZANDO LOS NEUTRONES PRODUCIDOS EN LA FISIÓN NUCLEAR PARA FISIONAR A SU VEZ OTROS NÚCLEOS DEL MISMO ISÓTOPO PRODUCIENDO CON ÉSTO UNA REACCION EN CADENA.

ESTOS DESCUBRIMIENTOS TUVIERON COMO PRIMERA APLICACIÓN LA MANUFACTURA DE BOMBAS ATOMICAS QUE FUERON UTILIZADAS DURANTE LA SEGUNDA GUERRA MUNDIAL.



MINI-GLOSARIO

-ROCAS FELSICAS LLAMADAS TAMBIEN ROCAS ACIDAS.

-ROCAS MAFICAS LLAMADAS TAMBIEN BASICAS

-EN LA MODALIDAD DE EXTRUSIVAS ESTAN LA RIOLITA COMO ACIDA Y EL BASALTO COMO BASICA.

-EN LA MODALIDAD DE INTRUSIVAS ESTAN EL GRANITO COMO ACIDO Y EL GABRO COMO BASICA

-PEGMATITAS SON ROCAS QUE SE ORIGINAN A GRANDES PROFUNDIDADES.

-ESQUISTOS Y GNEISS SON ROCAS PRODUCTO DE METAMORFISMO REGIONAL, LA DIFERENCA ENTRE ELLAS ES SU FORMACION A DIFERENTES PRESIONES, UNO PUEDE TRANSFORMARSE EN EL OTRO. SON ROCAS FOLIADAS, DE MANERA NATURAL A PARTIR DEL PRIMERO SE FORMA EL SEGUNDO. SU ORIGEN PUEDE SER IGNEO O SEDIMENTARIO.

-ARENISCAS ESTE TIPO DE ROCAS SEDIMENTARIAS ESTAN DIVIDIDAS EN TRES GRUPOS:

-ARENISCA DE CUARZO O CUARCITA, MAYOR CONTENIDO DE CUARZO.

-ARCOSAS EN DONDE EL MAYOR CONTENIDO ES EL FELDESPATO.

-ARENISCAS LITICAS O LITARENITA EL MAYOR CONTENIDO ES DE FRAGMENTOS DE ROCAS, (VOLCANICAS, METAMORFICAS Y SEDIMENTARIAS).



**FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
CURSOS ABIERTOS**

**XII CURSO INTERNACIONAL DE
CONTAMINACIÓN DE ACUÍFEROS**

MODULO I: GEOHIDROLOGIA

TEMA

HIDROGEOQUIMICA DE LAS AGUAS NATURALES

**EXPOSITOR: ING. JUAN MAUEL LESSER ILLADES
PALACIO DE MINERIA
SEPTIEMBRE DEL 2000**

CONTENIDO

Capítulo 1.- Introducción

Capítulo 2.- Generalidades

- 2.1.- El ciclo hidrológico
- 2.2.- Balance del agua dentro del ciclo hidrológico
- 2.3.- Química del agua del ciclo hidrológico

Capítulo 3.- Método de trabajo en la interpretación hidrogeoquímica

- 3.1.- Selección y muestreo del agua subterránea
- 3.2.- Análisis físico-químicos
- 3.3.- Unidades usadas para reportar los análisis químicos
- 3.4.- Elaboración de tablas, planos y diagramas e interpretación de los mismos

Capítulo 4.- Grado de saturación del agua con respecto a los minerales más comunes

- 4.1.- Metodología

Capítulo 5.- Intrusión salina en acuíferos costeros

- 5.1.- Características físicas de la intrusión salina
- 5.2.- Principio de gyben-herzberg
- 5.3.- Mecanismo de la intrusión salina
- 5.4.- Métodos de control de la intrusión salina

Capítulo 6.- Calidad del agua

- 6.1.- Agua potable
- 6.2.- Agua para riego
- 6.3.- Agua para abrevadero
- 6.4.- Agua para la industria

Capítulo 7.- Significado de algunas propiedades físicas y químicas del agua

Capítulo 8.- Trazadores de agua subterránea

- 8.1.- Resumen
- 8.2.- Introducción
- 8.3.- Fluroesceinas
- 8.4.- Sales
- 8.5.- Esporas

Capítulo 9.- Isotopos ambientales en la geohidrología

- 9.1.- Definición y origen
- 9.2.- Unidades y método de análisis
- 9.3.- Recta meteórica mundial y local
- 9.4.- Procesos que modifican la composición del agua subterránea
- 9.5.- Método general de interpretación
- 9.6.- Tritio

CAPÍTULO 1.- INTRODUCCIÓN

La interpretación geoquímica del agua subterránea, se utiliza junto con la geología, hidrología y geofísica, como un auxiliar para conocer y entender en una forma más completa, el funcionamiento de los acuíferos y la planeación de una mejor y más racional explotación.

Para efectuar la interpretación geoquímica, se toma en cuenta que, el agua que forma los acuíferos, proviene principalmente de la lluvia, donde parte de ésta, al precipitarse sobre las formaciones geológicas, se infiltra y corre a través de ellas. Al circular por el subsuelo, entra en contacto con diversas rocas, disolviendo las sales minerales que las forman y produciendo cambios en su composición. La química del agua dependerá de la solubilidad y composición de las rocas por las que circula y de los factores que afecten la solubilidad, como son: las temperaturas del agua y las rocas, el área de contacto del agua con las formaciones, la velocidad de circulación, la longitud del recorrido, la previa composición química del agua y otros factores.

Por lo tanto, la composición del agua está en íntima relación con el funcionamiento general del acuífero. Es por ello que, a partir de su composición química, se puede obtener la dirección del movimiento del agua subterránea, la localización de las zonas de recarga del acuífero, los tipos de roca a través de las cuales circula, así como algunas características físicas del acuífero y la calidad del agua para usos agrícolas, ganaderos, agropecuarios, potables, turísticos e industriales.

A lo largo de las líneas de costa, en las planicies costeras, el agua de los acuíferos se encuentra en contacto sobre el agua de mar, debido a la diferencia de densidades de éstas. El contacto entre estas dos masas de agua se encuentra en equilibrio y, las modificaciones producidas en las condiciones originales del acuífero, originan cambios en la posición de dicho contacto. Al explotar los acuíferos costeros, se rompe este equilibrio, produciendo una intrusión de agua de mar, dentro del acuífero. Debido a las diferencias en concentración y composición química existente entre el agua de mar y el agua dulce, los métodos geoquímicos ayudan a conocer la posición y velocidad de avance de la intrusión salina.

En las muestras de agua, obtenidas tanto en pozos como en norias, galerías filtrantes y manantiales, se determinan los sólidos totales disueltos, la conductividad eléctrica, la dureza total y las concentraciones de los iones siguientes: Ca, Mg, Fe, Mn, Na, SO₄, Cl, HCO₃, NO₂ y NO₃, principalmente.

Se elaboraran configuraciones de los índices más representativos, obteniéndose, a partir de ellas, las zonas de recarga, las cuales coinciden con los lugares donde se encuentran las menores de sales. Se obtiene también, la dirección del flujo del agua subterránea, debido a que ésta va disolviendo mayor cantidad de sales conforme avanza. Así, también se pueden determinar las zonas con mayor o menor permeabilidad, ya que éstas afectarán, en mayor o menor grado, la composición y concentración de sales en el agua.

A partir de la composición química del agua, se deduce el tipo de roca que forma el acuífero; así, el agua que circula a través de rocas calizas, tendrá en solución abundante calcio y carbonatos, en contrastes con agua que circula a través de rocas yesíferas, la cual tendrá disueltos iones de calcio y sulfatos.

Para obtener la calidad del agua para uso doméstico, se comparan los resultados de los análisis químicos, con los límites máximos permisibles ya establecidos, obteniéndose, rápida y directamente, la clase de agua para este uso.

Con respecto a la clase de agua para riego, se utiliza la clasificación de Wilcox, a partir de la cual y por medio de las concentraciones de sodio, magnesio, calcio y la conductividad eléctrica, se conoce la clase de agua para riego a que pertenece cada muestra analizada, así como las recomendaciones relativas al tipo de suelo en que debe usarse, las prácticas del control de la salinidad y los tipos de cultivos más adecuados.

Para la industria, el agua se puede clasificar inicialmente por su dureza, Posteriormente, dependiendo del tipo de industria, el agua deberá cumplir ciertos requisitos establecidos.

REFERENCIAS

Drever, J. K. 1988. The Geochemistry of Natural Water, Second Edition. Prentice Hall, 473 p.

Hem, John. (1985) Study and Interpretation of Chemical Characteristics of Natural Water. U.S. Geological Survey Water-Supply paper 2254.

CAPÍTULO 2.- GENERALIDADES

2.1. EL CICLO HIDROLÓGICO

Como es sabido, el agua de lluvia que se precipita sobre los continentes, tiene tres caminos por seguir; 1) evaporarse para formar las nubes; 2) escurrir por la superficie del suelo formando arroyos y ríos que finalmente vierten sus aguas al mar y; 3) infiltrarse en el subsuelo para formar acuíferos. Esta agua infiltrada, posteriormente es drenada por corrientes superficiales o aflora en forma de manantiales para evaporarse o seguir su camino hacia el mar.

2.2.- BALANCE DEL AGUA DENTRO DEL CICLO HIDROLÓGICO

Del 100% del agua que se evapora, para incorporarse a la atmósfera en forma de nubes, el 86% proviene del mar y el 14% restante, de los continentes. Del 86% que se evapora en los océanos, el 78% se precipita en el mar y el 8% en los continentes. (fig. 2.1). El otro 14% de evaporación, se precipita sobre los continentes, haciendo un total de 22% de precipitación sobre éstos. De este 22%, se evapora el 14%, escurre hacia el mar en forma de corrientes superficiales el 7%, y el 1% restante se infiltra en el subsuelo y en forma de agua subterránea, es incorporada al mar.

El agua subterránea que forma los acuíferos proviene principalmente de la lluvia, donde parte de ésta al precipitarse sobre las formaciones geológicas, se infiltra y corre a través de ellas. El agua infiltrada, en ocasiones, pasa por zonas cercanas a cámaras magmáticas o puede permanecer atrapada entre sedimentos en forma de agua fósil.

Al circular por el subsuelo, entra en contacto con diversas formaciones geológicas, disolviendo las sales minerales que forman las rocas y produciendo cambios en su composición. Por lo tanto, la composición química del agua dependerá de la solubilidad y composición de las rocas por las que circula y de los factores que afecten la solubilidad, como son: las temperaturas del agua y las rocas; el área de contacto del agua con las formaciones, la velocidad de circulación, la longitud del recorrido, la previa composición química del agua y otros factores.

2.3.- QUÍMICA DEL AGUA DEL CICLO HIDROLÓGICO

a).- Composición del agua de lluvia.- Al precipitarse hacia la corteza terrestre, arrastra diferentes materiales finos, que se encuentran en suspensión en la atmósfera y que, en muchos casos, son transportados por el viento. (figura 2.2.)

La composición química general del agua de lluvia, según Garrels y Mackenzie (1971), es la siguiente:

Na	1.98 ppm	Ca	0.09	HCO ₃	0.12
K	0.30	Cl	3.79		
Mg	0.27	SO ₄	0.58		

La concentración de elementos disueltos en la lluvia en diferentes lugares, es variable: por ejemplo, el contenido de cloro y sodio, en la precipitación que se lleva a cabo en algunas zonas costeras, es mayor de 2 y 1 ppm respectivamente, mientras que en los continentes es menor de 0.3 y 0.2 ppm, respectivamente.

Debido a la baja concentración de sales en el agua de lluvia, ésta se considera como "agua pura" y las variantes existentes entre la composición y concentración de un lugar a otro, no son de importancia en la interpretación hidrogeoquímica, salvo lugares excepcionales, donde corrientes de aire levantan una gran cantidad de partículas que posteriormente son arrastradas por la lluvia.

Al precipitarse, las moléculas de agua incorporan bióxidos de carbono de la atmósfera, formando ácido carbónico como se ilustra en la siguiente reacción.



Este ácido, tiene un gran poder de disolución y es el principal agente de ataque del agua sobre las rocas.

b).- Composición del agua de ríos.- Las corrientes superficiales, que en la mayoría de los casos son la causa inmediata de la lluvia, tienen contacto con los materiales que forman los cauces, así como con los fragmentos de roca transportados por la corriente.

Al contacto con dichos materiales, el agua los ataca y disuelve, llegando a tener una composición dependiente del tipo de materiales con los que se tiene contacto.

La composición promedio del agua de ríos, según Livingstone (1963), es la siguiente:

Cl	7.8 ppm	Ca	15.0	Al	0.01
Na	6.3	HCO ₃	58.4	S.T.D.	129.5
Mg	4.1	SiO ₂	13.1		
SO ₄	11.2	NO ₃	1.0		
K	2.3	Fe ⁺⁺	0.67		

c).- Composición del agua de mar.- Los océanos constituyen los mayores depósitos de agua en el mundo, y se caracterizan por tener una gran cantidad de sales disueltas. Estas sales son producto de la erosión química efectuada por el agua durante el ciclo hidrológico, desde la formación de la tierra, hasta nuestra época.

Originalmente, los océanos se formaron por condensación de vapor de agua, la cual se acumuló en las partes bajas de la tierra. Se inició el ciclo hidrológico y esta agua empezó a disolver los minerales que formaban las rocas, conduciendo las sales, producto de erosión química, hacia las cuencas oceánicas. Continuó el ciclo hidrológico y con él, el aumento de sales en el agua de mar.

La composición química del agua de mar, de acuerdo con Goldberg (1957), es:

Cl	19,000 ppm	Ca	400
Na	10,500	HCO ₃	140
Mg	1,300	SiO ₂	6
SO ₄	2,650	S.T.D.	34,467
K	380		

d).- Composición subterránea.- La composición química del agua subterránea dependerá del tipo de roca, a través de la cual circula y de otros muchos factores complejos. (figuras 2.3 y 2.4).

Así, tenemos que un agua que circula a través de rocas calizas, tendrá principalmente iones de calcio, carbonatos y bicarbonatos. Si circula por yesos y anhidritas, tendrá una gran cantidad de sólidos disueltos, debido a la fácil disolución de estas rocas, predominando la presencia de iones de calcio y sulfatos. El agua que circula a través de basaltos, tendrá pocos sólidos disueltos, debido a que esa roca es de difícil disolución; además tendrá aproximadamente, la misma cantidad de calcio, magnesio y sodio.

REFERENCIAS

- Custodio, E. y Llamas, M. R. 1976. Hidrología Subterránea. Ediciones Omega, Barcelona, España.
- Drever, J. I. 1988. The Geochemistry of Natural Water, Second Edition Prentice Hall. 437 p.
- Fairbridge, R. W "Encyclopedia of Geochemistry and Environmental Science".
- Garrels and Mackenzie, 1971. "Envolution of the Sedimentary Rocks".
- Hem, John. (1985) Study and Interpretation of Chemical Characteristics of Natural Water. U.S. Geological Surver Water-Supply paper 2254.

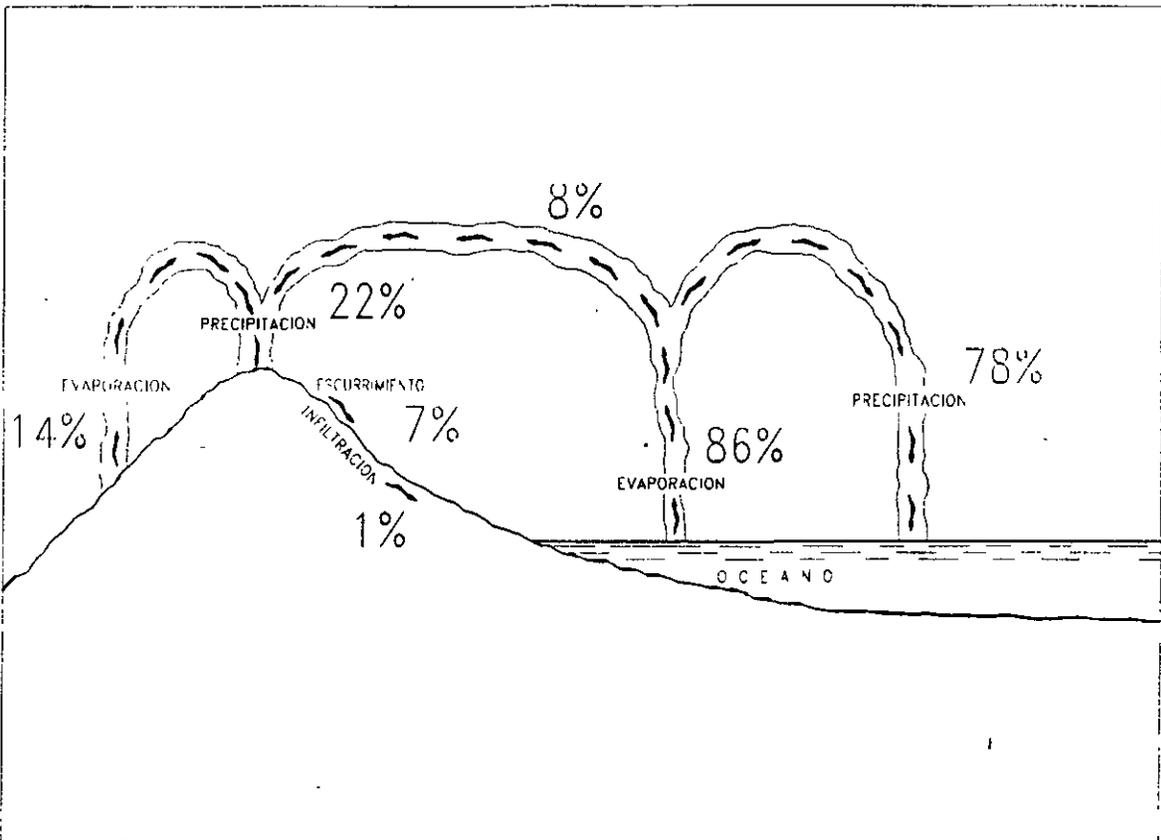


FIGURA 2.1.-CICLO HIDROLOGICO

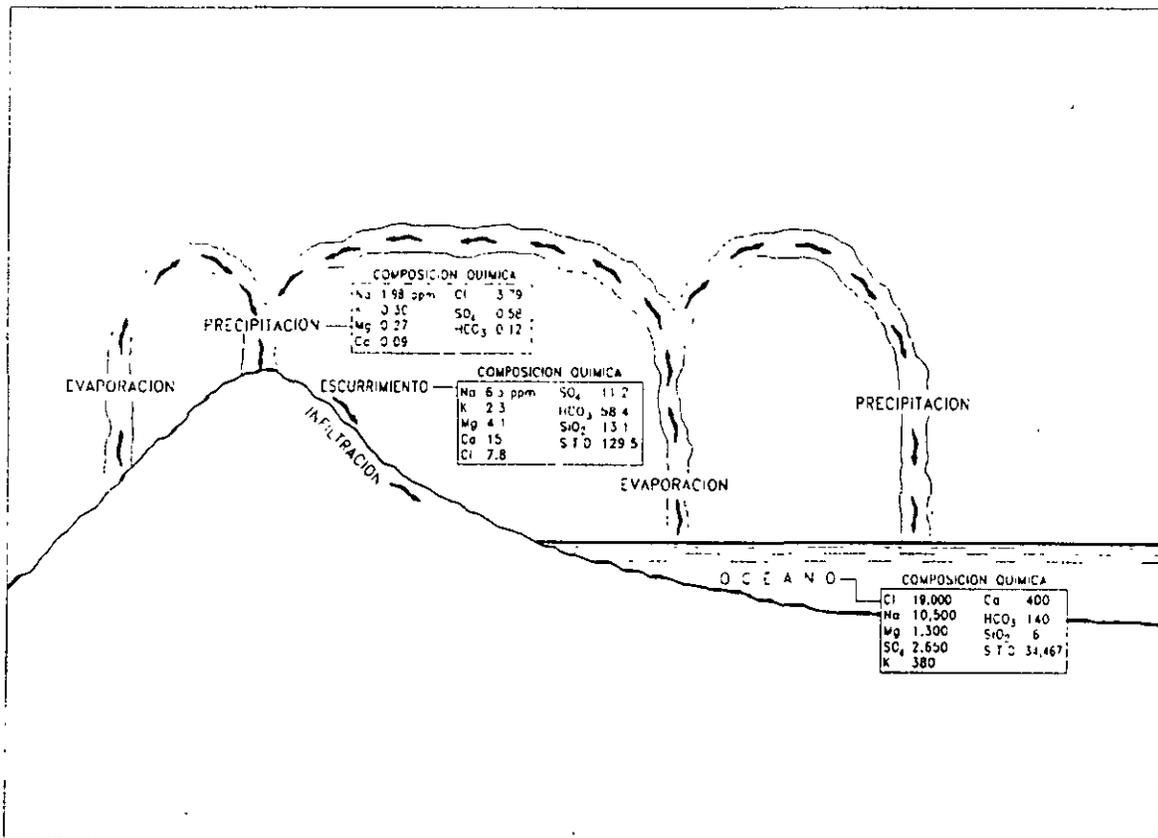
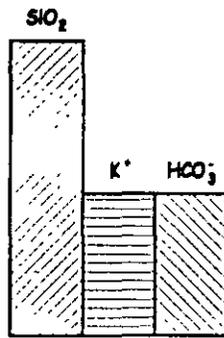
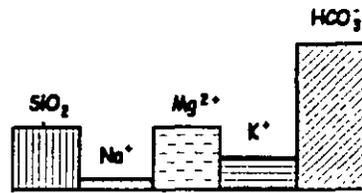


FIGURA 2.2.-CICLO HIDROLOGICO Y COMPOSICION PROMEDIO DEL AGUA DE LLUVIA, RIOS Y OCEANOS

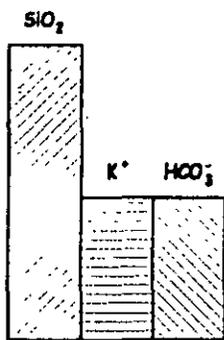
COMPOSICION QUIMICA DE ALGUNOS MINERALES



FELDSPATO - K



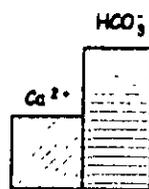
BIOTITA



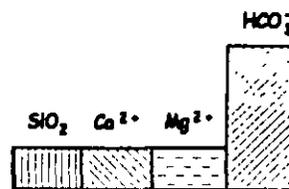
FELDSPATO - Na



HORNBLENDA



FELDSPATO - Ca



PIROXENA

FIGURA 2.3.-DIAGRAMAS DE BARRAS QUE MUESTRAN LA COMPOSICION DE ALGUNOS MINERALES QUE CONSTITUYEN A LAS ROCAS IGNEAS

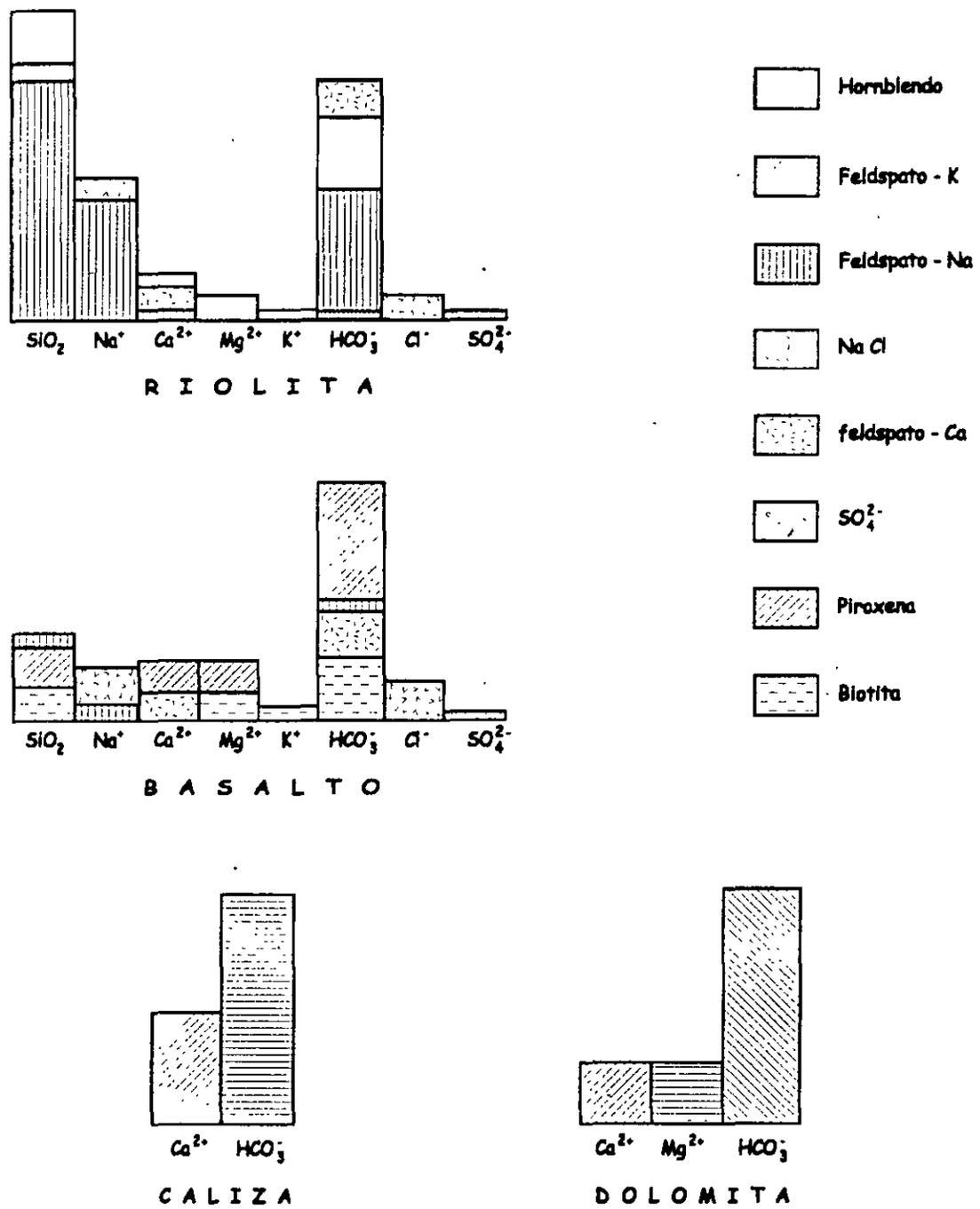


FIGURA 2.4.-COMPOSICION QUIMICA DEL AGUA SUBTERRANEA QUE CIRCULA POR DIFERENTES TIPOS DE ROCAS

CAPITULO 3.- MÉTODO DE TRABAJO EN LA INTERPRETACIÓN HIDROGEOQUÍMICA

Para llevar a cabo una interpretación hidrogeoquímica, se procede de la siguiente manera (figura 3.1).

3.1.- SELECCIÓN Y MUESTREO DEL AGUA SUBTERRÁNEA

Se efectúa una selección de aprovechamientos, tomando en cuenta una distribución espacial, que dependerá de las circunstancias, así como el tipo de aprovechamiento ya sea pozo, noria, manantial, galería, etc, ya que en ocasiones, los diferentes tipos de aprovechamientos, corresponden a sistemas acuíferos diferentes.

El muestreo se debe efectuar usando frascos de polietileno de un litro de capacidad, con doble tapa. Los frascos deben llenarse totalmente para evitar la gasificación de algunos componentes que podría provocar reacciones químicas y alterar la composición de la muestra que es representativa de enormes volúmenes de agua.

Al obtener la muestra en el campo, se deben tomar datos relativos a la localización y características del aprovechamiento, así como la temperatura ambiente, la temperatura del agua al momento del muestreo, el pH y la resistividad eléctrica del agua.

3.2.- ANÁLISIS FÍSICO-QUÍMICOS

Una vez obtenidas las muestras, se remiten al laboratorio en donde se efectúan los análisis fisicoquímicos, determinándose las concentraciones de los principales cationes (Ca, Mg, Na, K), aniones (HCO_3 , Cl, SO_4) los sólidos totales disueltos y, dependiendo del tipo de terreno, se sugiere la determinación de otros índices, por ejemplo, para un terreno con trazas de termalismo, sería conveniente la determinación de litio y boro, así para otros casos, se requeriría determinar FeO, MnO, SiO_2 , F, etc.

SÓLIDOS TOTALES DISUELTOS.- Los sólidos totales disueltos representan el residuo que queda al evaporar cierta cantidad del agua. No son representativas de la suma de las concentraciones de los diferentes elementos analizados, ya que, durante la evaporación en el laboratorio, los sólidos volátiles se pierden y los bicarbonatos se convierten en carbonatos. También quedan retenidas cierta cantidad de agua, de cristalización que no alcanza a evaporarse. Por lo tanto, el valor de los sólidos totales disueltos, sólo proporciona un índice del ataque del agua sobre las formaciones geológicas y de la solubilidad y facilidad de remoción de las sales del subsuelo.

3.3.- UNIDADES USADAS PARA REPORTAR LOS ANÁLISIS QUÍMICOS

Las unidades más comunes, en las que se reportan los análisis químicos efectuados a muestras de agua, son: partes por millón y miliequivalentes por litro.

Las "partes por millón", son unidades de peso por peso, que equivalen un miligramo de soluto, por un kilogramo de solución. La unidad de peso por volumen, se tiene al asumir

que un litro de solución, pesa un kilogramo; entonces, tenemos que una "parte por millón", es igual a un "miligramo por litro".

Debido a que las unidades anteriores están dadas en peso, no hay equivalencia entre iones de diferente especie, o sea, que no se pueden mezclar, debido a que tienen diferente peso molecular y carga eléctrica. Por lo tanto, para efectuar correlaciones entre ellos, se utilizan unidades equivalentes. La unidad más usada es el "miliequivalente por litro", la cual se obtiene multiplicando los "miligramos por litro" por C/PA donde C es la carga del ion y PA es el peso atómico.

Otra unidad conocida y usada en química, es "moles por litro", siendo una mole, el peso atómico de una sustancia en gramos.

Las abreviaciones usadas en las unidades mencionadas, son las siguientes:

ppm	parte por millón
mg/l	miligramos por litro
me/l	miliequivalentes por litro
mol/l	moles por litro

3.4.- ELABORACIÓN DE TABLAS, PLANOS Y DIAGRAMAS E INTERPRETACIÓN DE LOS MISMOS.

- a).- Tablas resumen- Para controlar y tener una idea en conjunto de la composición, concentración y calidad del agua, se recomienda elaborar tablas en las cuales se resume toda la información obtenida.
- b).- Configuraciones.- Con el objeto de tener una distribución espacial de la calidad del agua y con ella determinar cualitativamente las zonas de recarga, la dirección del flujo del agua subterránea, así como tener idea de algunas propiedades físicas del acuífero, se elaboran configuraciones de las determinaciones efectuadas.

En la figura 3.2 se muestra un corte geológico ilustrativo, que relaciona la zona de recarga y la dirección del movimiento del agua subterránea, con la concentración y composición química del agua.

- c).- Diagramas triangulares.- Con el objeto de obtener, en forma rápida e ilustrativa, los diferentes tipos o familias de agua, de acuerdo al catión y anión predominante, se forman diagramas triangulares como el que se muestra en la figura 3.3. En el triángulo de la izquierda de este diagrama se grafican, en porcentaje de me/l, los principales cationes y, en el triángulo de la derecha también en las mismas unidades, los principales aniones. En los vértices de estos triángulos se definen aguas cálcicas, magnesianas, bicarbonatadas, etc., si las muestras se encuentran localizadas en los vértices con los porcentajes mayores al 50% de calcio, magnesio, bicarbonato, etc., respectivamente. Se define como agua mixta, la que se grafica al centro del triángulo, por no existir un ion que predomine.

En la figura 3.3 se graficaron muestras de agua tipo sódico-clorurada, mixta-mixta y cálcico-bicarbonatada.

- d).- Resistividades y sólidos totales disueltos.- La resistividad es una medida indirecta de los sólidos totales disueltos (S.T.D.) que contienen el agua, ya que sus valores son inversamente proporcionales a éstos últimos. Tomando en cuenta esta característica, se forma una gráfica (fig. 3.4) con la cual, se pueden calcular resistividades a partir de sólidos totales disueltos, o viceversa. Los sólidos totales disueltos calculados, en algunos casos, ayudan a complementar la información de configuraciones de una forma rápida y económica. Las resistividades calculadas, se pueden utilizar para hacer correlaciones con geofísica.

Existen otros tipos de clasificación y representación de análisis químicos, como las de Stiff Shoeller, Wilcox, etc.

REFERENCIAS

Freeze, A. and Cherry, J. 1979. Groundwater, Prentice Hall. 604 p.

Hem, John. (1985) Study and Interpretation of Chemical Characteristics of Natural Water. U.S. Geological Survey Water-Supply paper 2254.

Piper, A.M., 1944. "A Graphic Procedure in the Geochemical Interpretation of Water Analyses". Am. Geophys. Union Trans.

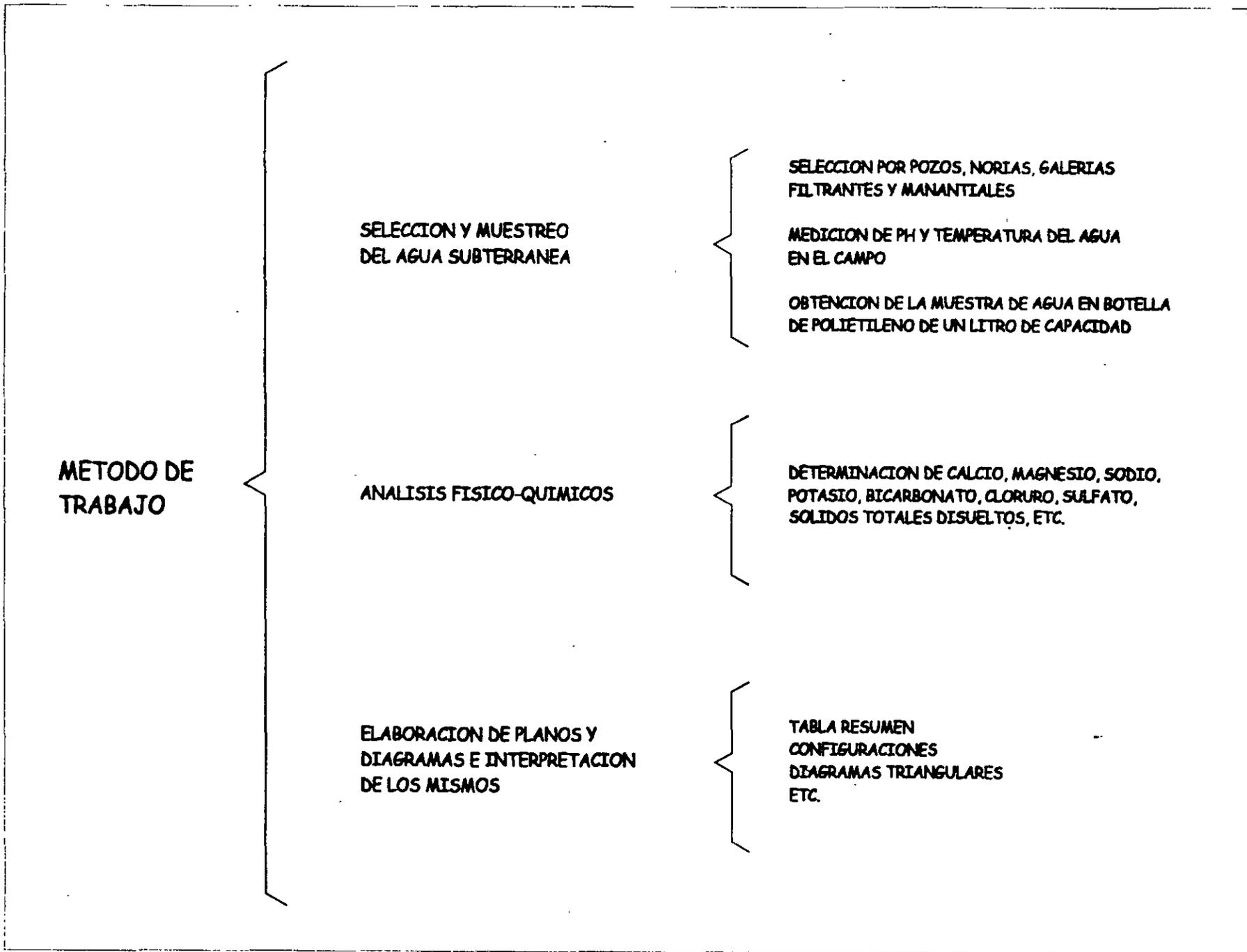


FIGURA 3.1.-INTERPRETACION GEOQUIMICA

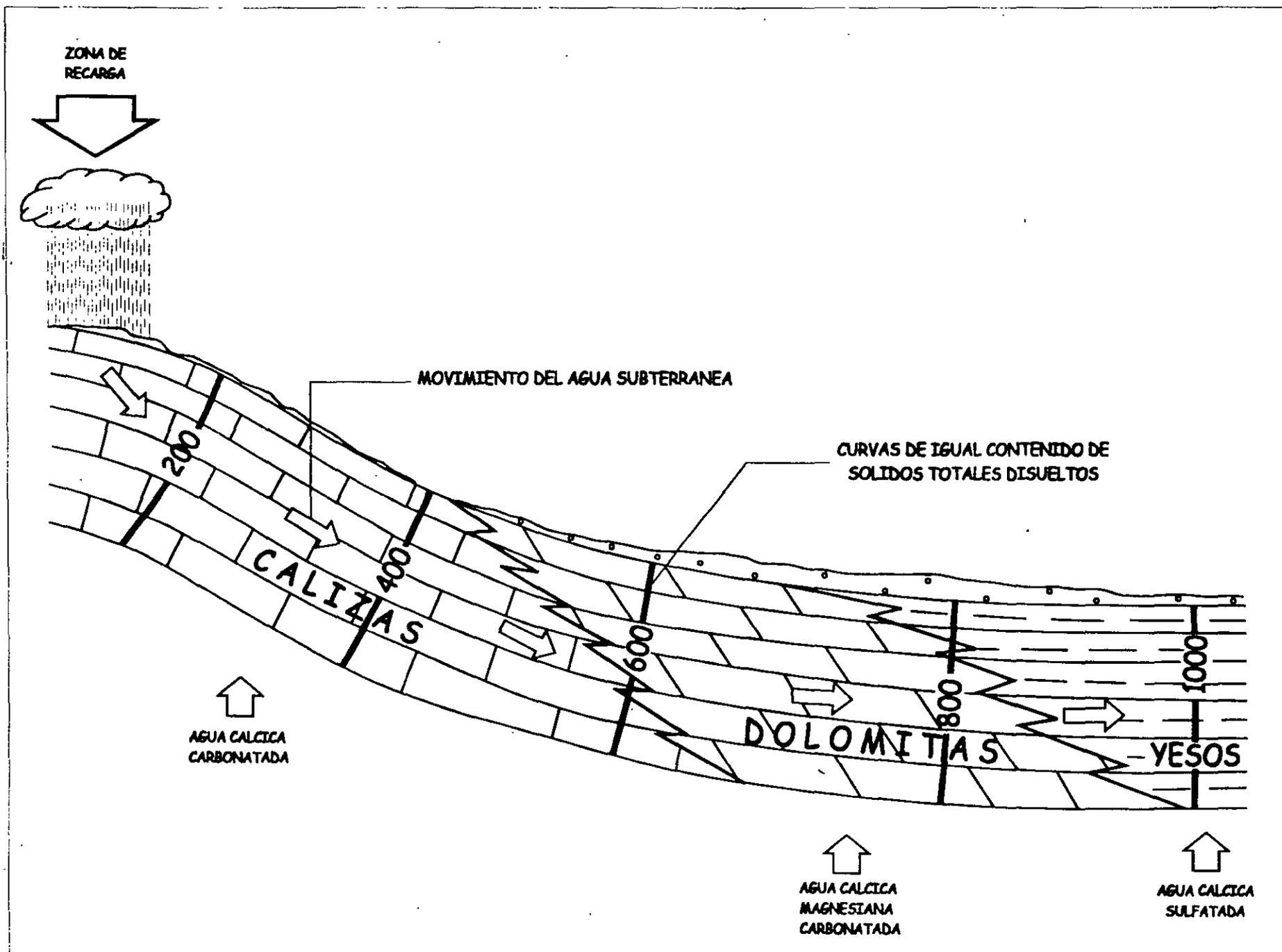


FIGURA 3.2.-VARIACION DE LA QUIMICA DEL AGUA SUBTERRANEA,
DE ACUERDO AL TIPO DE ROCAS. LÍNEAS DE LAS CUALES CIRCULA

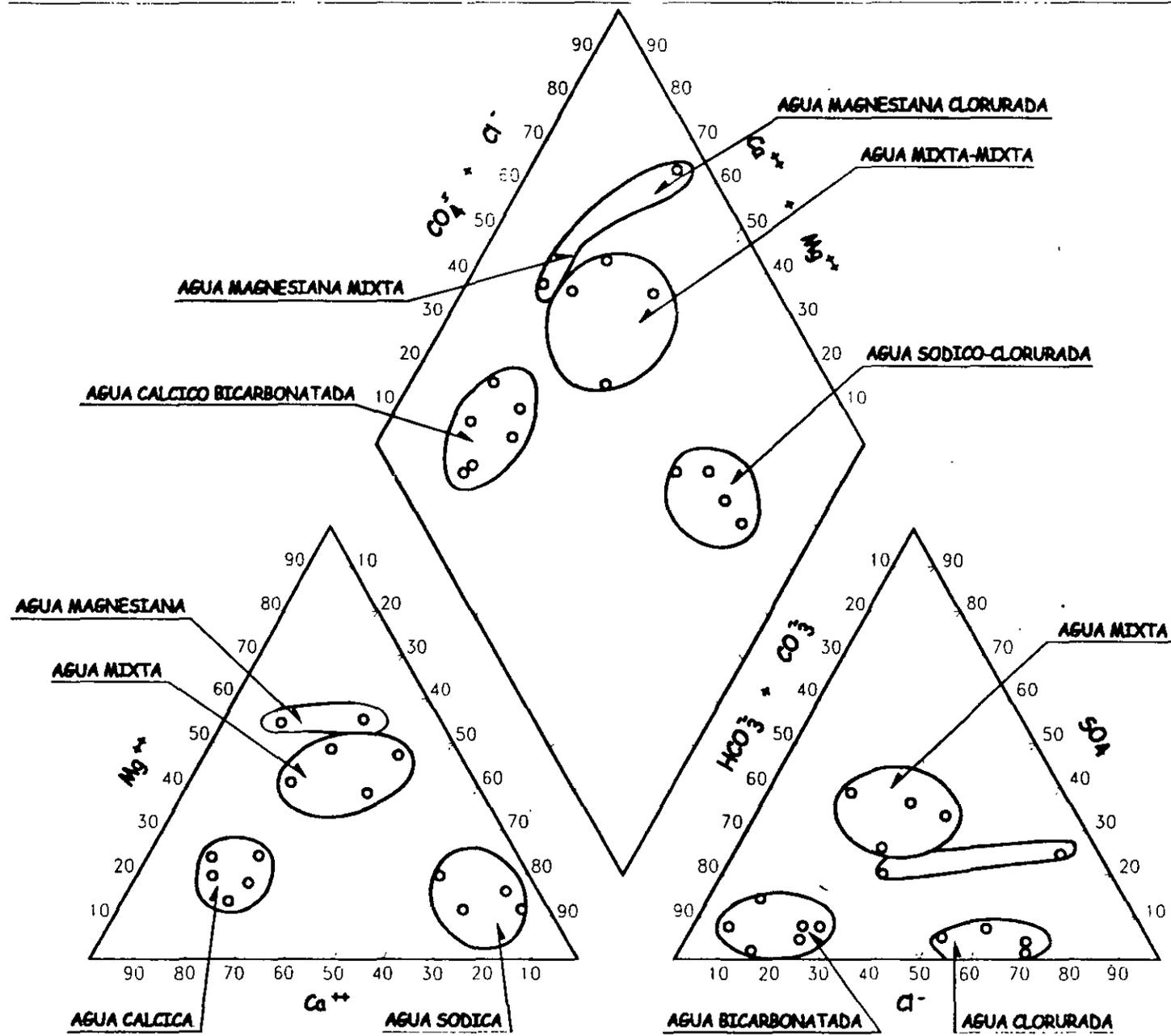


FIGURA 3.3.-DIAGRAMA TRIANGULAR (PIPER)

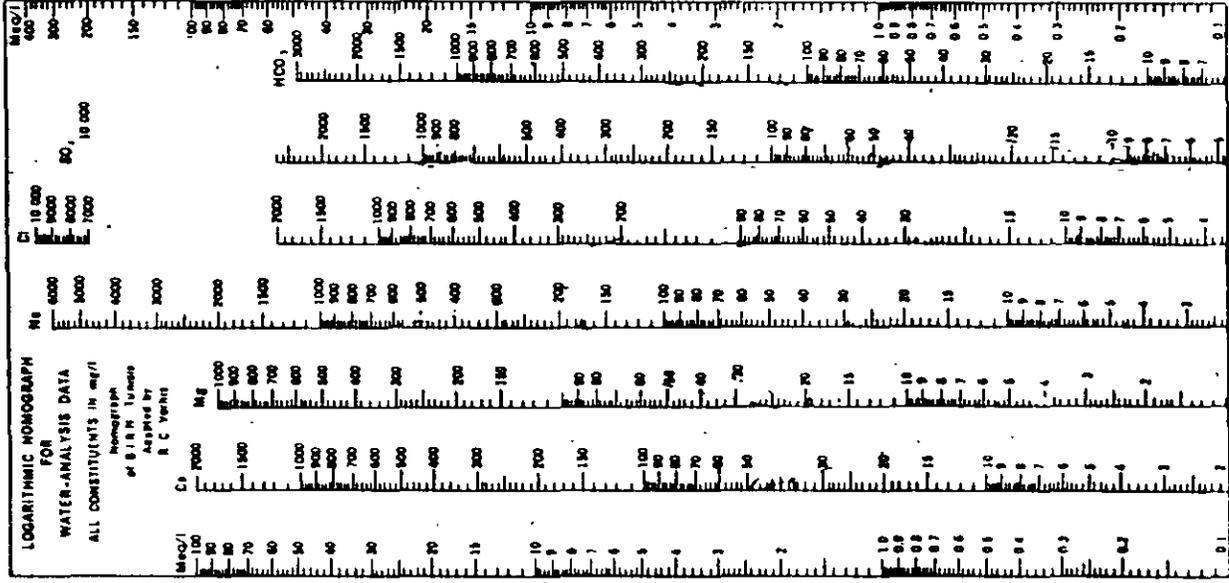


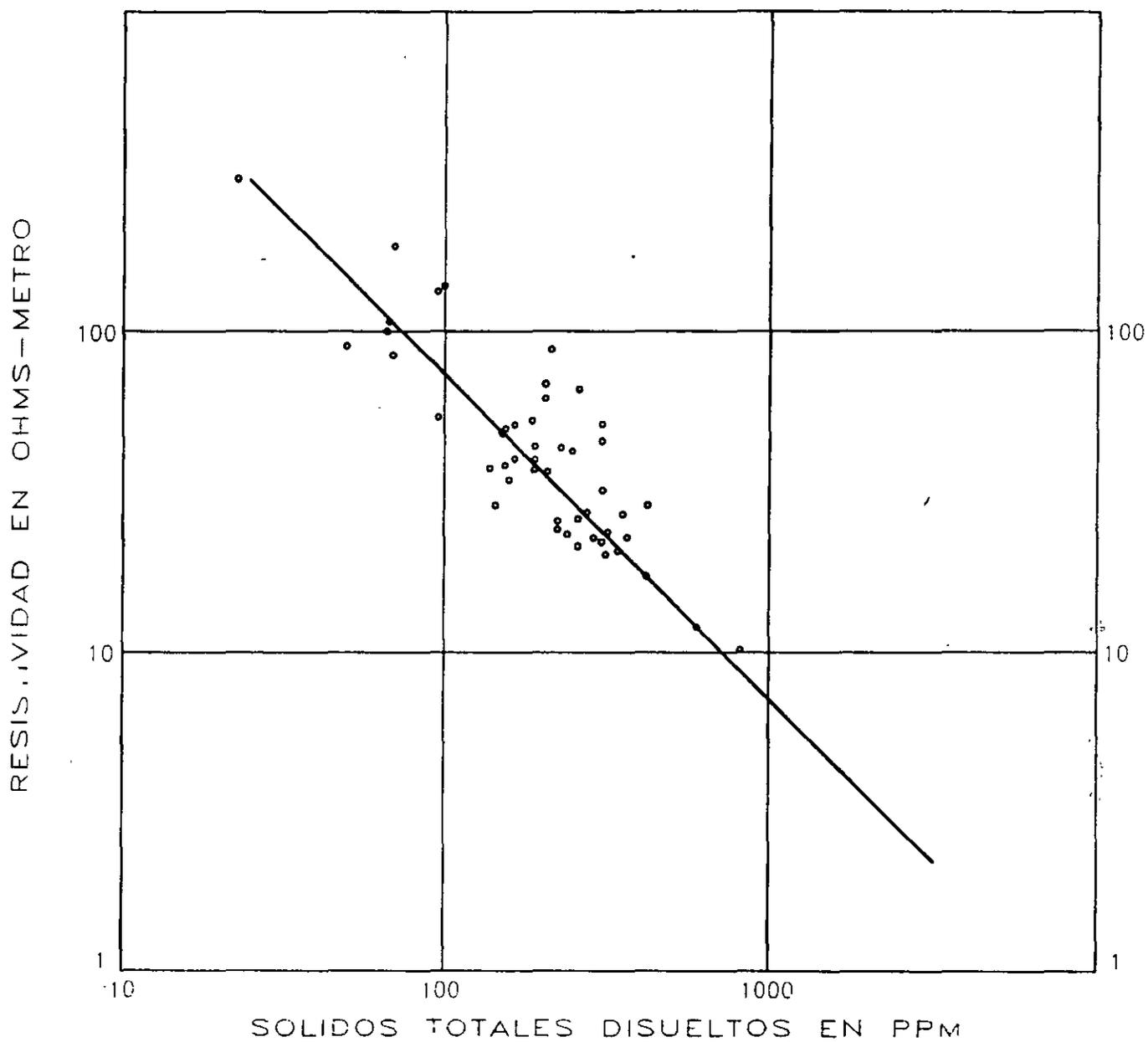
FIGURE 35 - Analytes represented by logarithmic plotting of concentration in milligrams per liter.

3.5

TABLE 9.—Conversion factors: Milligrams per liter $\times F_1$ = milliequivalents per liter; milligrams per liter $\times F_2$ = millimoles per liter (based on 1961 atomic weights, referred to carbon-12)

Element and reported species	F_1	F_2
Aluminum (Al ³⁺)	0.11119	0.03715
Ammonium (NH ₄ ⁺)	.05544	.05544
Barium (Ba ²⁺)	.01456	.00728
Beryllium (Be ²⁺)	.33288	.11096
Bicarbonate (HCO ₃ ⁻)	.01639	.01639
Boron (B)		.09250
Bromide (Br ⁻)	.01251	.01251
Cadmium (Cd ²⁺)	.01779	.00890
Calcium (Ca ²⁺)	.04990	.02495
Carbonate (CO ₃ ⁻²)	.03333	.01666
Chloride (Cl ⁻)	.02821	.02821
Chromium (Cr)		.01923
Cobalt (Co ²⁺)	.03394	.01697
Copper (Cu ²⁺)	.03148	.01574
Fluoride (F ⁻)	.05264	.05264
Germanium (Ge)		.01376
Gallium (Ga)		.01434
Gold (Au)		.00511
Hydrogen (H ⁺)	.99209	.99209
Hydroxide (OH ⁻)	.05880	.05880
Iodide (I ⁻)	.00788	.00788
Iron (Fe ²⁺)	.03581	.01791
Iron (Fe ³⁺)	.05372	.01791
Lead (Pb)		.00463
Lithium (Li ⁺)	.14411	.14411
Magnesium (Mg ²⁺)	.08226	.04113
Manganese (Mn ²⁺)	.03640	.01820
Molybdenum (Mo)		.01042
Nickel (Ni)		.01703
Nitrate (NO ₃ ⁻)	.01613	.01613
Nitrite (NO ₂ ⁻)	.02174	.02174
Phosphate (PO ₄ ⁻³)	.03159	.01053
Phosphate (HPO ₄ ⁻²)	.02084	.01042
Phosphate (H ₂ PO ₄ ⁻¹)	.01031	.01031
Potassium (K ⁺)	.02557	.02557
Rubidium (Rb ⁺)	.01170	.01170
Silica (SiO ₂)		.01664
Silver (Ag)		.00927
Sodium (Na ⁺)	.04350	.04350
Strontium (Sr ²⁺)	.02283	.01141
Sulfate (SO ₄ ⁻²)	.02082	.01041
Sulfide (S ⁻²)	.06238	.03119
Titanium (Ti)		.02088
Uranium (U)		.00420
Zinc (Zn ²⁺)	.03060	.01530

Geochemists, however, have sometimes preferred to express analytical data for water in terms which they believed were more directly comparable to rock-composition data. To this end they have expressed analyses in terms of the percentage of each element or ion in the anhydrous residue remaining after evaporating the water. Clarke (1924 a, b) used this reporting procedure, usually with a value for total dissolved-solids concentration and percentages of the components which he termed "percentage composition of anhydrous residue"



**FIGURA 3.8.-RELACION ENTRE RESISTIVIDAD ELECTRICA
Y SALINIDAD DEL AGUA**

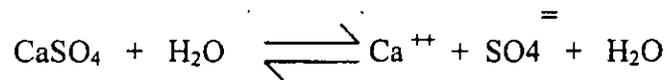
CAPITULO 4.- GRADO DE SATURACIÓN DEL AGUA RESPECTO A LOS MINERALES MÁS COMUNES

Cuando algunas muestras presentaron altas concentraciones de sólidos totales, se procede a hacer un análisis del grado de saturación del agua con respecto a los minerales más comunes; yeso $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, Calcita CaCO_3 ; dolomita $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$.

4.1.- METODOLOGÍA

Para obtener el grado de saturación de una sal en el agua, se obtiene la constante de actividad iónica (K_{ai}) y se compara con la constante de equilibrio (K_e). Para valores de (K_{ai}) mayores que (K_e), la muestra se encuentra sobresaturada y para valores de (K_{ai}) menores que (K_e), la muestra no se encuentra sobresaturada.

En el caso del yeso, este se disocia según la siguiente reacción:



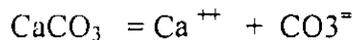
Aplicando la ley de Acción de Masas, obtenemos que la constante de actividad iónica es igual a las actividades de los productos entre los reactantes, o sea:

Donde los paréntesis indican la actividad iónica del ion que encierra.

La actividad de los compuestos, es igual a 1.- por lo tanto:

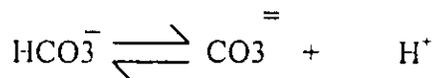
$$K_{ai} = [\text{Ca}^{++}] [\text{SO}_4^-] \text{-----}(1)$$

De manera similar para la calcita se tiene:



$$K_{ai} = [\text{Ca}^{++}] [\text{SO}_4^-] \text{-----}(2)$$

Debido a que los análisis no reportan carbonato, (CO_3^-), se utilizó la determinación de bicarboanto (HCO_3^-), sustituyendo la fórmula (2) de la siguiente manera:



$$K_{ai} = \frac{[\text{CO}_3^-] [\text{H}^+]}{[\text{HCO}_3^-]} = 10^{-10.33}$$

Despejando:

$$[\text{CO}_3] = \frac{[\text{HCO}_3^-] \cdot 10^{-10.33}}{[\text{H}^+]}$$

Sustituyendo en la ecuación (2):

$$K_{ai} = \frac{[\text{Ca}^{++}] [\text{HCO}_3^-] \cdot 10^{-10.33}}{[\text{H}^+]} \quad \text{-----(3)}$$

Las actividades iónicas se obtienen multiplicando el coeficiente de actividad iónica γ de cada elemento, por la concentración en moles por litro (M).

$$\begin{aligned} \text{O sea:} \quad [\text{Ca}^{++}] &= \gamma_{\text{Ca}} \cdot M_{\text{Ca}} \\ [\text{SO}_4] &= \gamma_{\text{SO}_4} \cdot M_{\text{SO}_4} \\ [\text{HCO}_3] &= \gamma_{\text{HCO}_3} \cdot M_{\text{HCO}_3} \end{aligned}$$

Las concentraciones en moles por litro (M) se obtienen dividiendo las partes por millón reportadas en los análisis químicos por el peso atómico. El coeficiente de actividad iónica se calculó mediante la fórmula de Debye Huckel.

$$\log \gamma_i = \frac{-A Z_i^2 \sqrt{I}}{1 - B a_i \sqrt{I}}$$

Donde Z es la carga del ion; A y B son constantes dependientes de la temperatura (en nuestro caso a 25°C, A = 0.5085 y B = 0.3281 x 10⁸; (Klots, 1950); a_i es una constante relacionada con el tamaño y carga del ion (HEM, 1985) I es la fuerza iónica calculada por la fórmula:

$$I = \frac{1}{2} \sum (M_i \cdot Z_i^2)$$

Donde M es la concentración de cada ion en moles por litro.

La constante de actividad iónica (K_{ai}), así obtenida, se compara con la constante de equilibrio (K_e), para encontrar el grado de saturación del agua con respecto a yeso y calcita.

Los valores de K_e son: (Garrels y Chist, 1965)

$$\begin{aligned} K_e (\text{calcita}) &= 10^{-8.34} \\ K_e (\text{yeso}) &= 10^{-4.61} \end{aligned}$$

De manera similar, se procede para el cálculo de las constantes de otros minerales.

Ya obtenido el grado de saturación, se delimitan, sobre planos, las áreas sobresaturadas, a partir de las cuales, se deduce la dirección del movimiento del agua subterránea y se explica el comportamiento químico del agua.

En las zonas en donde el agua se encuentra sobresaturada de alguna sal, es de esperarse la precipitación de dicho compuesto y consecuentemente, la incrustación de bombas, tuberías, calderas y demás material que tenga contacto con esta agua. Mientras que las áreas en donde el agua no se encuentre saturada de sales, ésta continuará disolviendo y aumentando su concentración iónica.

REFERENCIAS

Drever, J. I. 1988. The Geochemistry of Natural Water, Second Edition. Prentice Hall. 437 p.

Freeze, A. and Cherry, J. 1979. Groundwater. Prentice Hall. 604 p.

Hem, John. (1985) Study and Interpretation of Chemical Characteristics of Natural Water. U.S. Geological Survey Water-Supply paper 2254.

Languimir, Donald. (1997). Aqueous Environmental Geochemistry. Prentice Hall, New Jersey. 437 p.

Stumm, W. and J. Morgan, 1970. "Aquatic Chemistry". an Introduction. Emphatizing Chamilical Equilibria in Natural Waters.

CAPÍTULO 5.- LA INTRUSION SALINA EN ACUIFEROS COSTEROS

La explotación de agua subterránea en acuíferos de zonas costeras encara un gran riesgo, denominado "Intrusión Salina". Muchas zonas costeras son degradadas por este fenómeno, como resultado del exceso de bombeo del agua del acuífero.

Un renglón importante en los acuíferos costeros, es el estudio de la ubicación y velocidad de la intrusión salina. Dentro de estos estudios, es esencial, la determinación de la posición del nivel piezométrico del acuífero y sus fluctuaciones con el tiempo, así como el registro de las variaciones de salinidad en los pozos. Si se cuenta con estos datos puede determinarse la posición y peligrosidad de la intrusión y planear las alternativas más convenientes para su control.

5.1.- CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DE LA INTRUSIÓN SALINA

Para que una zona costera se vea afectada por este fenómeno, es necesario que se cumplan las dos condiciones siguientes:

- a) Continuidad hidráulica.- Debe existir continuidad hidráulica en los materiales que forman el acuífero hacia el mar.
- b) Inversión del gradiente.- otra de las condiciones necesarias para que se lleve a cabo la intrusión salina, es la inversión del gradiente hidráulico que en forma natural se establece de la planicie costera hacia el mar para originar un flujo hacia él. Cuando por efecto de bombeo se abate el nivel del acuífero para encontrarse abajo del nivel del mar, se invierte el gradiente hidráulico natural y se ocasiona un flujo de agua del mar hacia el acuífero. En la práctica, la magnitud del gradiente hidráulico se obtiene a partir de la medición de la profundidad al nivel del agua en pozos y norias.

5.2.- PRINCIPIO DE GHYBEN – HERZBERG

A lo largo de las líneas de costa el agua de los acuíferos se encuentra descansando sobre el agua de mar, debido a la diferencia de densidades de éstas. El contacto entre estas dos masas de agua (interfase salina) se encuentra en equilibrio dinámico, por lo cual las modificaciones en las condiciones originales del acuífero, producen cambios en la posición del contacto entre las dos aguas.

La profundidad a la cual se encuentra la interfase fue descrita por Badon Ghyben en 1869, y aplicada a problemas específicos por Bairat Herzberg en 1901.

La teoría se basa en lo siguiente:

El peso de una columna vertical de agua dulce que va desde el nivel piezométrico del acuífero hasta la interfase, se encuentra equilibrada por el peso de una columna de agua de mar que vaya desde el nivel del mar, hasta la interfase. Esto es, el peso de la columna de agua dulce de longitud $h + Z$ es igual al peso de una columna de agua de mar de longitud Z , donde "h" es la elevación del nivel estático a partir del nivel del mar y "Z" es la profundidad a la interfase, a partir el mismo nivel de referencia.

Si "Dd" y Dm" representan las densidades del agua dulce y de mar respectivamente, la condición para el balance hidrostático se expresa de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} D_m \cdot g \cdot z &= D_d \cdot g \cdot (h + z) \\ Z &= \frac{D_d}{D_m} (h + z) \end{aligned}$$

Considerando que las densidades del agua de mar y del agua dulce son 1.025 y 1.000, respectivamente, tenemos que:

$$Z = 40 h$$

O sea que por cada metro que se eleve el nivel piezométrico sobre el nivel del mar, existirán 40 metros de agua dulce bajo el mismo nivel de referencia (figura 5.1 y 5.2.). La posición del nivel piezométrico sobre el mar, condiciona la profundidad a la interfase. Los movimientos de la superficie del mar por mareas y de la superficie piezométrica del acuífero, producidos por aumento o disminución de agua en él, producen fluctuaciones en la posición de la interfase. El área en donde se llevan a cabo estas fluctuaciones, se denominan zona de difusión. La mayoría de los acuíferos que no están sobreexplotados, descargan agua hacia el mar y la posición real de la interfase, en este caso, se encuentra a mayor profundidad (Hubbert) que la calculada por Ghyben-Herzberg, (figura 5.3).

5.3.- MECANISMO DE LA INTRUSIÓN SALINA

Existen varios mecanismos por los cuales el agua de mar puede intrusionar a un acuífero costero. Estos, están relacionados con la disminución de la elevación del nivel piezométrico y la inversión del gradiente hidráulico, que permite el agua de mar moverse hacia tierra adentro. Bajo condiciones naturales en los acuíferos costeros, existe un equilibrio entre la recarga, la descarga y el cambio del almacenamiento. Es conveniente que exista un flujo de agua dulce al mar, para conservar el equilibrio, y evitar la intrusión. Conforme el agua subterránea es extraída por bombeo, el nivel estático baja acomodándose a las nuevas condiciones y el flujo de la intrusión salina se comienza a mover hacia el acuífero, ocupando primero las zonas costeras y posteriormente la zona de explotación del valle.

5.4.- MÉTODOS DE CONTROL DE LA INTRUSIÓN SALINA

Varios métodos de control son conocidos y utilizados para prevenir la intrusión salina. Los más comunes son:

- | | |
|---------------------------------|--------------------------------------|
| 1).- Reducción de la extracción | 4).- Barrera con pozos de bombeo |
| 2).- Recarga artificial | 5).- Barreras con pozos de inyección |
| 3).- Fronteras impermeables | (figura 5.4) |

- a) Reducción de la extracción.- Una de las medidas técnicamente más sencillas para prevenir la intrusión de agua de mar, es la extracción de agua subterránea a un nivel planificado. Esta medida implica una disminución en las demandas de agua lo cual,

en ocasiones crea problemas socioeconómicos y políticas muy fuertes. Cuando se opta por este método y el bombeo es reducido, puede establecerse nuevamente el gradiente hacia el mar y la intrusión es reemplazada por un ligero flujo de agua dulce hacia el mar. Si existe información suficiente sobre la variación de los niveles del agua y si se conocen las condiciones geológicas del subsuelo, la reducción de la extracción puede ser controlada de tal manera, que se obtenga la máxima cantidad de agua sin provocar una intrusión salina nociva.

- b) Recarga artificial.- Para ello es necesario contar con una fuente adicional de agua así como condiciones apropiadas del terreno, de tal manera, que la recarga puede llevarse a cabo. Las obras para la recarga pueden consistir en zanjas superficiales construidas en el área de recarga a través de las cuales se hace circular agua que se infiltra al subsuelo. Otro tipo de obras, consiste en la construcción de presas de infiltración, localizadas en la zona de recarga. En zonas donde existen capas confinantes impermeables, pueden construirse pozos de inyección. Al llevar a cabo esta recarga se provoca la reinversión del gradiente hacia el mar, la cual es acompañada por un flujo de agua dulce. La recarga, en esta forma, es económica, respecto a los otros métodos, pero en la mayoría de los casos no se cuenta con fuentes de agua adicional para llevarla a cabo.
- c) Fronteras impermeables.- Consiste en la construcción de una barrera impermeable entre la línea de costa y los pozos de explotación. El medio de construcción puede ser excavando una zanja que posteriormente se rellena con materiales arcillosos. Otro tipo de barrera. Consiste en el inyectado de material impermeable. Estas construcciones son usadas solo en áreas relativamente someras. Es importante, el conocer los resultados posteriores a su construcción, ya que, si la impermeabilización es completa, permitirá abatimientos fuertes y por lo tanto la obtención de mayores volúmenes de agua almacenada. Este método tiene la desventaja de no contar con un flujo de agua subterránea hacia fuera de la zona, que en ocasiones, es necesario para mantener un balance de sales favorables.
- d) Barrera de pozos de bombeo.- Consiste en una línea de pozos localizados entre la zona de explotación del valle y el mar. Los pozos, deben de extraer toda el agua de mar que intrusiona al acuífero, hasta obtener un equilibrio hidrostático. Para ello, los niveles de agua deben de ser bajados en la barrera, más que en cualquier otro punto en la cuenca. El volumen de extracción que se lleva a cabo en el valle, debe de ser reducido, cuando menos una cantidad ligeramente menor a la que se obtenía antes de aplicar el método. Es importante, disponer del registro de los niveles del agua en la zona de la barrera, así como el conocer la cantidad exacta de agua que se debe bombear para obtener los resultados deseados. Esta cantidad de agua que se debe de extraer, es muy variable y deberá de ser mayor al volumen de agua de mar que originalmente intrusionaba.

Mientras más cerca del mar se localiza la barrera, el bombeo tendrá que ser mayor.

- e) Barrera con pozos de inyección.- Este método para control de intrusiones salinas, consiste en la construcción de pozos de inyección alineados a lo largo de la costa, su

funcionamiento va a depender de la resistencia que encuentre el agua al moverse en el subsuelo.

Al inyectar agua al acuífero se provoca la elevación del nivel piezométrico lo cual se lleva a cabo hasta alcanzar el gradiente requerido. Debido a la diferencia en densidad entre el agua de mar y el agua dulce, se requiere una columna de 41 metros de agua dulce para equilibrar una columna de 40 metros de agua salada. Para controlar la intrusión es necesario primeramente determinar el espesor de sedimentos permeables. Posteriormente se construye la barrera de pozos de inyección y se provoca la elevación del nivel piezométrico a lo largo de la línea de pozos, hasta alcanzar una altura de 75 centímetros arriba del nivel del mar, por cada 30 metros de espesor del acuífero bajo el mismo nivel de referencia. La cantidad de agua utilizada para dicho fenómeno puede ser estimada. Después de que en la barrera con pozos de inyección, se establece un equilibrio, la cantidad de agua que fluye hacia el acuífero, será la cantidad de agua de mar que intrusionaba anteriormente, siempre y cuando la explotación de la planicie se haya conservado igual. Para mantener el balance dinámico de esta zona, es necesario que exista un pequeño flujo de agua dulce hacia el mar. La magnitud de este flujo es variable, pero será de alrededor de 10% de la que fluye hacia el acuífero. El número de pozos requeridos para formar la barrera dependerá de las características hidráulicas del acuífero, en especial de la capacidad específica de un pozo de bombeo perforado en la zona.

- f) Método combinado; barrera por pozos de bombeo-barrera por pozos de inyección.- Este método utiliza la combinación de los dos métodos anteriores. Para ello, la barrera por pozos de bombeo, es localizada entre la línea de costa y la zona de explotación del valle y la barrera por pozos de inyección se ubica tierra adentro, del otro lado de la zona de explotación. La barrera combinada, compuesta de los dos sistemas, operando simultáneamente, minimizada los efectos de subsidencia y extracción de agua, así como otros efectos secundarios y permite una mayor flexibilidad en su operación sobre la de uno solo de los sistemas previamente descritos.

REFERENCIAS

Bruington, A.E., y Seares, F.D., 1965, "Operating a Sea Water Barrier Project", American Society of Civil Engineers, Journal of the Irrigation and Drainage Division, Vol. 91, No. 1R1.

Bruington, A. E. Drescher, W. J. y Sherwood, C.B. 1969. "Saltwater Intrusion in the United States", American Society of Civil Engineers Proceedings, Journal of the Hydraulics Division, Paper 6788, HY 5, pp. 1651-1669.

Custodio, E. y Llamas, M. R. 1976. Hidrología Subterránea. Ediciones Omega Barcelona, España.

Driscoll, Fletcher (1986). Groundwater and Wells. Filter/Johnson Screens, Ed. St. Paul, M N. 1089 p.

Freeze, A. and Cherry, J. 1979. Groundwater. Prentice Hall, 604 p.

NOTA: Para la elaboración de este artículo, se utilizaron datos de diferentes textos y trabajos, principalmente de los apuntes del curso de hidrología subterránea del Departamento de Recursos Hidráulicos del Estado de California, E.U., por Raymond C. Richter.

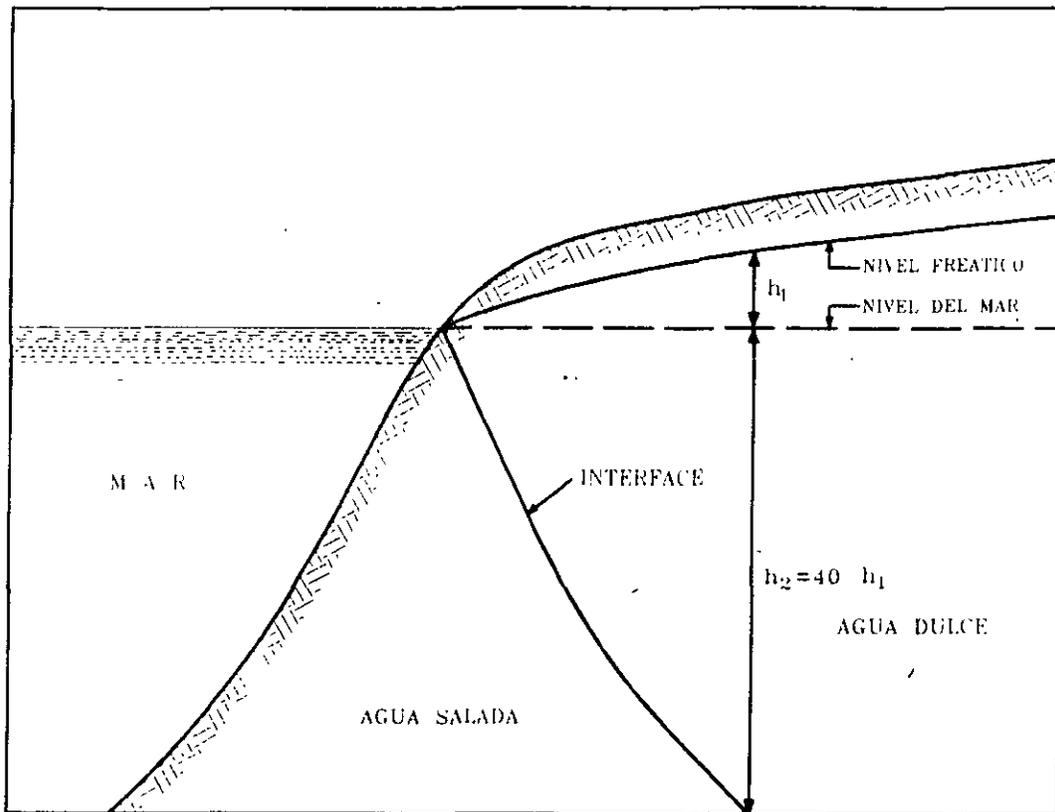


FIGURA 5.1.- INTRUSION SALINA SEGUN LA TEORIA DE GYBEN HERZBERG

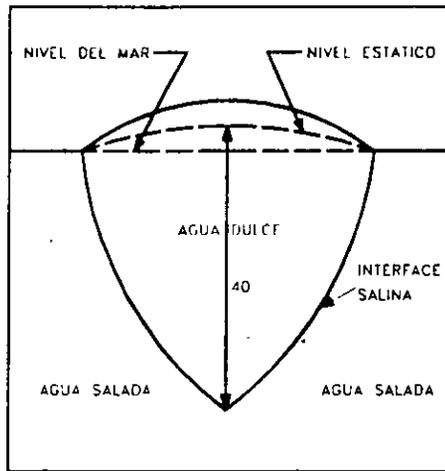


FIGURA 5.2.- POSICION DE LA INTERFASE SALINA EN UNA ISLA

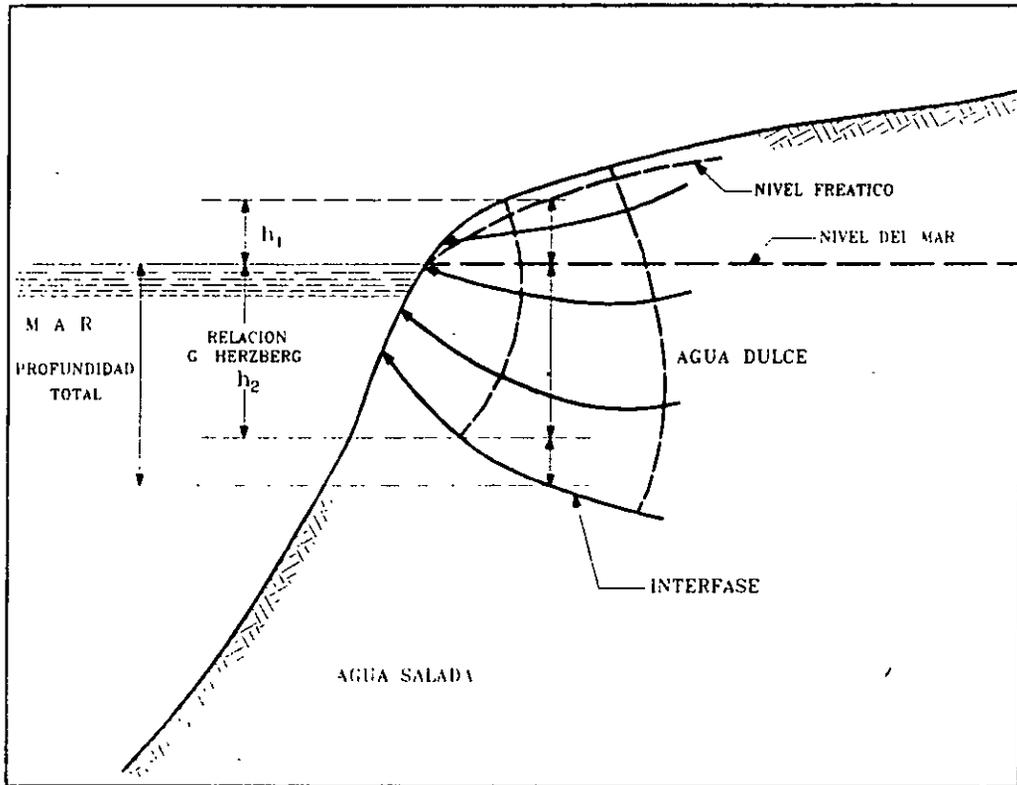
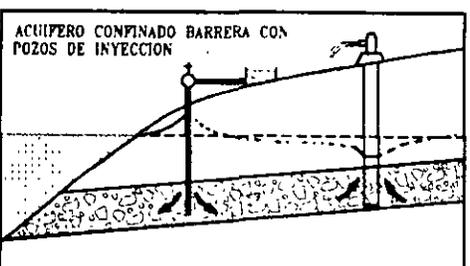
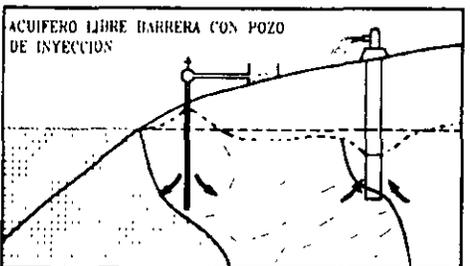
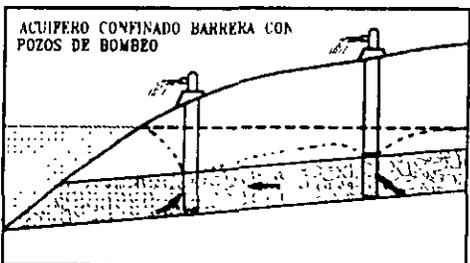
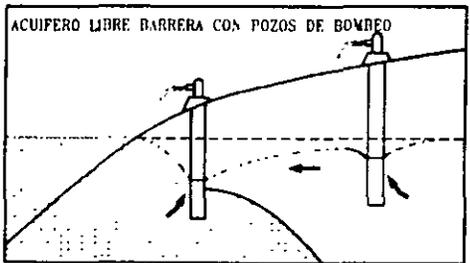
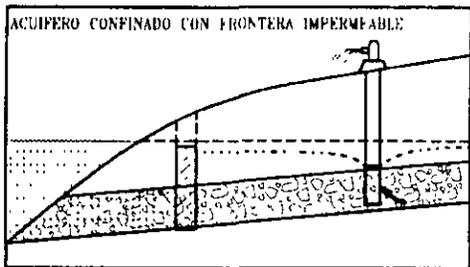
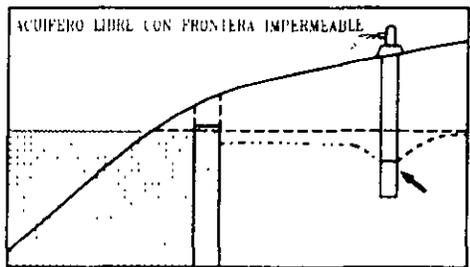
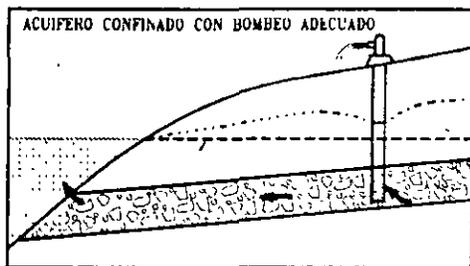
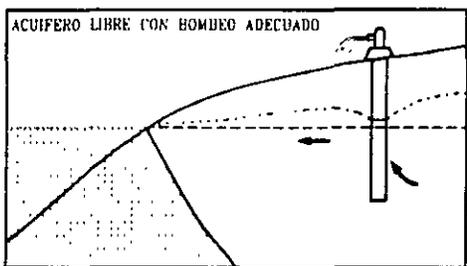
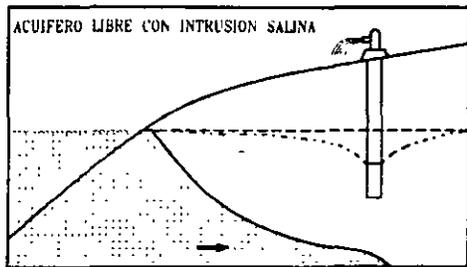
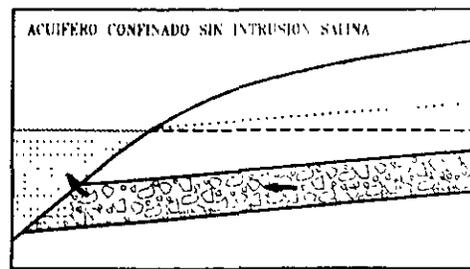
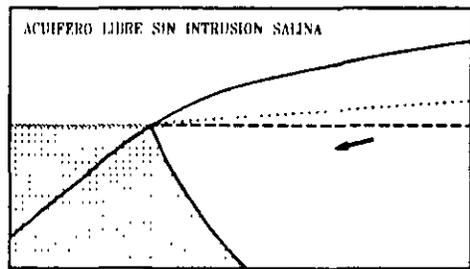


FIGURA 5.3.- POSICION REAL DE LA INTERFASE SALINA



NIVEL PIEZOMETRICO NIVEL DEL MAR ----- AGUA DULCE [] AGUA SALADA [] AGUA INYECTADA []

FIGURA 5.4.- DIFERENTES ASPECTOS DE LA INTRUSION SALINA

DIRECCION GENERAL DE CONSTRUCCION Y OPERACION HIDRAULICA
SUBDIRECCION DE DESARROLLO
UNIDAD DEPARTAMENTAL DEL LABORATORIO CENTRAL DE CONTROL
RESULTADO DE ANALISIS FISICOS, QUIMICOS Y BACTERIOLOGICOS.

PARAMETROS	NORMAS mg/l				
TURBIEDAD	10 UTN				
pH	6.9-8.5				
COND. ELEC.	1250				
ALC. TOTAL	400				
CLORUROS	250				
COLOR	20 UPT/Co				
O.C.M.A.	3				
DUREZA TOTAL	300				
DUREZA DE Ca	114				
DUREZA DE Mg	186				
FLUORUROS	1.5				
SOL. TOT.	500				
N. DE NITRATO	5				
N. DE NITRITO	0.05				
N. AMONICAL	0.5				
N. PROTEICO	0.1				
SULFATOS	250				
S.A.A.M.	0.5				
D.Q.O. TOTAL	4				
ALUMINIO	**				
ARSENICO	0.05				
CADMIO	0.005				
CALCIO	200				
CINC	5				
COBRE	1.5				
CROMO	0.05				
FIERRO	0.3				
MAGNESIO	125				
MANGANESO	0.15				
MERCURIO	0.001				
PLOMO	0.05				
POTASIO	12				
SELENIO	0.05				
SILICE	**				
SODIO	100				
CUENTA STD.	**				
COLIFORME TOTAL (2COL/100ml)					
COLIFORME FECAL	0				

OBSERVACIONES

LOS RESULTADOS DE *Vibrio cholerae* FUERON NEGATIVOS.

NO SE DETECTARON COMPUESTOS VOLATILES NI EXTRACTABLES.

* PARAMETRO FUERA DE NORMA

** PARAMETROS NO SANCIONADOS POR S.S.A.

CAPITULO 6.- CALIDAD DEL AGUA

Las aguas subterráneas y superficiales que son utilizadas para satisfacer las necesidades de agua potable de zonas urbanas, así como la que se destina a la agricultura, ganadería e industria, necesita cumplir con ciertos requisitos respecto a su contenido de elementos químicos, a sus propiedades físicas y a la presencia de materia orgánica.

El objeto del presente trabajo, es el de mostrar, en forma general, las normas de calidad del agua utilizada como potable, en riego, en abrevadero y en la industria, así como el significado y algunas propiedades físicas y químicas del agua.

La calidad del agua, se determina a partir de análisis físicos, químicos y bacteriológicos, los cuales pueden variar desde análisis sencillos donde se determinen los principales elementos, hasta análisis complejos que incluyan la determinación de una gran variedad de especies presentes en el agua.

El tipo de análisis dependerá del uso que se le tenga destinado al agua, así como de algunas características observadas en la zona donde ésta se encuentre. Por ejemplo, en una zona minera, es conveniente determinar las concentraciones de algunos metales que pudieran encontrarse presentes. En lugares próximos a poblados y/o establos, debe ponerse atención a los contenidos de nitratos y organismos coliformes, etc.

6.1.- AGUA POTABLE

Las normas de calidad para el agua potable, conocidas también como límites máximos permisibles, se publicaron en el Diario Oficial el 18 de enero de 1988, los cuales se transcriben a continuación:

IV. Olor: Característico;

V. Color: Hasta 20 unidades de la escala de platino cobalto, o su equivalente en otro método, y

VI. Turbiedad: Hasta 10 unidades de la escala de sílice, o su equivalente en otro método.

ARTICULO 213.—El contenido, expresado en miligramos por litro, de elementos, iones y sustancias, no excederá los límites permisibles que a continuación se expresan:

Alcalinidad Total expresada-Como CaCO_3	400.00
Aluminio.....	0.20
Arsénico.....	0.05
Bario.....	1.00
Cadmio.....	0.005
Cianuro expresado como-ión CN.....	0.05
Cobre.....	1.50
Cloro libre: En agua clorada.....	0.20
En agua sobre clorada.....	1.00
Cromo hexavalente.....	0.05
Dureza de Calcio expresada como- CaCO_3	300.00
Fenoles o compuestos fenólicos.....	0.001
Hierro.....	0.30
Fluoruros expresado como elemento.....	1.50
Magnesio.....	125.00
Manganeso.....	0.15
Mercurio.....	0.001
Nitratos expresados como nitrógeno.....	5.00
Nitritos expresados como nitrógeno.....	0.05
Nitrógeno proteico.....	0.10
Oxígeno consumido en medio ácido.....	3.00
Plomo.....	0.05
Selenio.....	0.05
Sulfatos, expresados como ión.....	250.00
Zinc.....	5.0
SAAM (Substancias Activas al Azul de Metileno).....	0.5
ECC (Extractables Carbón-Cloroformo).....	0.5
ECA (Extractables Carbón-Alcohol).....	1.5

Los demás que señale la norma correspondiente.

ARTICULO 214.—En materia de agua para consumo humano, se determinará en la norma:

I. El tratamiento a que deberá sujetarse en los sistemas públicos de abastecimiento, para asegurar su potabilidad;

II. El tipo, contenido y periodicidad de los análisis y exámenes necesarios para vigilar su potabilidad;

III. Las técnicas para la toma, conservación, transporte y manejo de muestras, así como los métodos para realizar las determinaciones necesarias para verificar su potabilidad;

IV. Los métodos de prueba de equipos y aparatos purificadores de tipo doméstico, y

V. Los demás aspectos, condiciones, requisitos y características que la Secretaría juzgue necesarios para que el agua pueda ser destinada para consumo humano.

ARTICULO 215.—Para los efectos de este Reglamento, se entiende por sistema de abastecimiento, el conjunto intercomunicado o interconectado de fuentes, obras de captación, plantas potabilizadoras, tanques de almacenamiento y regulación, líneas de conducción y distribución, que abastece de agua para consumo humano a una o más localidades o locales, sean de propiedad pública o privada.

ARTICULO 216.—La Secretaría establecerá los requisitos sanitarios que deban cumplir las construcciones, instalaciones y equipos de los sistemas de abastecimiento para proteger la salud de la población.

ARTICULO 217.—Los gobiernos de las entidades federativas otorgarán, de confor-

4.2 LIMITES PERMISIBLES DE CARACTERISTICAS FISICAS Y ORGANOLEPTICAS

Las características físicas y organolépticas deberán ajustarse a lo establecido en la Tabla 2.

TABLA 2

CARACTERISTICA	LIMITE PERMISIBLE
Color	15 unidades de color verdadero en la escala de platino cobalto.
Olor y sabor	Agradable (se aceptarán aquéllos que sean tolerables para la mayoría de los consumidores, siempre que no sean resultado de condiciones objetables desde el punto de vista biológico o químico)
Turbiedad	5 unidades de turbiedad nefelométricas (UTN) o su equivalente en otro método.

4.3 LIMITES PERMISIBLES DE CARACTERISTICAS QUIMICAS

El contenido de constituyentes químicos deberá ajustarse a lo establecido en la Tabla 3. Los límites se expresan en mg/l, excepto cuando se indique otra unidad.

TABLA 3

CARACTERISTICA	LIMITE PERMISIBLE
Aluminio	0.20
Arsénico	0.05
Bario	0.70
Cadmio	0.005
Cianuros (como CN ⁻)	0.07
Cloro residual libre	0.5-1.00 (después de un tiempo de contacto mínimo de 30 min)
Cloruros (como Cl ⁻)	250.00
Cobre	2.00
Cromo total	0.05
Dureza total (como CaCO ₃)	500.00
Fenoles o compuestos fenólicos	0.001
Hierro	0.30
Fluoruros (como F ⁻)	1.50
Fosfatos (como PO ₄ ⁼)	0.10
Manganeso	0.10
Mercurio	0.001
Nitratos (como N)	10.00
Nitritos (como N)	0.05
Nitrógeno amoniacal (como N)	0.50
Oxígeno consumido en medio ácido	3.00
pH (potencial de hidrógeno) en unidades de pH	6.5-8.5
Plaguicidas en microgramos/l Aldrin y dieldrin (separados o combinados)	0.03
Clordano (total de isómeros)	0.30
DDT (total de isómeros)	1.00

Características de algunos elementos críticos como los que se mencionan a continuación.

CROMO

El cromo se define como un elemento químico metálico con una alta resistencia a la corrosión y que es utilizado por un gran número de industrias. La forma como se encuentra en yacimientos naturales es como cromita cuya fórmula es FeCr_2O_4 . Los compuestos de cromo más importantes son: cromato de sodio y potasio. Se puede encontrar también como cromo metálico (Cr^{++}), cromo trivalente y como cromo hexavalente. Esta última forma tiene tendencia a ser reducida por especies orgánicas.

En el agua se puede encontrar en forma soluble. Proviene de la disolución de sales de cromato de sodio, cromato de potasio y cromato de amonio. Es utilizado comúnmente en industrias electrónicas, en plantas textiles, en industrias de vidrio y de materiales fotográficos. También se utiliza en la industria del calzado, en pinturas y tintes, así como en explosivos, fábricas de cerámica y papel. Exceso de cromo en el agua potable causa problemas en el hígado y pulmones con síntomas de hemorragia, así como problemas en la piel. Se clasifica como cancerígeno y dentro del grupo 1 (International Agency for Research on Cancer - IARC). La norma de calidad para el agua potable de acuerdo a la USEPA 1989 (U.S. Environmental Protection Agency), es de 0.1 miligramos por litro. La Norma Oficial Mexicana (NOM) indica una concentración máxima de 0.05 miligramos por litro de cromo hexavalente para el agua potable.

NITRITOS Y NITRATOS

Los nitratos (NO_3) son un producto de la estabilización aeróbica del nitrógeno orgánico. Otra fuente de nitratos son sales minerales.

Los nitritos (NO_2) se forman por la acción bacteriana del amonio y del nitrógeno orgánico. Generalmente sus concentraciones en el agua son muy reducidas debidas a la rápida oxidación de los nitritos a nitratos. Se encuentra generalmente en aguas tratadas, tanto municipales como agrícolas.

Los nitritos se utilizan como fertilizante, así como agente oxidante en la industria química. En la industria alimenticia, son utilizados como preservador de alimentos, particularmente en carnes y quesos.

Los nitritos al ser ingeridos por el hombre, actúan en la sangre como oxidante de la hemoglobina. Se clasifica dentro del Grupo D en relación al riesgo cancerígeno (USEPA, 1985) y en publicaciones recientes se indica que no existen suficientes datos para su clasificación por lo que se recomiendan estudios más profundos. La norma de calidad para agua potable de acuerdo a la MCLG y MCL (1989) indican 10 miligramos por litro para los nitratos y un miligramo por litro para los nitritos. (MCLG = Nonenforceable standars to be used as a guide; MCL = maximun contaminant level). La Norma Oficial Mexicana indica 5 mg/l para los nitratos y 0.05 mg/l para los nitritos

SILICE

Se expresa como óxido de sílice, SiO_2 y es ampliamente utilizado para referirse al sílice que se encuentra en las aguas naturales pero debe de entenderse que la forma en que se encuentra es hidratado y su representación real es H_4SiO_4 o bien $\text{Si}(\text{OH})_4$.

El sílice puede ser incorporado en el agua a partir de la disolución de feldespatos sódicos como la albita. Concentraciones mayores se encuentran en relación con aguas de origen geotermal. Estudios de geotermia basan o utilizan la determinación de sílice en el agua para calcular la profundidad de formación y temperatura, tendiente a estudiar los yacimientos geotérmicos y a localizar sitios para perforación de pozos geotérmicos. A las determinaciones de temperaturas basadas en edad se le denomina geotermómetros.

El rango en que generalmente se encuentra el sílice en el agua de acuerdo a la literatura, es de 1 a 30 miligramos por litro, sin embargo, concentraciones arriba de 100 mg/l llegan a ser comunes en zonas como la estudiada (comunicación verbal del laboratorio), donde el agua ha circulado a través de rocas que incluyen sílice entre los minerales que las constituyen y que han estado sujetas a altas temperaturas.

ARSENICO

El arsénico es un elemento químico sólido, semimetálico, que destaca por su alta toxicidad hacia humanos. Se encuentra en forma de compuestos siendo el más común la arsenopirita (FeSAs). Es utilizado por industrias de vidrio, cerámica, tintes y como insecticida en la agricultura, etc. Recientemente se ha venido utilizado en estado sólido en transistores y parte de material laser.

El arsénico como As es insoluble en agua pero varias sales sí presentan solubilidad. Concentraciones de 100 mg suelen ser venenosas para los humanos y letales en rangos de 130 mg. El arsénico se acumula en los tejidos del cuerpo humano. Ha sido reportado como venenoso cuando se encuentra en concentraciones que varían de 0.21 y 10.0 mg/l. No se ha encontrado que presente problemas de cáncer porque, antes que eso, primeramente, se considera venenoso o tóxico. La norma de calidad reciente publicada por la MCLG USEPA 1987, indica que el agua debe de contener menos de 0.05 mg/l para consumo humano. Mismo valor consigna la Norma oficial Mexicana.

6.2.- AGUA PARA RIEGO

Para conocer la calidad del agua para riego, se ha optado por utilizar la clasificación de Wilcox (1948) en la cual, por medio de la conductividad eléctrica (CE) y la relación de adsorción de sodio (RAS), se obtiene la clase de agua para riego.

La conductividad eléctrica es igual al recíproco de la resistividad y proporcional a la concentración de sólidos totales disueltos. Normalmente, esta se expresa en micromhos por centímetro (mmhos-cm).

La relación de adsorción de sodio, se obtiene por medio de la fórmula siguiente.

$$\text{RAS} = \frac{\text{Na}^+}{\sqrt{\frac{\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}}{2}}}$$

Donde las concentraciones de Na^+ , Ca^{++} y Mg^{++} están dadas en equivalentes por litro. Con esta relación se obtiene el peligro que entraña el uso del agua para riego, el cual, como puede apreciarse en la fórmula, queda, supeditado a las concentraciones absoluta y relativa de los principales cationes.

Los valores de CE y RAS, son graficados en el nomograma de clasificación (figura 6.1) obteniéndose de esta manera, la clase de agua para riego, la cual está definida por los parámetros, C y S y subíndices en cada uno de ellos. El significado de las diferentes clases, así como algunas recomendaciones para el uso del agua en riego, se comentan a continuación.

- C1 BAJA SALINIDAD.- Puede usarse para riego en la mayoría de los suelos y para casi todas las plantas, con pocas probabilidades de que aumente la salinidad.
- C2 SALINIDAD MEDIA.- Puede usarse, si se hacen lavados moderados. Se pueden sembrar plantas moderadamente tolerantes a las sales en la mayoría de los casos, sin efectuar prácticas especiales para el control de la salinidad.
- C3 ALTAMENTE SALINA.- No puede usarse en suelos de drenaje deficiente. Aún con drenaje adecuado, se requiere un manejo especial para el control de la salinidad, además de seleccionar plantas que sean bastante tolerantes a las sales.
- C4 MUY ALTAMENTE SALINA.- No es apropiada para riego bajo condiciones ordinarias aunque puede usarse, en ocasiones, bajo circunstancias muy especiales. Los suelos deben ser permeables, el drenaje adecuado; el agua para riego debe aplicarse en exceso con el fin de llevar a cabo un lavado fuerte. Las plantas que se seleccionen deberán ser muy tolerantes a las sales.
- S1 CON POCO SODIO.- Puede usarse para riego en casi todos los suelos, con poco peligro de que el sodio intercambiable llegue a niveles perjudiciales. Sin embargo, las plantas sensitivas al sodio como algunos frutales (fruto con hueso) y aguacate, pueden acumular concentraciones dañinas de sodio.
- S2 CON CONTENIDO MEDIO.- Será peligrosa en suelos de textura fina y en aquellos que contengan una alta capacidad de intercambio de cationes, especialmente bajo condiciones de lavados leves, a menos que haya yeso en el suelo. Esta agua puede usarse en suelos orgánicos o de textura gruesa con buena permeabilidad.
- S3 CON ALTO CONTENIDO.- Conducirá a niveles peligrosos de sodio intercambiable en la mayoría de los suelos por lo cual se requerirá de un manejo especial, buen

drenaje, lavados fuertes y adiciones de materia orgánica. Los suelos yesíferos no desarrollarán niveles perjudiciales de sodio intercambiable. Los mejoradores químicos deberán usarse, para el reemplazo de sodio intercambiable, excepto en el caso de que no sea factible el uso de mejoradores en aguas de muy alta salinidad.

S4 CON MUY ALTO CONTENIDO.- Generalmente no es apropiada para el riego, excepto en casos de baja y quizá media salinidad, donde la solución del calcio del suelo o el empleo de yeso u otros mejoradores, hagan factible el uso de esta agua.

La conductividad eléctrica puede tomarse como un índice en la selección de cultivos, en la tabla siguiente se presenta la tolerancia relativa de los cultivos a las sales.

Tabla 6.2.- Tolerancia de cultivos a las sales
Frutales

MUY TOLERANTES	MEDIANAMENTE TOLERANTES	POCO TOLERANTES
Palma – dátiles	Granada Higuera Olivo Vid Melón	Peral Manzano Naranja Toronja Ciruela Almendro Chabacano Durazno Fresa Limonero Aguacate

Hortalizas

MUY TOLERANTES	MEDIANAMENTE TOLERANTES	POCO TOLERANTES
$CE_e \times 10^3 = 12 *$ Betabel Bretón o col rosada Espárragos Espinacas $CE_e \times 10^3 = 10$	$CE_e \times 10^3 = 10$ Jitomate Brócoli Col Chile dulce Coliflor Lechuga Maiz dulce Papas Zanahoria Cebolla Chicharos Calabaza Pepinos $CE_e \times 10^3 = 4$	$CE_e \times 10^3 = 4$ Rábano Apio Ejotes $CE_e \times 10^3 = 3$

Plantas forrajeras

MUY TOLERANTE	MEDIANAMENTE TOLERANTES	POCO TOLERANTE
$CE_e \times 10^3 = 18$ Zacate alcalino de coquito Zacate bermuda Zacate rhodes	$CE_e \times 10^3 = 4$ Trébol blanco Trébol amarillo Zacate inglés perenne Zacate Sudán Trébol Huban Alfalfa (California común)	$CE_e \times 10^3 = 4$ Trébol blanco holandés Trébol Alsike Trébol rojo Trébol ladino Pinpinela

El boro en pequeñas concentraciones, es esencial para el desarrollo normal de las plantas y, la falta de este elemento, o su presencia en concentraciones altas, afecta el crecimiento de los cultivos.

Dependiendo de la cantidad de boro que las plantas acepten, estas se han dividido en tres grupos:

CUANDO ACEPTAN

- Cultivos sensibles	Hasta 0.67 ppm
Cultivos semitolerantes	Entre 0.67 y 1.00 ppm
Cultivos tolerantes	Entre 1.00 y 3.75 ppm

A continuación se muestran algunos cultivos haciéndose distinción entre tolerantes, semitolerantes y sensibles.*

Tabla 6.3.- Cultivos tolerantes, semitolerantes y sensibles a las sales

TOLERANTES	SEMITOLERANTES	SENSIBLES
Espárragos	Girasol (nativo)	Nuez encarcelada
Palma datilera	Papa	Nogal negro
Remolacha azucarera	Algodón	Nogal persa
Alfalfa	Jitomate	Ciruelo
Gladiola	Rábano	Peral
Haba	Chicharos	Manzano
Cebolla	Rosa Ragged	Uva (málaga y sultaina)
	Robin	Higo Kadota
Nabo	Olivo	Níspero
Col	Cebada	Cereza
Lechuga	Trigo	Chabacano
Zanahoria	Maíz	Durazno
	Sorgo	Naranja
	Avena	Aguacate
	Calabacita	Toronja
	Pimiento "Bell"	Limonero
	Camote	
	Frijol Lima	

(En orden descendente de más a menos tolerante)

MUY TOLERANTES	MEDIANAMENTE TOLERANTES	POCO TOLERANTES
Cebada folium (para heno tripata de pájaro) $CE_e \times 10^3 = 12$	Trigo (para heno) Avena (para heno) Grama azul Bromo suave Veza lechosa Cicer $CE_e \times 10^3 = 4$	$CE_e \times 10^3 = 2$
CULTIVOS COMUNES		
$CE_e \times 10^3 = 12$ Cebada (grano) Remolacha Azucarera Colza Algodón $CE_e \times 10^3 = 10$	$CE_e \times 10^3 = 10$ Centeno (grano) Trigo (grano) Avena (grano) Arroz Sorgo (grano) Maíz Linaza Girasol Higuierilla $CE_e \times 10^3 = 6$	$CE_e \times 10^3 = 4$ Alubias

(De: Suelos salinos y sódicos, 1954)

*El número que sigue a la $CE_e \times 10^3$ es el valor de la conductividad eléctrica del extracto de saturación en milimhos por centímetro a 25°C asociado a una disminución en los rendimientos de 50 por ciento.

6.3.- AGUA PARA ABREVADERO

El agua usada en granjas y ranchos ganaderos, normalmente debe de cumplir con los mismos requisitos que el agua potable, ya que es utilizada también para usos domésticos de los ranchos. Los animales pueden ingerir agua con una mayor concentración de sales.

A continuación se describen los límites máximos para algunos animales, según Mckee y Wolf, (1963).

Tabla 6.4.- Límites máximos para algunos animales

Aves	2,860 ppm
Cerdos	4,290 ppm
Caballos	6,430 ppm
Ganado lechero	7,150 ppm
Ganado de carne	10,100 ppm
Borrego	12,900 ppm

6.4.- AGUA PARA LA INDUSTRIA

La clase de agua requerida en la industria, depende del tipo de instalaciones utilizadas.

Una forma rápida de catalogar el tipo de agua para la industria, es conociendo su dureza. Esta normalmente se reporta en concentración de carbonato de calcio (Ca CO_3).

Cuando un agua contiene concentraciones bajas de ese compuesto, se denomina “agua blanda” y al agua con concentraciones altas, “agua dura”.

De acuerdo con algunos autores (Durfor y Becker, 1964), se han distinguido los siguientes rangos de dureza.

Tabla 6.5.- Rangos de dureza para la industria

Concentración en Mg/l de CaCO_3	Descripción
0 – 60	Agua blanda.
61 – 120	Agua moderadamente dura.
121 – 180	Agua dura.
más de 180	Agua muy dura

En la tabla siguiente, se muestran algunos de los límites para la industria textil y papelera, así como en derivados del petróleo y embotelladoras.

Tabla 6.5.- Calidad del agua para algunas industrias
(en mg/l)

CONSTITUYENTE	INDUSTRIA TEXTIL	INDUSTRIA PAPELERA	DERVIADOS DEL PETRÓLEO	EMBOTELLADORA
SiO ₂	-	50	-	-
Fe	0.1	1.0	1.0	0.3
Mn	0.1	0.5	-	0.05
Ca	-	20	75	-
Mg	-	12	30	-
Cu	0.01	-	-	-
NH ₄	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-
HCO ₃	-	-	-	-
SO ₄	-	-	-	500
Cl	-	200	300	500
F	-	-	-	-
NO ₃	-	-	-	-
Dureza	25	100	350	-
PH	2.5-10.5	6-10	6-9	-
S.T.D.	100	-	100	-

(En: John Hem, 1985)

REFERENCIAS

Chapingo, Escuela Nacional de Agricultura. Calidad del agua para riego, apuntes inéditos.

De Zuane, John, (1990). Handbook of Drin King Water Quality, Standards and Controls. Van Nostrand Reinhold, New York, 523 p.

Drever, James, (1998). The Geochemistry of Natural Waters. Prentice Hall, New Jersey. 437 p.

Hem, John, (1985) Study and Interpretation of Chemical Characteristics of Natural Water U.S. Geological Surver Water-Supply paper 2254.

Languimir, Donald, (1997). Aqueous Environmental Geochemistry. Prentice Hall, New Jersey, 600 p.

Driscoll, Fletcher (1986). Groun Water and Wells. Filter/Johnson Screens, Ed. St. Paul, M N. 1089 p.

Suelos Salinos y Sódicos, 1954 Manual de Agricultura No. 60 Departamento de Agricultura de los estados Unidos de América.

CAPÍTULO 7.- SIGNIFICADO DE ALGUNAS PROPIEDADES FÍSICAS Y QUÍMICAS DEL AGUA

Los elementos que pueden encontrarse en solución en el agua pueden ser muy variados. De los más comunes, a continuación se mencionan su fuente o causa de origen, así como algunas de sus principales características.

BICARBONATO (HCO₃) CARBONATO (CO₃)

Fuente o causa de origen.- Proviene de la incorporación del bióxido de carbono en el agua y de la disolución de rocas carbonatadas como la caliza y la dolomita.

Significado.- Los carbonatos y bicarbonatos producen alcalinidad. Los carbonatos de calcio y magnesio se descomponen en calderas y aguas calientes, facilitando la incrustación y liberando bióxido de carbono corrosivo a la atmósfera. En combinación con calcio y magnesio es causa de la dureza.

ARSENICO

El arsénico es un elemento químico sólido, semimetálico, que destaca por su alta toxicidad hacia humanos. Se encuentra en forma de compuestos siendo el más común la arsenopirita (FeSAs). Es utilizado por industrias de vidrio, cerámica, tintes y como insecticida en la agricultura, etc. Recientemente se ha venido utilizado en estado sólido en transistores y parte de material laser.

El arsénico como As es insoluble en agua pero varias sales sí presentan solubilidad. Concentraciones de 100 mg suelen ser venenosas para los humanos y letales en rangos de 130 mg. El arsénico se acumula en los tejidos del cuerpo humano. Ha sido reportado como venenoso cuando se encuentra en concentraciones que varían de 0.21 y 10.0 mg/l. No se ha encontrado que presente problemas de cáncer porque, antes que eso, primeramente, se considera venenoso o tóxico. La norma de calidad reciente publicada por la MCLG USEPA 1987, indica que el agua debe de contener menos de 0.05 mg/l para consumo humano. Mismo valor consigna la Norma oficial Mexicana.

BORO (B)

Fuente o causa de origen.- Proviene de la disolución de suelos y rocas, en especial las de origen ígneo. El agua de zonas térmicas y especialmente aquellas que se encuentran en áreas de actividad volcánica reciente, pueden contener altas concentraciones de boro. Puede deberse en ocasiones, a contaminación por desperdicios, especialmente donde se usan detergentes que contiene boratos.

Significado.- Cantidades pequeñas de este elemento, es esencial para crecimiento, y nutrición de las plantas, pero es tóxico para la mayor parte de ellas cuando se encuentra en concentraciones mayores de 1 mg/l.

CALCIO (Ca)

Fuente o causa de origen.- Proviene de casi todo tipo de suelos y rocas pero en especial de las calizas, las dolomitas y el yeso. Algunas salmueras contienen grandes cantidades de calcio.

Significado.- El calcio y el magnesio son los principales responsables de la dureza en el agua, la cual origina un gran consumo de jabones. Puede incrustarse en tuberías y además, reduciendo su eficiencia.

COLOR

Fuente o causa de origen.- En agua superficial, componentes orgánicos provenientes del decaimiento de la vegetación y por contaminación de desperdicios orgánicos e inorgánicos descargados a los ríos. En agua subterránea, componentes orgánicos que han pasado a través de lignita y turba.

Significado.- Indica la presencia de iones orgánicos o materia orgánica en el agua subterránea. Es un factor importante en la valuación de agua potable o para otros usos.

CLORURO (Cl)

Fuente o causa de origen.- Proviene de la disolución de rocas y suelos, en especial evaporitas; se presenta por contaminación de desperdicios y desagües. Antiguas salmueras, agua de mar y salmueras industriales, contienen grandes cantidades de este elemento.

Significado.- Grandes concentraciones de este elemento, aumenta el poder corrosivo del agua y, en combinación con sodio, da un sabor salado.

CONCENTRACIÓN DE HIDRÓGENO (pH)

Fuente o causa de origen.- Los ácidos y el bióxido de carbono libre, bajan el valor del pH. Carbonatos, bicarbonatos, hidróxidos, fosfatos, silicatos y boratos, aumentan el valor del pH.

Significado.- Un pH igual a 7.0 indica neutralidad en una solución; valores mayores indican alcalinidad y menores, acidez. La corrosividad, generalmente aumenta al disminuir el pH. Aguas excesivamente alcalinas, pueden atacar metales.

CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA

Fuente o causa de origen.- Depende de la cantidad de sales disueltas en el agua.

Significado.- Es una medida de la capacidad del agua de conducir corriente eléctrica. Varía con la concentración y grado de ionización de los constituyentes, así como con la temperatura. Se usa para estimar la cantidad de sales disueltas en el agua.

CROMO

El cromo se define como un elemento químico metálico con una alta resistencia a la corrosión y que es utilizado por un gran número de industrias. La forma como se encuentra en yacimientos naturales es como cromita cuya fórmula es FeCr_2O_4 . Los compuestos de cromo más importantes son: cromato de sodio y potasio. Se puede encontrar también como cromo metálico (Cr^{++}), cromo trivalente y como cromo hexavalente. Esta última forma tiene tendencia a ser reducida por especies orgánicas.

En el agua se puede encontrar en forma soluble. Proviene de la disolución de sales de cromato de sodio, cromato de potasio y cromato de amonio. Es utilizado comunmente en industrias electrónicas, en plantas textiles, en industrias de vidrio y de materiales fotográficos. También se utiliza en la industria del calzado, en pinturas y tintes, así como en explosivos, fábricas de cerámica y papel. Exceso de cromo en el agua potable causa problemas en el hígado y pulmones con síntomas de hemorragia, así como problemas en la piel. Se clasifica como cancerígeno y dentro del grupo 1 (International Agency for Research on Cancer - IARC). La norma de calidad para el agua potable de acuerdo a la USEPA 1989 (U.S. Environmental Protection Agency), es de 0.1 miligramos por litro. La Norma Oficial Mexicana (NOM) indica una concentración máxima de 0.05 miligramos por litro de cromo hexavalente para el agua potable.

DUREZA COMO CaCO_3

Fuente o causa de origen.- En la mayoría de los casos, la dureza es debida a el calcio y el magnesio.

Significado.- Consume jabón y no produce espuma. Forma depósitos de jabón en baños. El agua dura incrusta calderas y tuberías Dureza es equivalente de dureza de carbonatos y bicarbonatos.

ESTRONCIO (Sr)

Fuente o causa de origen.- Proviene de la disolución de rocas y suelos, en especial de rocas carbonatadas y rocas de origen ígneo.

Significado.- Las concentraciones son en general muy bajas.

FIERRO (Fe)

Fuente o causa de origen.- Proviene de la disolución de suelos, rocas y de tuberías, bombas y equipos similares. Concentraciones mayores a 1 ó 2 ppm, generalmente indican drenaje de zonas mineras u otra fuente.

Significado.- Expuesto a la superficie, el fierro disuelto en el agua se oxida formando un sedimento rojizo. Más de 0.3 ppm, mancha lavadoras y utensilios. Elemento nocivo en el proceso de bebidas, tintes, blanqueadores, hielo, etc. Grandes concentraciones, producen un sabor desagradable y favorece el crecimiento de bacterias.

FLUORURO (F)

Fuente o causa de origen.- Se encuentra diseminado en cantidades muy pequeñas, en casi todo tipo de rocas y suelos.

Significado.- Reduce la picadura de dientes (caries) en los niños durante la época de calcificación. En excesos de este elemento, produce el decaimiento de la dentadura, el cual dependerá de la concentración de flúor, la edad del consumidor, la cantidad de agua que se consuma y la susceptibilidad de cada individuo.

FOSFATO (PO₄)

Fuente o causa de origen.- Proviene del intemperismo de rocas ígneas y de la lixiviación de suelos que contienen desperdicios orgánicos, fertilizantes, detergentes y drenajes domésticos e industriales.

Significado.- Concentraciones mayores a las normales, indican contaminación por desechos.

LITIO (Li)

Fuente o causa de origen.- Proviene de la disolución de rocas durante el intemperismo. La escasez del litio es probablemente el responsable de las relativas bajas concentraciones en el agua.

Significado.- Las concentraciones de este elemento en el agua son en general muy bajas, no afectando la calidad para los diferentes usos.

MAGNESIO (Mg)

Fuente o causa de origen.- Proviene de la disolución de la mayoría de los suelos y rocas pero especialmente de las dolomitas. Algunas salmueras contienen cantidades abundantes de magnesio.

Significado.- El magnesio y el calcio, son los principales responsables de la dureza y del agua incrustante.

MANGANESO (Mn)

Fuente o causa de origen.- Proviene de la disolución de algunos suelos y rocas. Es menos común que el fierro, pero normalmente se encuentra asociado con éste y con aguas ácidas.

Significado.- Es el causante de la coloración café oscura o negra.

NITRITOS Y NITRATOS

Los nitratos (NO_3) son un producto de la estabilización aeróbica del nitrógeno orgánico. Otra fuente de nitratos son sales minerales.

Los nitritos (NO_2) se forman por la acción bacteriana del amonio y del nitrógeno orgánico. Generalmente sus concentraciones en el agua son muy reducidas debidas a la rápida oxidación de los nitritos a nitratos. Se encuentra generalmente en aguas tratadas, tanto municipales como agrícolas.

Los nitritos se utilizan como fertilizante, así como agente oxidante en la industria química. En la industria alimenticia, son utilizados como preservador de alimentos, particularmente en carnes y quesos.

Los nitritos al ser ingeridos por el hombre, actúan en la sangre como oxidante de la hemoglobina. Se clasifica dentro del Grupo D en relación al riesgo cancerígeno (USEPA, 1985) y en publicaciones recientes se indica que no existen suficientes datos para su clasificación por lo que se recomiendan estudios más profundos. La norma de calidad para agua potable de acuerdo a la MCLG y MCL (1989) indican 10 miligramos por litro para los nitratos y un miligramo por litro para los nitritos. (MCLG = Nonenforceable standars to be used as a guide; MCL = maximun contaminant level). La Norma Oficial Mexicana indica 5 mg/l para los nitratos y 0.05 mg/l para los nitritos

POTASIO (K)

Fuente o causa de origen.- Proviene de la disolución de la mayoría de las rocas y suelos. Se encuentra también en salmueras, agua de mar y en algunos desechos industriales.

Significado.- Grandes concentraciones, en combinación con cloro, producen un sabor salado. Esencial en la nutrición de las plantas.

SELENIO (Se)

Fuente o causa de origen.- La principal fuente de selenio son las emanaciones volcánicas y los depósitos de sulfuros que han sido acumulados por erosión e intemperismo. Se encuentra en rocas cretácicas, en especial en lutitas y suelos derivados de ellas.

Significado.- Es tóxico en cantidades pequeñas. Constituye un problema cuando se encuentra en plantas o agua para el ganado.

SILICE (SiSO_2)

Se expresa como óxido de sílice, SiO_2 y es ampliamente utilizado para referirse al silice que se encuentra en las aguas naturales pero debe de entenderse que la forma en que se encuentra es hidratado y su representación real es H_4SiO_4 o bien $\text{Si}(\text{OH})_4$.

El sílice puede ser incorporado en el agua a partir de la disolución de feldespatos sódicos como la albita. Concentraciones mayores se encuentran en relación con aguas de origen geotermal. Estudios de geotermia basan o utilizan la determinación de sílice en el agua para calcular la profundidad de formación y temperatura, tendiente a estudiar los yacimientos geotérmicos y a localizar sitios para perforación de pozos geotérmicos. A las determinaciones de temperaturas basadas en edad se le denomina geotermómetros.

El rango en que generalmente se encuentra el sílice en el agua de acuerdo a la literatura, es de 1 a 30 miligramos por litro, sin embargo, concentraciones arriba de 100 mg/l llegan a ser comunes en zonas como la estudiada (comunicación verbal del laboratorio), donde el agua ha circulado a través de rocas que incluyen sílice entre los minerales que las constituyen y que han estado sujetas a altas temperaturas.

SODIO (Na)

Fuente o causa de origen.- Proviene de la disolución de la mayoría de las rocas y suelos. Se encuentra también en salmueras, agua de mar, desperdicios industriales y drenajes.

Significado.- Grandes concentraciones en combinación con el cloro, producen un sabor salado. Cantidades fuertes comúnmente limita el uso del agua para la agricultura.

SÓLIDOS TOTALES DISUELTOS

Fuente o causa de origen.- Proviene de la disolución de minerales que forman los suelos y las rocas. Puede incluir constituyentes orgánicos y agua de cristalización.

Significado.- El valor de los sólidos totales disueltos, es una medida de todas las concentraciones que se encuentran en el agua. Es un índice importante en la determinación de los usos del agua.

SULFATOS (SO₄)

Fuente o causa de origen.- Proviene de la disolución de rocas y suelos que contienen yesos, fierro y compuestos sulfurosos. Comúnmente se presenta en aguas de drenaje de minas y en algunos desechos industriales.

Significado.- Concentraciones altas, actúan como laxante y en combinación con otros iones da al agua un sabor desagradable. En agua que contiene calcio, producen incrustaciones.

REFERENCIAS

De Zuane, John, (1990). Handbook of Drinking Water Quality, Standards and Controls. Van Nostrand Reinhold, New York, 523 p.

Drever, J. I. 1988. The Geochemistry of Natural Water, Second Edition. Prentice Hall. 437 p.

Freeze, A. and Cherry, J. 1979. Groundwater. Prentice Hall. 604 p.

Hem, Jhon, 1971. "Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water". G.S.E.S:P. 1473.

Hem, John, (1985) Study and Interpretation of Chemical Characteristics of Natural Water. U.S. Geological Surver Water-Supply Paper 2254

CAPÍTULO 8.- TRAZADORES DE AGUA SUBTERRÁNEA

8.1.- RESUMEN

La técnica sobre la aplicación de trazadores en agua subterránea, se ha venido desarrollando con nuevas metodologías en los últimos 35 años. Los principales trazadores utilizados son: fluoriceínas, sales, esporas e isótopos. Las fluoriceínas son uno de los trazadores más económicos y fáciles de utilizar. Su aplicación se ha incrementado al introducir en el proceso de detección, el espectrofluorómetro y la concentración por medio de carbón activado. Las esporas, son el trazador más nuevo que existe, el cual ha probado ser de gran utilidad. Otro tipo de trazadores de agua subterránea, son los isótopos deuterio, oxígeno 18, tritio y carbono 14, cuya técnica y aplicación es cada día mayor.

8.2.- INTRODUCCIÓN

En determinadas ocasiones es de esencial importancia el conocer con exactitud si existe conexión entre dos puntos de un acuífero. Para ello se han llevado a cabo, desde el siglo pasado, experimentos consistentes en mezclar, en el agua de un aprovechamiento subterráneo localizado aguas arriba, una sal o un tinte, el cual puede ser reconocido en otro aprovechamiento localizado a cierta distancia aguas abajo, determinando así, la posible conexión entre dichos puntos. A esta técnica se le conoce como trazadores de agua subterránea.

Este método, se ha aplicado principalmente en rocas fracturadas, donde el tiempo de tránsito es corto, y en distancias hasta de 40 km. (Zotl, 1970). En menor proporción, se ha llevado a cabo en medios granulares, ya que por una parte la velocidad de flujo es relativamente pequeña y por otra, la arcilla produce absorción e intercambio iónico, por lo cual la aplicación en este medio debe ser en distancias cortas.

Los puntos de inyección más comunes, son ríos subterráneos localizados dentro de cavernas y los principales puntos de muestreo son manantiales. Con algunas limitaciones los puntos de inyección y muestreo de trazadores pueden ser también pozos, norias, galerías filtrantes, drenes, lagos y presas. En algunas ocasiones, se ha utilizado esta técnica para determinar si el agua de manantiales, ríos o drenes, corresponden a filtraciones de una presa o lago.

Un buen trazador, debe reunir las características siguientes: Debe ser no tóxico; soluble en agua, identificable en pequeñas concentraciones; resistente a cambios químicos; tener poca o nula capacidad de intercambio iónico; no ser absorbido o retenido por suelo o rocas; su determinación debe ser mediante análisis sencillos y su aplicación económica.

Los principales trazadores son fluoriceínas, sales esporas e isótopos.

8.3.- FLUORESCEINAS

Son sustancias que tienen la propiedad de emitir luz fluorescente. La longitud de cada onda de esta luz, varía de una sustancia a otra, propiedad que se utiliza para identificarlas. Las sustancias más comunes utilizadas como trazadores son: Uranina, Eosina, Aminorhodamina G extra, Rhodamina FB y Tinopal CBS-X.

A continuación se describen las características de cada una de estas sustancias.

- a) URANINA.- Es la de mayor aplicación. Consiste en una fluoresceína de sodio que presenta un color naranja en soluciones concentradas (más de 1 ppm), que cambia de verde-amarillento al ser diluida.

La intensidad de fluorescencia depende del pH. En la figura 8.1, se muestra la relación entre el pH y la intensidad de fluorescencia de la uranina. En aguas muy ácidas, pierde su fluorescencia pero este proceso es reversible, pudiendo recobrarla al añadir un compuesto básico, como KOH ó NH₃. Esta propiedad puede utilizarse para identificar el trazador.

El poder de la uranina, puede disminuir por medio de procesos fotoquímicos como la luz ultravioleta, por agentes oxidantes como el cloro y el ozono y en algunos casos por procesos biológicos.

Es visible en concentraciones mayores de 0.01 ppm. Antiguamente, se utilizaban lámparas de luz ultravioleta para identificarla cuando se encontraba en concentraciones bajas. Actualmente las concentraciones entre 1×10^{-2} y 2×10^{-6} ppm son medidas con espectrofluorómetro.

La intensidad máxima de fluorescencia se detecta a una longitud de onda de 515×10^{-9} m. A mayor o menor longitud de onda la intensidad disminuye en forma simétrica (figura 8.2) y la forma de la curva distingue a la uranina de otra fluoresceína. Para concentraciones menores a 2×10^{-6} ppm, se utiliza carbón activado (W.B. White, 1967, F. Baver, 1972) el cual se coloca en el agua durante un tiempo que varía de un día a semanas, donde la uranina es absorbida y concentrada de 50 a 500 veces por el carbón y su concentración medida posteriormente.

Para extraer la uranina del carbón, se le agrega a éste algunas gotas de una de las siguientes preparaciones:

Una parte de alcohol etílico al 95% y una parte de hidróxido de potasio diluido al 15% en agua destilada.

Ocho partes de N-N Dimetilformadín (DMF), dos partes de agua destilada y una gota de NH₃.

Por último, la uranina es resistente a la absorción por arcillas y su uso no es tóxico para el hombre o animales.

- b) EOSINA.- Presenta una fluorescencia naranja-rosa, cuya máxima intensidad se detecta a una longitud de onda de 535×10^{-9} m.

Cuando se presentan valores mayores de 0.01 ppm es visible al ojo humano. Entre 0.01 y 50×10^{-6} ppm, puede detectarse con espectrofluorómetro. Concentraciones menores se concentran con carbón activado del cual puede extraerse añadiendo una sustancia compuesta por ocho partes de N-N Dimetilformadín (DMF) y dos de agua destilada.

Al utilizarse junto con rhodamina FB o uranina, se producen interferencias por lo que su aplicación conjunta es limitada.

- c) AMINOHODAMINA G EXTRA.- Conocida anteriormente como sulforhodamina G extra, presenta una fluorescencia naranja-rosa en soluciones concentradas, que cambia a verde al ser diluida. Su mayor intensidad se presenta a una longitud de onda de 554×10^{-9} m. Es visible en concentraciones mayores de 0.01 ppm y con espectrofluorómetro pueden detectarse hasta 6×10^{-3} ppm. Valores menores pueden concentrarse por medio de carbón activado, del cual puede ser extraída la fluoresceína, por medio de una solución de ocho partes de N-N Dimetilformadín (DMF) y dos de agua destilada.

Esta fluoresceína presenta inconvenientes, ya que es difícil de disolver y fácilmente absorbida por arcillas. En presencia de uranina, rhodamina FB o eosina, se producen interferencias.

- d) RHODAMINA FB.- Presenta un color púrpura y fluorescencia roja. Su mayor intensidad se detecta a una longitud de onda de 578×10^{-9} m. Es visible al ojo humano en concentraciones mayores de 0.01 ppm. Con espectrofluorómetro se detectan hasta 10×10^{-3} ppm. Valores menores pueden ser concentrados por medio de carbón activado del cual se extrae por medio de una de las soluciones siguientes:

- a) Cinco partes de propanol y 5 partes de hidróxido de amonio.
- b) Ocho partes de N-N dimetilformadín (DMF) y dos de agua destilada.

La rhodamina FB, presenta interferencias al combinarse con uranina, eosina o aminorhodamina G extra. Es tóxica cuando se inhala en soluciones concentradas. Por otra parte, en presencia de arcillas es altamente absorbida.

- e) TINOPAL CBS-X.- Presenta un color verde con fluorescencia azul.

Su mayor intensidad se determina a una longitud de onda de 430×10^{-9} m. Es visible solamente en concentraciones mayores de 1 ppm. Con espectrofluorómetro se pueden detectar hasta 440×10^{-3} ppm. Valores menores son concentrados por medio de carbón activado del cual la fluoresceína puede extraerse agregando unas gotas de una solución que contenga ocho partes de N-N dimetilformadín (DMF) y dos de agua destilada. Este producto, es absorbido por arcillas.

f) EJEMPLO SOBRE LA APLICACIÓN DE FLUORESCEINA.- Con el propósito de ilustrar su aplicación, a continuación se presentan los resultados obtenidos en un experimento llevado a cabo en una región cárstica.

Se propuso conocer la conexión entre el agua de un río que se infiltraba dentro de una dolina y dos manantiales situados a 5 kilómetros de la primera. Para ello, se inyectaron 3 kg de uranina en el agua de la dolina y se obtuvieron muestras de agua cada dos horas en los manantiales "H" y "S".

En el manantial "S", no se detectó uranina, por lo que se concluye que este no tiene conexión con la zona de recarga donde se inyectó el trazador.

En el manantial "H", se empezó a detectar uranina 56 horas después de la inyección, y la concentración del trazador fue aumentando hasta llegar a 32 mg/m³, según se muestra en la figura 8.3.

Otro ejemplo ilustrativo de la aplicación de trazadores, ahora en acuíferos granulares someros es el siguiente:

En un valle aluvial que presenta un acuífero freático a 3 m de profundidad, se perforaron 9 pozos a 3" de diámetro y 5 m de profundidad, distribuidos en la forma como se ilustra en la figura No. 8.4.

En el pozo central, se inyectó uranina y se obtuvieron muestras de agua en el resto de los pozos, cada 20 minutos.

Después de 3 horas 20 minutos de la inyección, se detectó uranina solamente en los pozos 4 y 5, de donde se puede obtener que el agua subterránea fluye en dirección sureste, a una velocidad de 1.5 m/hr.

Este método es utilizado en zonas sin información y su aplicación queda limitada por la profundidad a que se encuentre el nivel estático, ya que mientras mayor es ésta, mayor es el costo de los pozos de muestre e inyección.

8.4.- SALES

Las sales son el trazador artificial de agua subterránea más antiguo que se conoce se haya aplicado con éxito. Los productos utilizados más comunes son: sal de cloruro de sodio y sal de cloruro de potasio.

La sal es disuelta en agua y posteriormente incorporada al acuífero. Una de las desventajas que presenta este método, es que requiere que en la zona de inyección el caudal de agua que entre al acuífero sea grande. Por otra parte se necesita una gran cantidad de sal en cada experimento.

En zonas cársticas, para distancias entre 3 y 5 km. se requiere inyectar un mínimo de 500 kg. de sal (Zotl, 1975). La cantidad más grande que se ha llegado a inyectar en un

experimento de trazadores, fue de 50 toneladas de NaCl, (W. Kass. En H Batsche et. al., 1970), donde después de 4 días, se encontró en uno de los manantiales de observación un incremento de cloruros de solo 39 ppm.

Los grandes volúmenes de trazador requeridos mediante este método, hacen que su uso sea limitado. La ventaja consiste en que pueden efectuarse determinaciones cuantitativas.

Ejemplo sobre la aplicación de sales.- Durante los trabajos realizados para conocer la posible conexión entre el agua de un río que se infiltraba en una dolina y dos manantiales localizados a 5 kilómetros de ésta, como se mencionó en párrafos anteriores, se inyectaron 50 kg. de cloruro de sodio y 400 kg. de cloruro de potasio.

Posteriormente se obtuvieron muestras de agua con intervalos de dos horas cada una, tanto en el manantial "H" como en el "S", las cuales se analizaron químicamente determinándose el contenido de cloruros, sodio y potasio.

Al igual que en los resultados obtenidos para la fluoresceína (párrafos anteriores), en el manantial "S", no se detectó incremento alguno en su contenido salino, por lo cual se concluyó que este manantial no tiene conexión con el agua de infiltración de la dolina.

Por lo que se refiere al manantial "H", los resultados de los análisis se graficaron en la figura 8.5, donde se observa que 56 horas después de la inyección de las sales, se detectó un incremento en los iones determinados, ratificando la comunicación entre la dolina y el manantial.

Considerando el tiempo que tardó en aparecer el trazador en el manantial y la distancia entre éste y la dolina, se obtuvo la velocidad de flujo del agua de este acuífero

Por otra parte, con estos resultados y los de los análisis químicos y volúmenes aflorados, es factible determinar el volumen mínimo de agua almacenado, así como el conocer en que proporción el agua del manantial, proviene de la que se filtra en la dolina

8.5.- ESPORAS

Las esporas utilizadas como trazadores corresponden al tipo *Lycopodium Clavatum*. Tiene un diámetro de 30-55 micras y un color amarillo pálido (1 micra = 10^{-4} cm).

Su forma es similar a la de un triángulo isósceles con lados convexos. Sus orillas forman cadenas de semicírculos cóncavos (figura 8.6). Están cubiertas por una fina membrana insoluble por lo que al ser incorporadas al agua son transportadas en suspensión. No se sedimentan y tienen la propiedad de no ser absorbidas o intercambiadas con el suelo o rocas.

En el año de 1953, A. Mayr, trató de emplear las esporas como trazador debido a las propiedades que presentan pero su identificación resultó problemática. J. Zotl y V. Maurin, idearon teñir las esporas de diferentes colores para facilitar su identificación lo cual resultó exitoso. De esta manera pueden mezclarse en agua, esporas de diferentes

colores y posteriormente detectarse en cierta zona de muestreo identificándose, por el color, con cuales sitios tiene conexión.

El muestreo de esporas se lleva a cabo instalando redes para plancton las cuales se pueden dejar por tiempo indefinido en el lugar de muestreo. Al preparar la muestra para observarla en el microscopio, se ha visto que se obtienen resultados satisfactorios, si se lleva a cabo lo siguiente:

A las muestras de campo se le agregan 3 gotas de hidróxido de potasio al 10%, 3 gotas de formol al 35% y una pisco de urea; posteriormente se calienta en baño de María por tres minutos. Se centrifuga y el sedimento se concentra en un tubo al que se le agrega una gota de ácido etílico. Se coloca una pequeña parte de la preparación en una lámina delgada para su análisis al microscopio.

REFERENCIAS

- Davis, S.N., D.J. Cambell, H.W. Bentley and T.J. Flynn, 1985. Ground Water Tracers. National Water Well Asociation.
- Dechant M., 1977. "The Dyeing of Lycopodiumspores" Notes of the Ground Water Tracing Techniques Course" Graz, Australia.

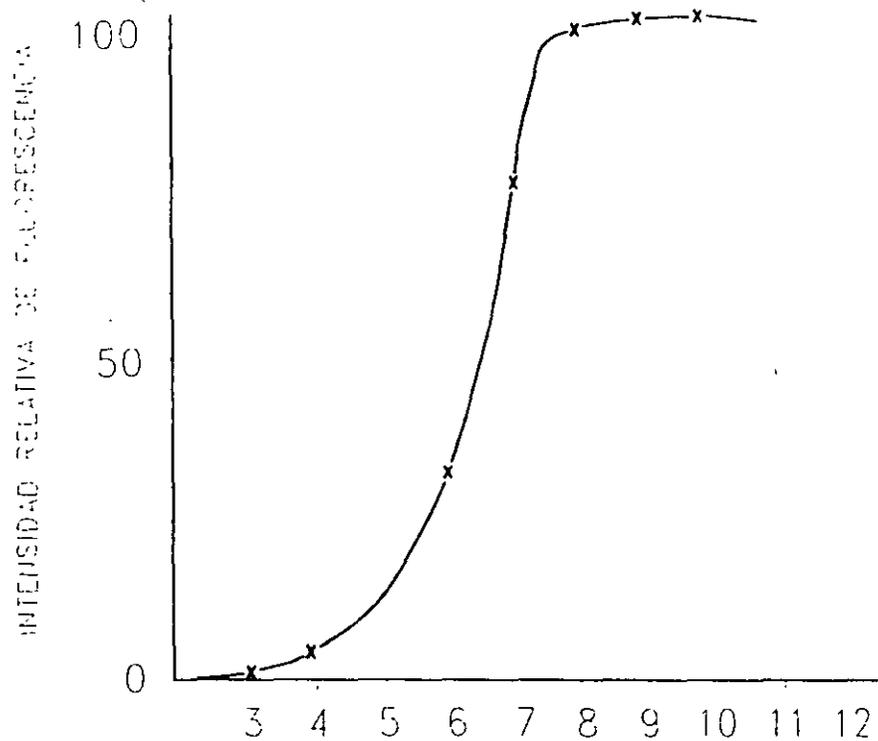


FIGURA 8.1.-RELACION ENTRE INTENSIDAD DE FLUORESCENCIA Y pH

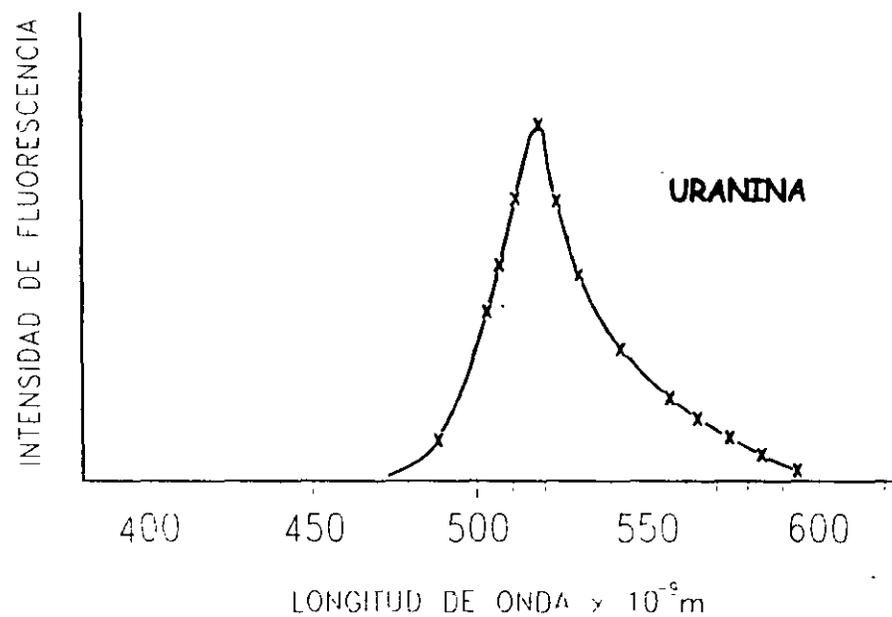


FIGURA 8.2.-INTENSIDAD DE FLUORESCENCIA DE LA URANINA

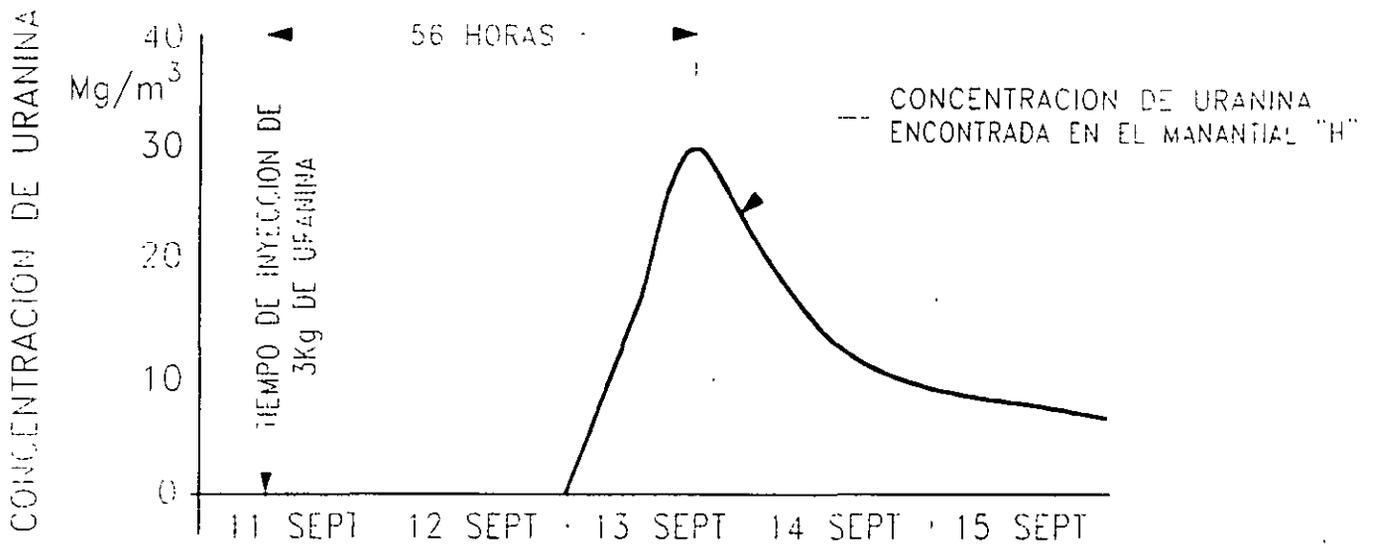
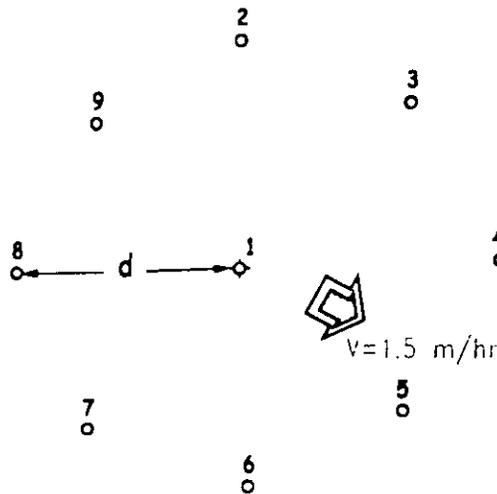


FIGURA 8.3.-EJEMPLO DE LA APLICACION DE URANINA COMO TRAZADOR



EXPLICACION

- ◆ POZO DE INYECCION
- POZOS DE MUESTREO
- ◀ INFECCION + VELOCIDAD DEL FLUJO DEL AGUA SUBTERRANEA OBTENIDO POR MEDIO DE TRAZADORES

$$V = \frac{d}{t}$$

d = 5 metros

t = 180 minutos

FIGURA 8.4.-EJEMPLO DE APLICACION DE TRAZADORES PARA DEFINIR VELOCIDAD Y DIRECCION DEL FLUJO SUBTERRANEO

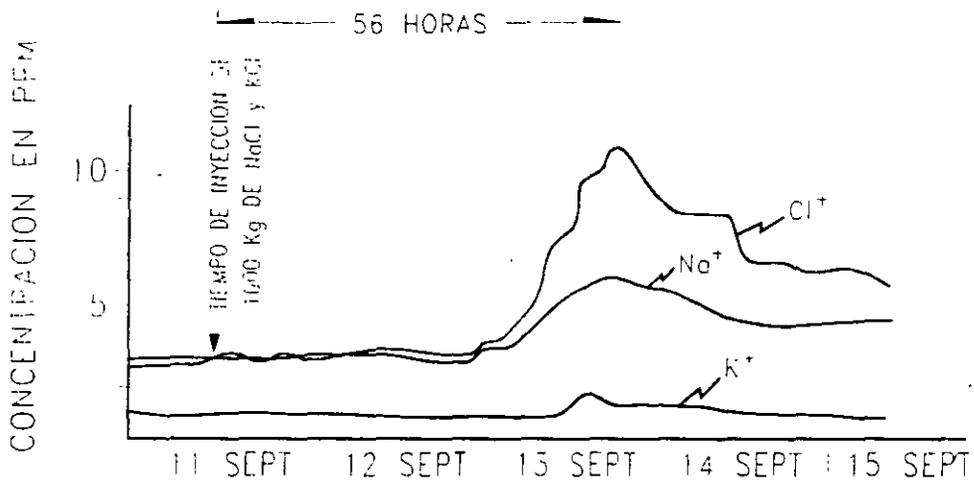


FIGURA 8.5.-EJEMPLO DE LA APLICACION DE SALES COMO TRAZADOR



FIGURA 8.6 ESPORAS VISTAS AL MICROSCOPIO

CAPITULO 9.- ISÓTOPOS AMBIENTALES EN LA GEOHIDROLOGÍA

9.1.- DEFINICION Y ORIGEN

El nombre de isótopo se utiliza para distinguir a los átomos que tienen iguales propiedades físicas y químicas pero diferente masa. Las propiedades químicas de un átomo están definidas por el número atómico del elemento o sea el número de protones. En el núcleo de los átomos se encuentran, además de los protones, los neutrones; el total de neutrones y protones en el núcleo se conoce como número de masa. Al variar el número de neutrones en un núcleo, se alterará su masa pero su carga seguirá siendo igual y por consiguiente sus propiedades químicas no se alterarán. Los átomos con igual número de protones que el elemento original y diferente número de neutrones, son conocidos como isótopos.

En otras palabras, los isótopos son átomos caracterizados por tener un mayor número de neutrones que el elemento original. Así, por ejemplo, el elemento hidrógeno (^1H) en su forma natural tiene un protón y un electrón; cuando además de lo anterior llega a presentar un neutrón, se convierte en un isótopo del hidrógeno denominado deuterio (^2H). Cuando presenta dos neutrones dentro el núcleo, forma otro isótopo (^3H) conocido con el nombre de tritio.

Otro ejemplo lo constituye el oxígeno, el cual tiene una masa de 16; cuando llega a incluir dos neutrones más dentro de su núcleo, de origen al isótopos denominado "oxígeno 18".

Los isótopos son conocidos también como elementos pesados, ya que tienen un peso mayor que el elemento "normal".

Los isótopos se forman por la interacción de los rayos cósmicos con la atmósfera y pueden provenir de la mayor parte de los elementos. Los de mayor aplicación en geohidrología son el deuterio (^2H), el oxígeno 18 (^{18}O), el tritio (^3H), el carbono 14 (^{14}C) y las relaciones carbono 12/13 y azufre 32/34.

Los tres primeros son los de mayor importancia en geohidrología ya que forman parte de la molécula del agua.

Se encuentran en diferentes combinaciones de las cuales tres son las más comunes y de mayor interés para los estudios geohidrológicos, que corresponden a: H_2^{16}O , H_2^{17}O y H_2^{18}O .

Al deuterio y al oxígeno 18, se les denomina isótopos estables; por lo que respecta al tritio, éste es radiactivo y se utiliza para determinar la edad del agua a partir del momento en que fue recargada al subsuelo.

Las relaciones carbono 12/13 y azufre 32/34, son utilizadas para conocer el origen del elemento en el agua, el cual puede provenir de la disolución de sales o de la descomposición de materia orgánica.

Los isótopos del hidrógeno tienen diferente peso atómico que el hidrógeno "normal", la molécula de agua que forman refleja esta diferencia; por ejemplo, la denominada agua pesada consiste en una molécula de agua que incluye al isótopo deuterio y presenta una masa de 20, comparada con el agua "normal" cuya masa es de 18. Esto, es una de las causas que ocasiona la variación de concentraciones isotópicas en el agua, bajo diferentes condiciones, como se verá más adelante.

En la tabla No. 9.1, se presenta los isótopos más comunes.

En el agua de mar el contenido isotópico es bastante uniforme, lo cual permite usarlo como patrón mundial de referencia (SMOW, Estándar Mean Ocean Water), y con respecto a él y de manera arbitraria, se expresan los contenidos isotópicos del oxígeno 18 y del deuterio.

Tabla 9.1.- Isótopos

NOMBRE	SIMBOLO	VIDA MEDIA AÑOS	RANGO DE EDAD DETECTABLE
<u>Más comunes</u>			
Deuterio	D		
Tritio	T	12.4	0 - 50 años
Oxígeno 18	^{18}O		
Azufre 34	^{34}S		
Carbono 13	^{13}C		
Carbono 14	^{14}C	5730	500 - 40,000 años
Nitrógeno 15	^{15}N		
<u>Menos comunes</u>			
Cloro 37	^{37}Cl		
Estroncio 86	^{86}Sr		
Boro 10	^{10}B		
Silicio 32	^{32}Si	103	50 - 100 años
Argon 39	^{39}Ar	269	100 - 1,000 años
Krypton 85	^{85}Kr		3 - 30 años

Los valores típicos para el agua dentro del ciclo hidrológico varían desde 0, tanto para el deuterio como para el oxígeno 18, en el agua de mar, hasta valores del orden de -400% de deuterio y de -40% de oxígeno 18.

9.2.- UNIDADES Y MÉTODO DE ANÁLISIS

Las unidades comúnmente utilizadas para expresar la concentración de deuterio y de oxígeno 18, se denominan δ y son una relación de la concentración isotópica de la muestra de agua, respecto a la concentración del agua de mar, conocida como (estándar Mean Ocean Water). Se expresa en partes por mil.

$$\delta D = \frac{H^2/H^1 \text{ muestra} - H^2/H^1 \text{ SMOW}}{H^2/H^1 \text{ SMOW}} \times 1000$$

$$\delta^{18}O = \frac{O^{18}/O^{16} \text{ muestra} - O^{18}/O^{16} \text{ SMOW}}{O^{18}/O^{16} \text{ SMOW}} \times 1000$$

Las concentraciones de estos elementos son medidas por medio de espectrómetro de masas. Los niveles de precisión son de 0.2% para el oxígeno 18 y de $\pm 2\%$ para el deuterio (University of Waterloo 1987).

La complejidad de la determinación hace que los costos por análisis sean elevados y que no se acostumbre realizarlos en forma rutinaria.

La determinación de estos análisis se efectúa mediante espectrómetros de masas, que en su mayoría están basados en el principio del espectrómetro de Nier.

El método de trabajo en la determinación de deuterio y oxígeno 18, es tratado por A. Cortés, 1986 y los principales aspectos del funcionamiento de un espectrómetro se comentan a continuación:

Un espectrómetro de masas es un aparato diseñado para separar moléculas de acuerdo a su relación masa-carga en base a su movimiento a través de campos eléctricos y/o magnéticos. Esencialmente, un espectrofotómetro de masas opera de acuerdo a los principios básicos de: Admisión del gas y formación de iones; aceleración y colimación de iones y; analizador magnético.

9.3.- RECTA METEÓRICA MUNDIAL Y LOCAL

El contenido isotópico del agua de lluvia variará de acuerdo a ciertos factores, como son la altitud de precipitación, la presión barométrica ambiental, la temperatura, la latitud, época del año, etc., sin embargo existe una relación constante entre el deuterio y el oxígeno 18, tanto en tiempo como en espacio, la cual ha sido estudiada por el Organismo Internacional de Energía Atómica mediante análisis en diferentes partes del mundo y durante un amplio periodo, obteniendo que dicha relación obedece a la ecuación $\delta D = \delta^{18}O + 10$ (Dansgaard, 1964), la cual se conoce como la "línea meteórica mundial". La referencia general para la mayor parte de los trabajos es la "línea meteórica mundial", sin embargo, para cada sitio, ésta puede presentar cierta variación y denominarse "línea meteórica local", la cual es paralela a la línea mundial y generalmente con variaciones ligeras.

9.4.- PROCESOS QUE MODIFICAN LA COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

Los procesos que modifican el contenido isotópico del agua y que son conocidos como fraccionamiento isotópico, son principalmente la evaporación y la condensación.

El deuterio y el oxígeno 18 de la atmósfera pasan a formar parte de la molécula del agua que se precipita en forma de lluvia, donde presenta una concentración isotópica característica. La mayor parte de las masas que forman las nubes provienen de los océanos y son transportadas hacia los continentes, modificando en su trayecto su concentración.

En forma general, el vapor formado en el océano presenta una concentración de oxígeno 18 de alrededor de -13% ; al ser transportadas hacia el continente las precipitaciones cercanas a la línea de costa llegan a tener valores de aproximadamente -3% debido a que en el proceso de condensación, la mayor concentración isotópica forma el agua de lluvia, en relación con la que se queda en la humedad de la atmósfera. Las nubes continúan su movimiento tierra adentro con alrededor de -15% de oxígeno 18 o sea empobrecidas.

En el ciclo hidrológico de los acuíferos del Valle de México, las principales masas nubosas que originan las precipitaciones provienen del Golfo de México, las cuales (figura 9.1) tienen en la zona costera un contenido isotópico de alrededor de -7% de oxígeno 18 y -50% de deuterio (Lesser 1980). Los vientos predominantes transportan las masas nubosas tierra adentro, donde chocan y se elevan en el frente de la Sierra Madre Oriental; en esta porción, su contenido isotópico disminuye y las precipitaciones en la parte alta llegan a tener valores del orden de -10% de oxígeno 18 y -66% de deuterio. Las nubes que continúan hacia el Valle de México presentan, a la altura de Pachuca, valores que podrían ser del orden de -10% de oxígeno 18 y alrededor de -66% de deuterio, para posteriormente originar precipitaciones en las que se han detectado -10.25% de oxígeno 18 y -70% de deuterio, (Cortés y Farvolden, 1988).

En la figura 9.2, se muestra la distribución del deuterio y el oxígeno 18 para el agua de lluvia en Norteamérica.

En el proceso mencionado, se presentan dos efectos. Primero el efecto continental, o sea la variación que presentan las lluvias de una zona húmeda en el océano hacia zonas de menor humedad conforme se internan en el continente, disminuyendo la concentración de los isótopos. Otro efecto es el de altitud, ya que el fraccionamiento isotópico que se produce al cambiar de altura, provoca una disminución en el contenido isotópico, la cual ha sido calculada por varios autores para diferentes sitios. Latorre 1977, indica que se han medido decrementos de 0.3 a 0.7% de oxígeno 18 por cada 100 metros de altura que se aumenten.

Otros factores que pueden llegar a modificar el contenido isotópico del agua, son la latitud y la evaporación y, en el subsuelo el intercambio con minerales, la presencia de altas temperaturas, la existencia de medios reductores y la hidratación de silicatos. En general, los contenidos isotópicos del agua de lluvia son menores en climas fríos.

El agua sujeta a procesos de evaporación va a modificar su contenido isotópico, el cual se va a incrementar, y en mayor proporción de oxígeno 18 que de deuterio (figura 9.3). El intercambio con los minerales formadores de rocas, afecta solamente al oxígeno 18, disminuyendo su concentración, el efecto contrario ocurre en aguas de alta temperatura, donde el intercambio con minerales llega a producir incrementos significativos solo de

oxígeno 18. En medios fuertemente reductores, el gas sulfhídrico puede ser un importante componente del sistema geoquímico, de donde se pueden obtener cantidades bajas de deuterio. La hidratación de silicatos llega también a reducir el contenido de isótopos ambientales, sin embargo, de estos procesos solo la evaporación en cuerpos abiertos es común en el ciclo hidrológico.

En la figura 9.4 se muestra la relación de deuterio contra oxígeno 18 para las aguas naturales (Ferronsky and Polyakov, 1982), donde se marca: (1) La dirección del aumento en oxígeno 18 ocasionado por la interacción con minerales a altas temperaturas; (2) dirección del incremento isotópico por evaporación; (3) concentración del agua de mar; (4) línea meteórica mundial; (5) agua de zonas costeras; (6) agua de montañas e interior de continentes; (7) composición isotópica de nieve de altas montañas y polos; (8) nieve en el polo sur.

Debido a que los elementos naturales son más ligeros que los isotópicos pesados (lo cual es una forma de expresar que los elementos ligeros tienen una mayor presión de vapor), al elevar la temperatura de un sistema y producir un cambio de estado, el sistema perderá preferente al elemento natural y se enriquecerá de isótopos. Los procesos de evaporación en el agua, repercuten directamente en el contenido isotópico de la precipitación pluvial, de acuerdo a ciertos patrones tales como variación estacional, latitud y altitud, lo cual se comenta a continuación.

9.4.1.- VARIACIÓN ESTACIONAL

Para el deuterio y el oxígeno 18 se presentan variaciones estacionales, que se han comprobado mediante mediciones que realiza el Organismo Internacional de Energía Atómica, donde se ha observado que, en general, los valores isotópicos aumentan en verano y disminuyen en invierno principalmente por la temperatura características de estas épocas, lo que es el principal factor modificador del contenido isotópico del agua a lo largo del año. En la figura 9.5 se presentan estas variaciones para la estación Nord, Groelandia.

9.4.2.- EFECTO POR LATITUD

Los isótopos varían también con la latitud, ya que la temperatura tiene influencia directa en su concentración. Se ha medido que, en las zonas tropicales, los valores de deuterio y oxígeno 18 son más altos y disminuyen hacia los polos. En general, existe una correlación entre el contenido de isótopos estables y la temperatura media anual, que a su vez está relacionada con la latitud. Para estaciones cercanas a los océanos y con temperaturas medias anuales en superficie (TA) menor de 10° C, se cumple que $\delta^{18}O = 0.69 TA - 13.16\%$ y $\delta D = 5.6 TA - 100\%$. Aunque esto se cumple exclusivamente para estaciones en las líneas de costa, ya que tierra adentro está sujeta a otros efectos.

En la figura 9.6 se muestra la relación entre el oxígeno 18 y la temperatura media anual a diferentes latitudes y en la figura 9.7 la concentración de deuterio en función de la latitud y altitud.

9.4.3.- EFECTO CONTINENTAL

El efecto continental indica que los valores de deuterio y de oxígeno 18 disminuyen conforme se interna en los continentes. Este hecho está asociado con la pérdida gradual de isótopos pesados a que están sujetas las masas de humedad durante su trayectoria desde los océanos. En la figura 9.2 se muestran cambios en la concentración isotópica de la zona húmeda oceánica, hacia una zona más seca tierra adentro. En el proceso de condensación la fase gaseosa cede preferentemente sus isótopos pesados, quedándose con los más ligeros.

Las masas de humedad de la atmósfera, al precipitarse en forma de lluvia, pierden gradualmente sus isótopos pesados conforme penetran en el continente.

9.4.4.- EFECTO POR ALTITUD

Estos isótopos presentan también cambios con la altura, por las alteraciones isotópicas que causa la evaporación y el intercambio isotópico en la precipitación pluvial, los que son más notorios conforme mayor sea su trayectoria hasta llegar al suelo. Existe mayor empobrecimiento en isótopos conforme es mayor la altura de la zona donde ocurre la precipitación. De esta forma, es de esperarse que los contenidos de deuterio y de oxígeno 18 de la lluvia al nivel del mar, sean mayores que el de aquella agua que se precipita a mayor altura. En la práctica, se ha demostrado que es posible distinguir isotópicamente precipitaciones pluviales cuya diferencia de altura es de sólo 100 metros. Se han medido por varios autores, variaciones que fluctúan entre 0.16 y 0.7% de oxígeno 18, por cada 100 metros de altura. Latorre 1977, menciona variaciones de 0.3 a 0.7% (figura 9.2).

En la figura 9.8 se muestra la relación del oxígeno 18 contra la altura de recarga en un ejemplo de Nicaragua.

9.4.5.- EFECTO DE EVAPORACIÓN

La evaporación del agua en espacios abiertos superficiales, es uno de los principales modificadores de su contenido isotópico. La intensa evaporación a que puede estar sujeta el agua, causa un enriquecimiento de isótopos y además, debido a que el proceso es violento, se produce fuera de equilibrio, lo que causa que la variación relativa del oxígeno e hidrógeno, no cumplan la misma relación que la línea meteórica mundial. En la práctica, se ha encontrado que el enriquecimiento isotópico causado por la evaporación en condiciones fuera de equilibrio, lo que causa que la variación relativa del oxígeno e hidrógeno, no cumplan la misma relación que la línea meteórica mundial. En la práctica, se ha encontrado que el enriquecimiento isotópico causado por la evaporación en condiciones fuera de equilibrio, tales como a las que están sujetas las presas o lagos y en general cuerpos de agua abiertos, tienen una correlación lineal dada por la siguiente ecuación $\delta D = (5 \pm 1) \delta 18O + C$

9.4.6.- EFECTOS GEOTÉRMICOS

En campos geotérmicos los isótopos pueden presentar alteraciones. En general los cambios son muy lentos pero se aceleran al existir temperaturas elevadas. En este caso, el contenido de oxígeno 18 del agua sobrecalentada tiende a equilibrarse con el alto contenido de las rocas. Especialmente de los silicatos y los carbonatos, mientras que el deuterio del agua no se altera. Esto, trae como consecuencia que se produzca una línea isotópica característica para los campos geotérmicos de ecuación $\delta D = (O \pm 2) \delta^{18}O$.

9.5.- MÉTODO GENERAL DE INTERPRETACIÓN

Los isótopos son utilizados para obtener un mejor y más claro conocimiento del flujo del agua subterránea, así como para inferir su historia a través del subsuelo. Mediante su interpretación se pueden identificar zonas de recarga; generalmente los valores más bajos indican puntos de recarga a gran altitud y bajo condiciones climáticas frías. Pueden diferenciarse los sistemas de flujo regionales de los flujos locales; se pueden identificar aguas que han estado expuestas a evaporación en cuerpos abiertos superficiales, así como mezclas de los diferentes tipos de aguas mencionados anteriormente. Esto es posible por las especiales características de los isótopos estables que se han venido mencionando, en especial debido a que tanto el isótopo como el elemento "normal", tienen las mismas propiedades físicas y químicas, o sea que, entre otras cosas, la disolución natural de sales por el agua no modifican el contenido isotópico, a menos que exista algún efecto de evaporación u otro de los mencionados anteriormente.

En la figura 9.3 se muestra el método general de interpretación que se sigue al graficar el deuterio contra el oxígeno 18. La línea meteórica mundial se utiliza como referencia en la mayor parte de las interpretaciones isotópicas.

El agua de lluvia, al evaporarse en cuerpos abiertos en la superficie, llega a presentar contenidos altos de isótopos pesados, los cuales se ubicarán a la derecha de la gráfica; las mezclas entre agua del acuífero y agua evaporada, se encontrará sobre una recta que une al agua de lluvia con la zona típica de agua evaporada.

Algunos procesos que ocurren dentro del ciclo hidrológico llegan a modificar el balance relativo de los elementos nucleares. Sin embargo, esta alteración obedece a patrones definidos y lejos de representar una desventaja, cuando las condiciones son favorables, los procesos a los que ha estado sujeta permiten rastrear su evolución.

9.6.- TRITIO

El exceso de neutrones de los isótopos de una familia provoca, en algunos casos, cierta inestabilidad que trae como consecuencia que el isótopo tienda a cambiar después de cierto tiempo su estado o composición. A estos isótopos se les llama radioactivos o radioisótopos.

Emiten rayos alfa, beta o gama, lo cual produce el efecto denominado decaimiento radioactivo. Se ha demostrado experimentalmente que si se tiene una muestra

estadísticamente representativa de un radioisótopo, el decaimiento del conjunto no es al azar, sino que obedece a una ley exponencial en función del tiempo, lo cual permite cuantificar su radioactividad y en base a ello determinar edades cortas, de hasta 50 años. Para edades de varias decenas de miles de años, se utiliza el carbono 14, que es otro isótopo radioactivo. Esta misma propiedad de decaimiento radioactivo, es utilizada en geología para la datación de rocas, donde la edad se deduce a partir de las relaciones isotópicas rubidio-estroncio y potasio-argón. En la tabla 9.1 se presentan los isótopos más comunes.

El decaimiento estadístico obedece a una ley exponencial en función del tiempo, la cual se expresa como $x = x_0 e^{-\lambda t}$; donde x_0 es el número inicial de radioisótopos originales y x el número de radioisótopos que quedan después de un cierto tiempo t ; λ es una constante de decaimiento.

Se define como vida media ($T_{1/2}$) el tiempo en que decae la concentración de un isótopo a la mitad de su concentración original. La vida media del tritio es de 12.26 años.

El valor de la constante de decaimiento en función de la vida media es:

$$\lambda = \frac{0.693}{T_{1/2}}$$

Donde llega a formar parte de las nubes y se precipita en forma de lluvia.

Los átomos de hidrógeno son bombardeados por neutrones cósmicos que son incorporados al núcleo del hidrógeno, formando el tritio. La cantidad de tritio que se forma en la atmósfera es de alrededor de 0.25 átomos por segundo por centímetro cuadrado (Lal and Peters, 1962). Ciertas actividades del hombre, como son las explosiones nucleares, han incrementado la cantidad de tritio en la atmósfera, ocasionando la presencia de concentraciones variables en tiempo y en espacio.

Las determinaciones de tritio o de otros isótopos radioactivos se realizan mediante técnicas químicas altamente especializadas y son difíciles de detectar. Bajos valores de tritio requieren ser concentrados por electrólisis y contados por centelleo líquido.

El tritio se expresa en unidades de tritio U.T., lo cual se define como la concentración en la que existe un átomo de tritio por cada 10^{18} átomos de hidrógeno.

Una unidad de tritio es equivalente a 7.2 desintegraciones por minuto en un litro de agua, o bien a 2.1 picocuries por litro.

El contenido del tritio producido en forma natural es del orden de 10 U.T. Como consecuencia de las pruebas nucleares, en 1963 se llegó a detectar concentraciones de hasta 6000 U.T. en la estación de Ottawa, Canadá y 3700 U.T. en Colorado, E.U. (figuras 9.9 y 9.10). Su concentración ha venido disminuyendo; actualmente en la Ciudad de México, se detectan concentraciones de tritio en el agua de lluvia del orden 3 U.T. (P.

Morales; Comunicación Personal). El movimiento de masas de aire produce una variación estacional de tritio, en la que en el hemisferio norte se encuentran valores máximos durante el verano y mínimos durante el invierno, como se puede observar en la figura 9.9.

El tritio varía también con la latitud. Por lo general, se observa que en el hemisferio norte su concentración es mayor y de forma similar que sus valores en los continentes son mayores que en los océanos, lo cual se ilustra en la figura No. 9.11, donde se marca la distribución mundial de tritio para el año de 1963. Nótese que actualmente debe de presentar variación, debido al decaimiento radioactivo.

Antes de las explosiones atómicas de principios de la década de los 50's, la cantidad de tritio en el agua de lluvia era de 5 a 10 U.T.; debido al decaimiento radioactivo, el agua que se infiltró en esa fecha, contiene ahora, teóricamente de 0.3 a 0.6 U.T. (el límite de detección del tritio es de ± 0.2 U.T., o sea que si el agua muestreada y analizada por tritio contiene menos de 0.2 U.T., podemos inferir que se trata de agua precipitada hace más de 50 años y se puede denominar "agua antigua").

Con las explosiones atómicas que se realizaron en la década de los 50 y hasta 1963, la cantidad de tritio en la atmósfera aumentó considerablemente, para llegar a tener en nuestro país alrededor de 180 U.T. Por lo tanto, si aplicamos el factor del decaimiento radioactivo al agua de lluvia que recargó los acuíferos entre 1952 y 1963, obtenemos que actualmente tiene entre 1.2 y 20 U.T.

Posteriormente a 1963, la cantidad de tritio en la atmósfera ha ido decreciendo para aparentemente estabilizarse en nuestros días en 3 y 8 U.T.

En la figura 9.12 se ilustra la posible edad del agua de acuerdo a su contenido actual de tritio, siempre y cuando no hayan existido mezclas.

REFERENCIAS

Cortés A., 1986. Aplicación de la espectrometría de masas y técnicas isotópicas para la determinación de oxígeno 18 y deuterio en problemas hidrológicos. Tesis Profesional, U.N.A.M.

Cortés A., and Farvolden, R. N. 1988. Isotops studies of precipitation and Groundwater in the Sierra de Las Cruces, México.
Submitted to Journal of Hydrogeology.

Custodio, E. 1976. Trazadores y Técnicas Radioisotópicas en Hidrología Subterránea; en Hidrología Subterránea Sección 12 Vol. 2, Editado por E. Custodio y M. R. Llamas, Ediciones Omega, Barcelona, España, pp. 1165-1312.

Davis, S. N., and Bentley, H. W. 1982. Dating Groundwater, a short review in Nuclear and Chemical Data Techniques, Lloyd Curie, Ed., Am. Chemical Society Symposium Series No. 176, Chapter 11, p.p. 187-222

Davis, S. N., Campbell, D. J. Bentley, H. W., and Flynn, T. J., 1985. Ground water Tracers, Publish by the National Water Well Association. 200 p.

Drever, J. I. 1988, The Geochemistry of Natural Waters. Second Edition. Prentice Hall. 437 p.

Ferronsky, V. I., and Polyakov, V.A., 1982. Environmental Isotopes in the Hydrosphere. John Wiley and Sons. Interscience Publications New York, 466 p.

Fritz, P., and J. Ch. Fontes (eds). 1980 Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Vol. 1. The Terrestrial Environment A. Elsevier, 545 pp.

Fritz, P. 1984. Environmental Isotope Hydrogeology. Tools to Complement the Classical techniques of Physical Hydrology and Geochemistry. University of Waterloo.

Fritz, P., and J. Ch. Fontes (eds) 1986. Hand book of Environmental Isotope Geochemistry. Vol. 2. The Terrestrial Environment B. Elsevier, 557 pp.

Fritz, P., Drimmie, R. J., Frapce, S. K. And O SHEA, K. (1987) The Isotopic Composition of Precipitation and Groundwater in Canada. In: International Symposium on the use of Isotope Techniques in Groundwater resources Development. IAEA. Viena, Austria.

Fontes, J.C., 1980 Environmental Isotopes in Groundwater Hydrology: Hand book of Environmental Isotope Geochemistry. Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam. Vol. 1. 75 p.

Latorre, C., Lesser, J. M., Quijano, L. Y Payne, B. 1980. Isótopos Ambientales Aplicados al Estudio de la Interconexión de los Acuíferos Calizos y de rellenos en la Región Lagunera de Coahuila-Durango, México. Interamerican Symposium on Isotope Hydrology Bogotá, Colombia. pp. 135-148.

Lesse, J. M. 1974-1980. Aplicación de Isótopos Ambientales en el Estudio de los Acuíferos de: Durango, Sierra del Burro, Coah., Cuautla, Mor., Río Atoyac, Pue., Río Fuerte, Sin., Altiplano Mexicano, Presa San Ildelfonso, Oro., Valle de Tlacolula, Oax., Piedras Negras, Coah., y San Ciro, S.L.P. Informes Inéditos. Biblioteca de la Dirección de Aguas Subterráneas. S.A.R.H.

Lesse, J. M. 1984. Aplicación de Isótopos Ambientales en los Alrededores del Río San Lorenzo, Sin. Boletín de Difusión Técnica y Científica No. 2, Asociación Geohidrológica Mexicana.

Lesse, J. M. 1987. Dictámen Geohidrológico-Isotópico para definir el funcionamiento y zonas de recarga del campo de pozos del área denominada Ojo de Agua de Patagalana, Municipio de Parras, Coah. Seminario de Hidrología Isotópica. IAEA-ININ, México.

Lesser y Asociados, S.A. 1985. Estudio Isotópico del Acuífero del Valle de México. Elaborado para la D.G.C.O.H. del D.D.F.

Lesser y Asociados, S.A. 1988. Aplicación de Isótopos Ambientales en la Zona de Monclova, Coah. Informe para Altos Hornos de México.

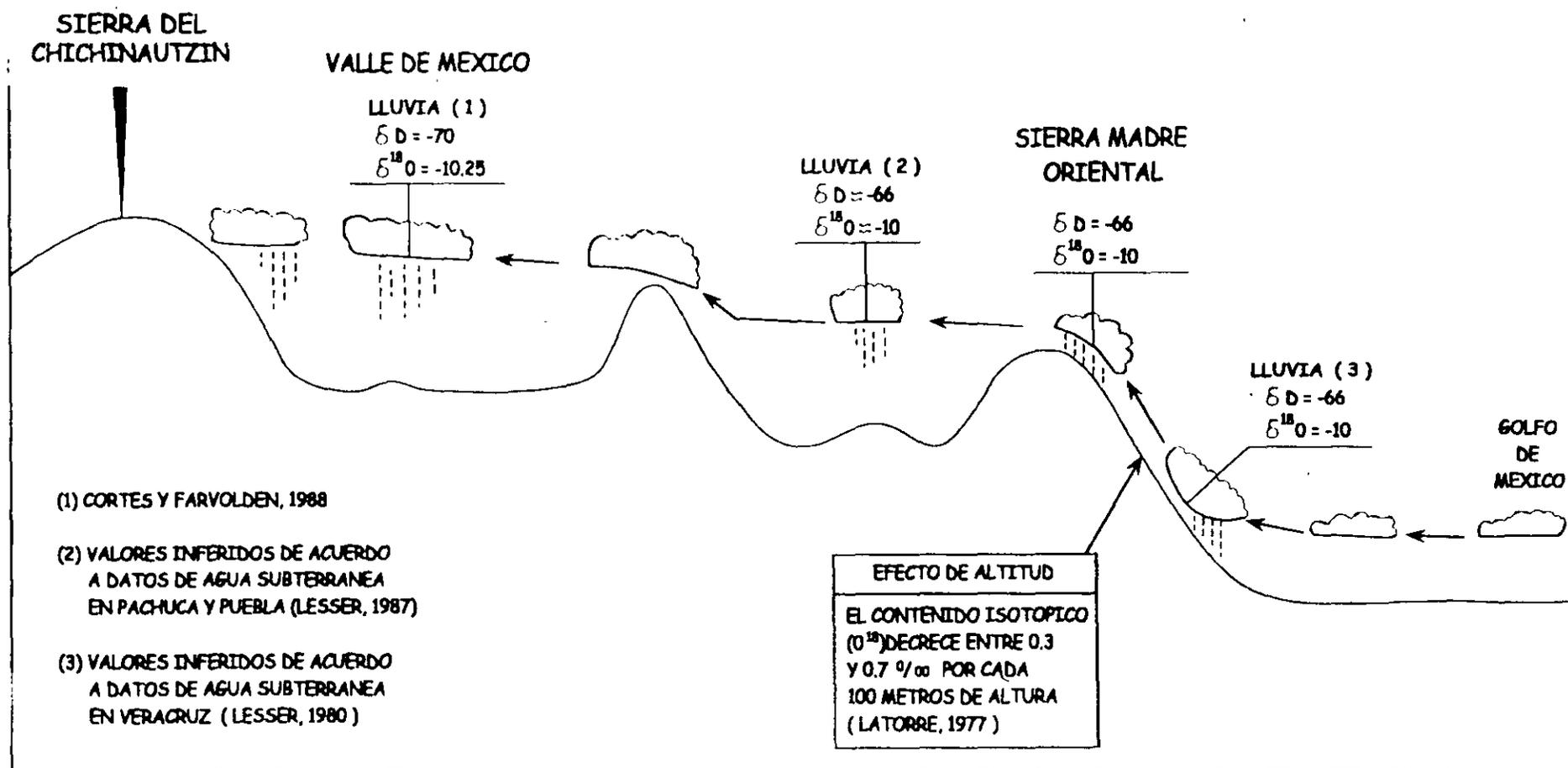


FIGURA 9.1.-COMPORTAMIENTO ISOTOPICO DE LA LLUVIA ENTRE EL GOLFO DE MEXICO Y EL VALLE DE MEXICO

δD ‰

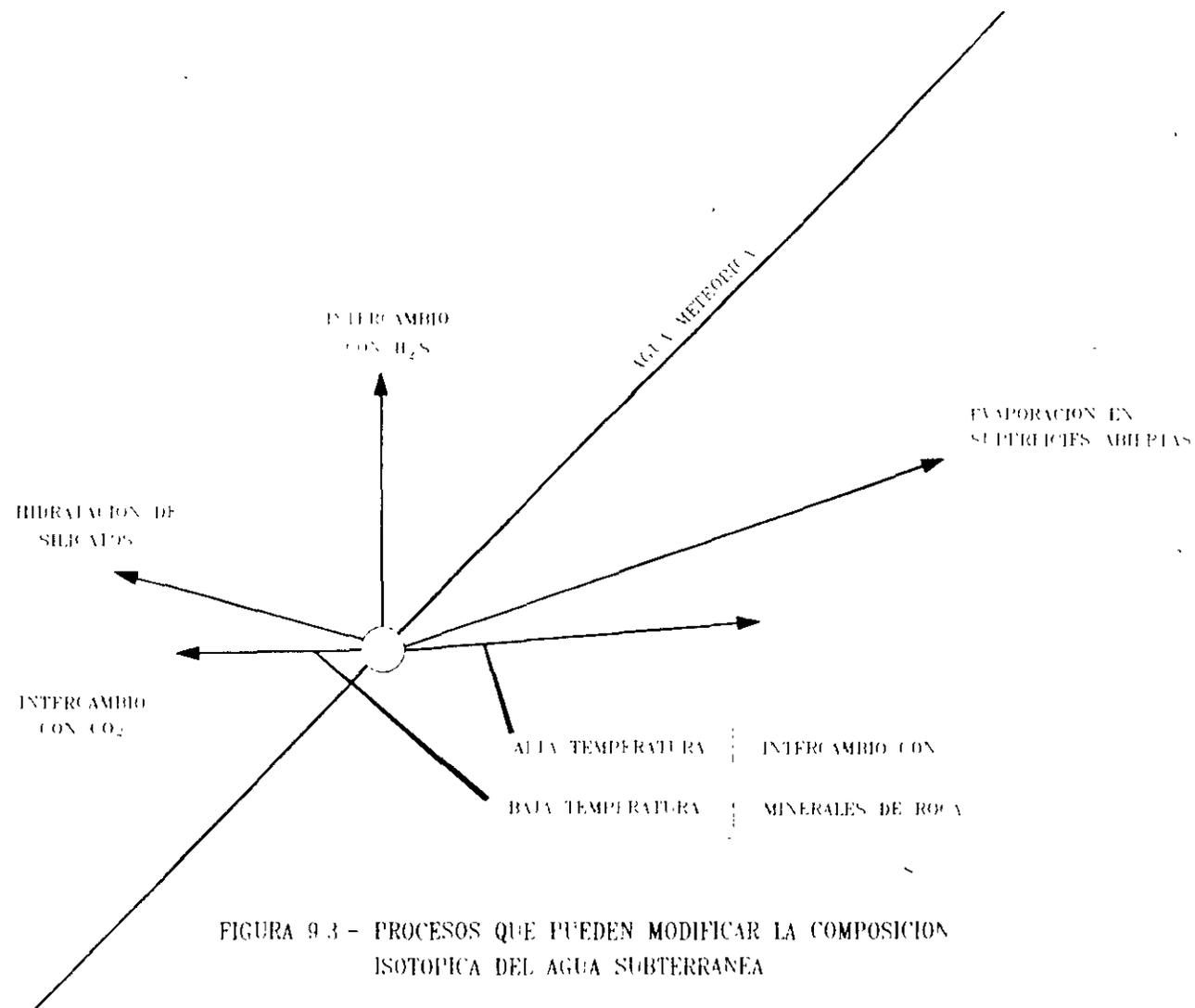


FIGURA 9.3 - PROCESOS QUE PUEDEN MODIFICAR LA COMPOSICION ISOTOPICA DEL AGUA SUBTERRANEA

UNIVERSITY OF WATERLOO 1984

$\delta^{18}O$ ‰

51
0
0

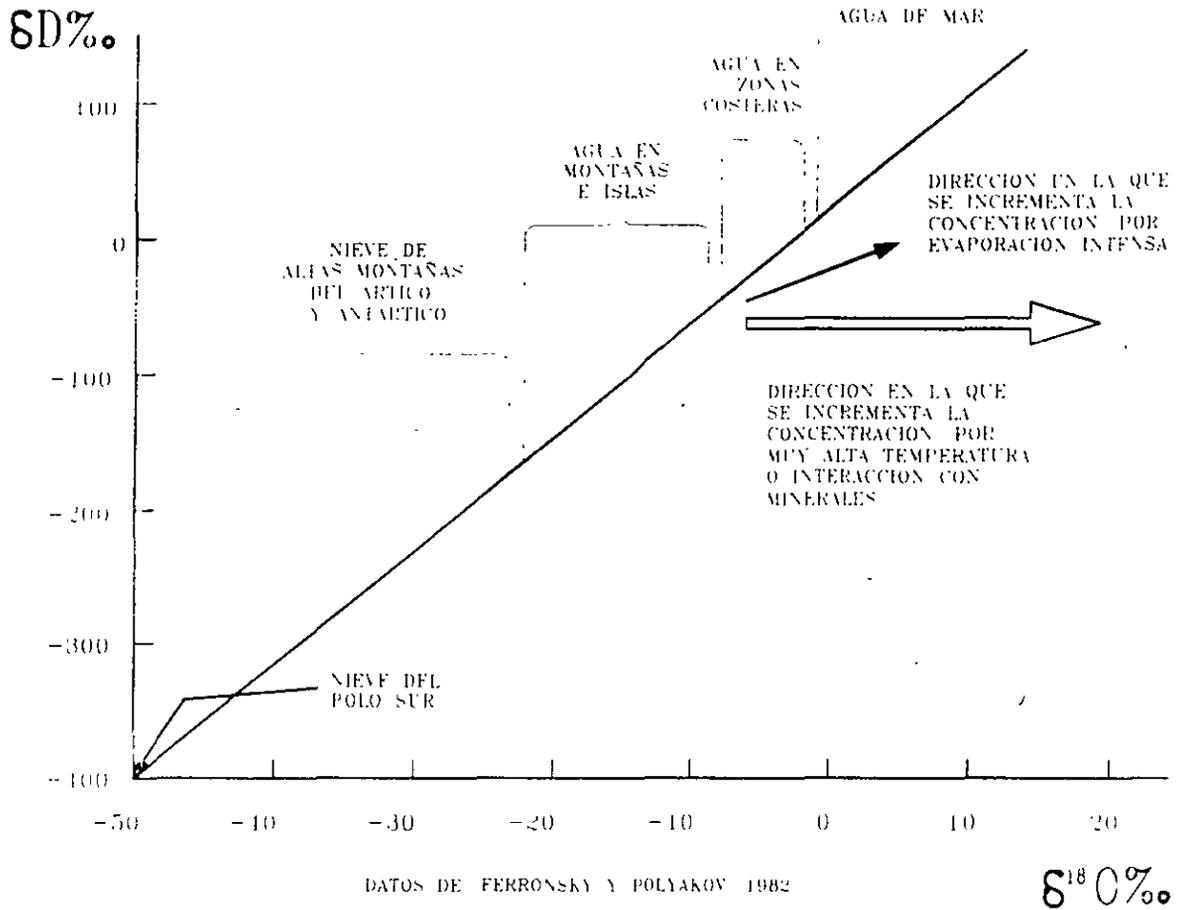


FIGURA 9.1 - VALORES RELATIVOS DE DEUTERIO Y OXIGENO 18, A DIFERENTES ALTURAS

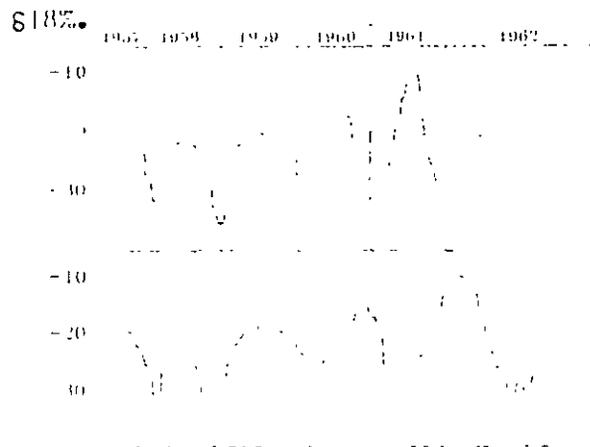


FIGURA 9.5.- VARIACION ESTACIONAL DEL OXIGENO 18 (MODIFICADA DE FONTES, J.C., 1966)

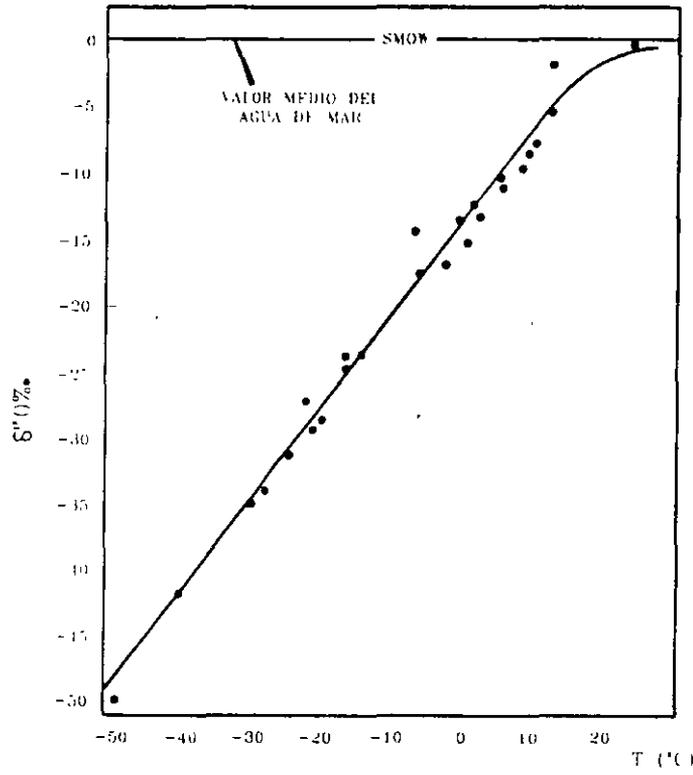


FIGURA 9.6.- OXIGENO 18 CONTRA TEMPERATURA MEDIA ANUAL A DIFERENTES LATITUDES (FONTE, J. C., 1976)

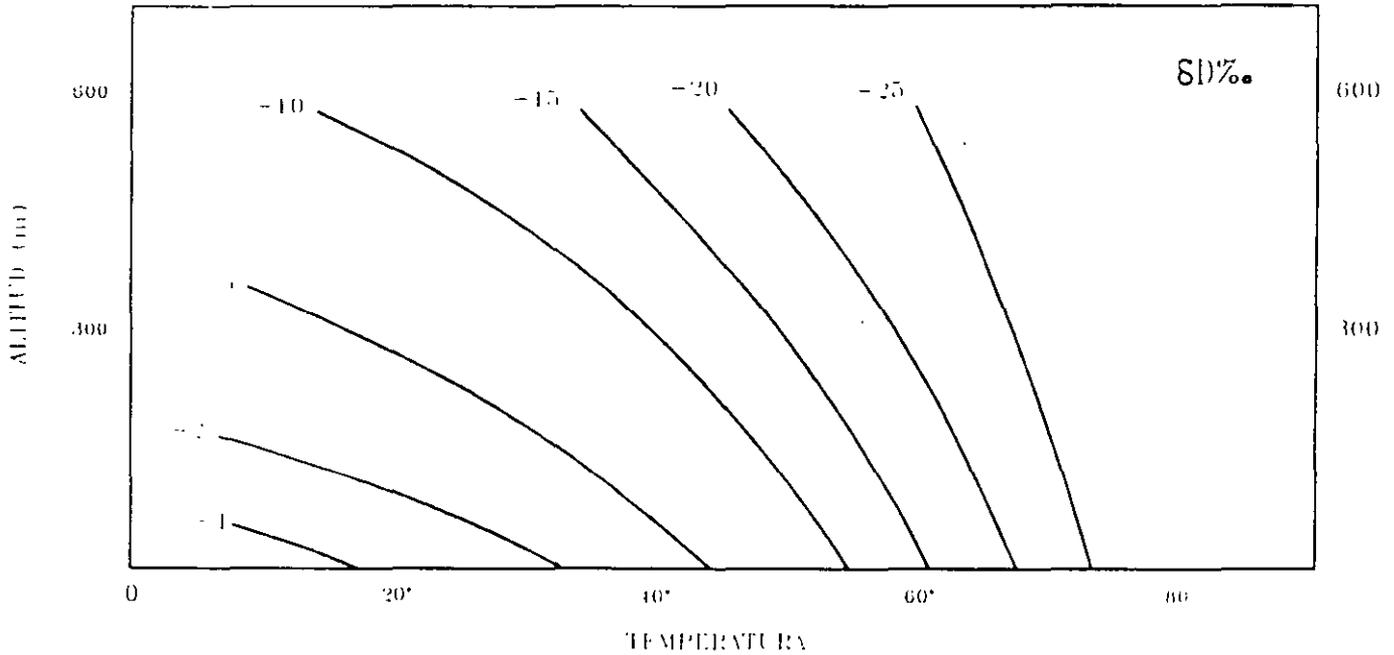


FIGURA 9.7 - LATITUD NORIE CONCENTRACION DE DEUTERIO EN FUNCION DE LA LATITUD Y ALTITUD (DANSGAARD, 1961)

20d

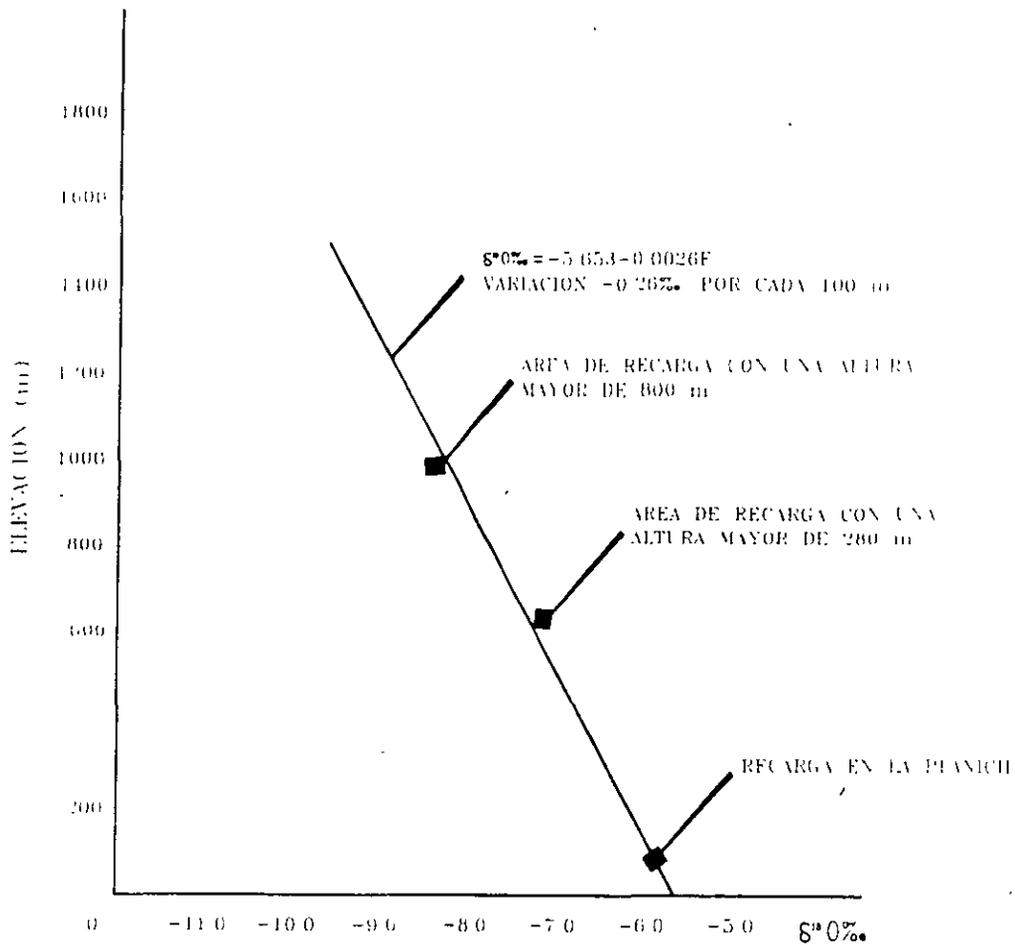


FIGURA 9.8 - ALTURA DE RECARGA vs- OXIGENO 18
(DE: PAYNE AND YURTSEVER, 1974)

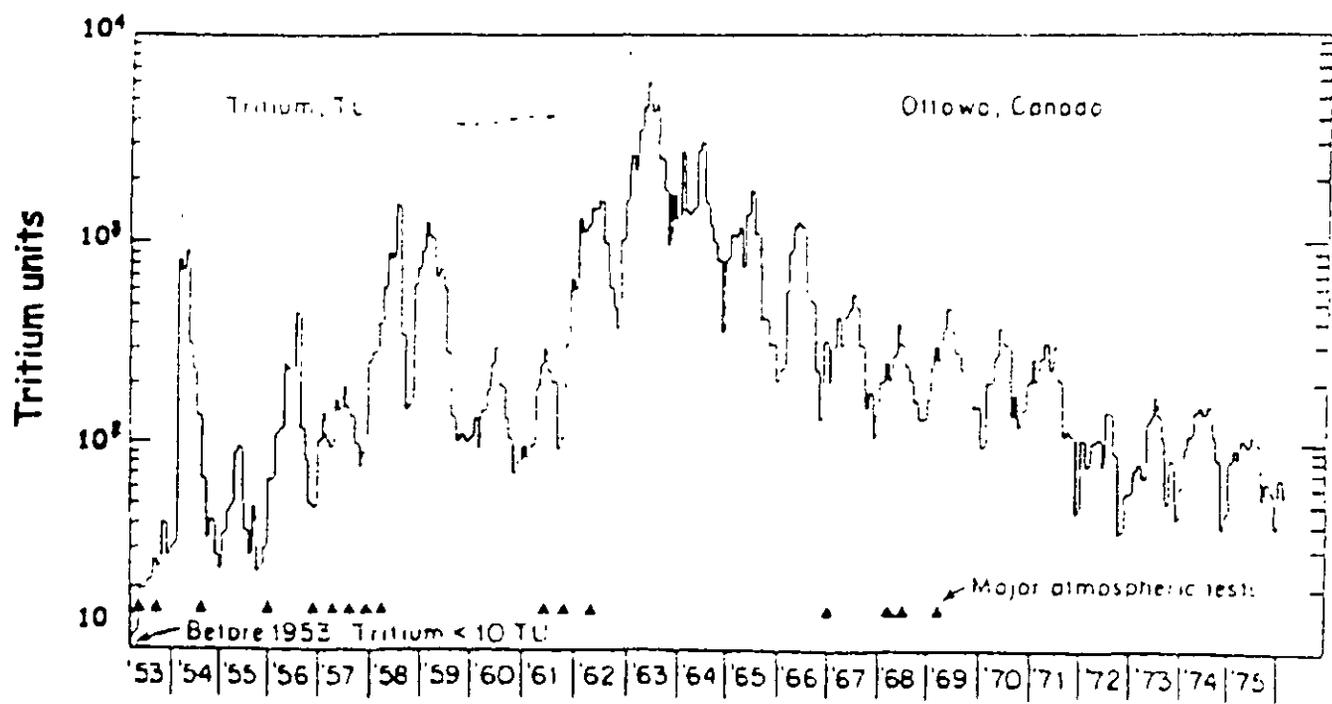


FIGURA 9.9 DE: FREEZE AND CHERRY, 1979

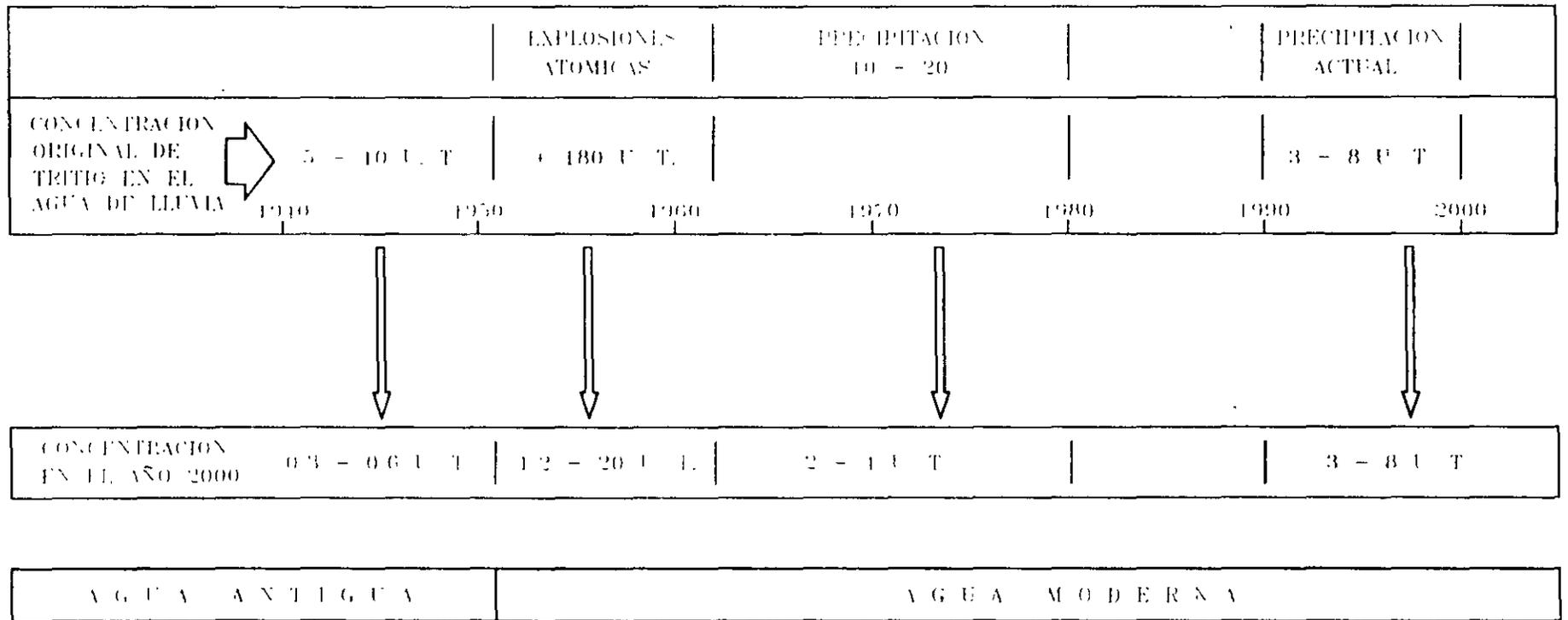
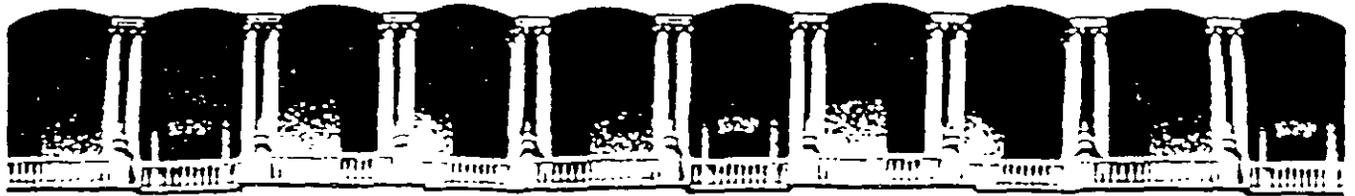


FIGURA 9.12.- CONCENTRACION ACTUAL DEL TRITIO EN AGUAS INFILTRADAS EN LOS ULTIMOS 50 AÑOS

509



**FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA**

CURSOS ABIERTOS

XII CURSO INTERNACIONA DE CONTAMINACIÓN DE ACUIFEROS

MODULO I: GEOHIDROLOGIA

TEMA

BALANCE GEOHIDROLOGICO Y RECARGA ARTIFICIAL

**EXPOSITOR: ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES
PALACIO DE MINERIA
SEPTIEMBRE DEL 2000**

El hundimiento del terreno en la ciudad de México y sus implicaciones en el sistema de drenaje

Juan Manuel Lesser Illiades

Lesser y Asociados

Miguel Ángel Cortés Pérez

Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica-DDF

La ciudad de México (CM) históricamente ha sido una de las áreas más densamente pobladas en el mundo. Actualmente más de veinte millones de habitantes residen en su área metropolitana donde se utilizan 60 m³/s de agua potable, de los cuales 40 m³/s provienen del acuífero que se encuentra bajo la propia ciudad. La extracción de agua subterránea causa el abatimiento de la superficie piezométrica y produce subsidencia del terreno por la consolidación de las arcillas superpuestas. Actualmente, la subsidencia del terreno en la mayor parte de la CM varía de 5 a 10 cm anuales y existen zonas locales con hasta 35 cm/año en el área de Xochimilco. El Departamento del Distrito Federal a través de su Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica (DGCOH-DDF) desarrolló un plan maestro de drenaje de la ciudad. Una parte importante de dicho programa fue el análisis histórico de la subsidencia del terreno y la simulación de su comportamiento para los próximos años (DGCOH-DDF, 1994). La subsidencia acumulada de 1891 a 1995 alcanza máximos en la parte central de la CM que van de 8 a 10 m; la mayor parte del asentamiento fue generado en el periodo de 1940 a 1960. La explotación de agua subterránea disminuyó en el centro de la CM a partir de 1960 y el ritmo de subsidencia se redujo. Al mismo tiempo que la explotación de agua subterránea se reducía en el centro, se incrementaba en el sur, causando subsidencia del terreno en esta última región. Gran parte del sistema de drenaje de la ciudad es fuertemente impactado por la subsidencia, debido a que modifica el gradiente ocasionando, en algunos casos, su inversión. Se elaboró un análisis histórico y una simulación de la subsidencia, atendiendo especialmente a los 17 principales arroyos de la ciudad, contándose entre ellos al Gran Canal, al Río Churubusco y otros. Con los resultados del trabajo se programan actividades de rehabilitación del sistema de drenaje en los sitios más afectados. Al mismo tiempo, se han identificado zonas que por el hundimiento del terreno, podrían ser más severas cada año.

Palabras clave: abatimiento, acuífero, abatimiento, nivel freático, superficie piezométrica, consolidación, subsidencia.

Introducción

En el subsuelo de la ciudad de México se encuentran una serie de materiales aluviales, constituidos esencialmente por gravas y arenas, intercalados con productos volcánicos, principalmente lavas y escorias. Estos materiales forman el acuífero explotado para el abastecimiento de sus habitantes.

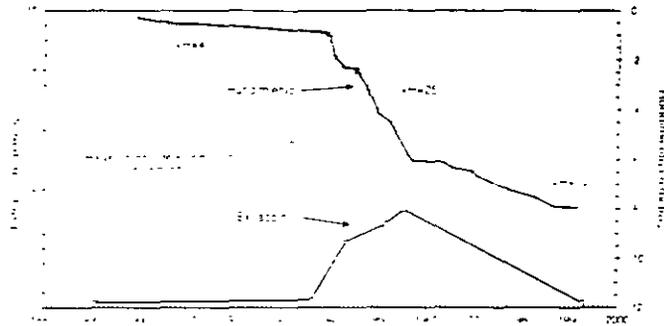
Cubriendo al acuífero, se encuentra una capa de materiales arcillosos que funcionan como acuífero; están saturados y presentan una permeabilidad muy

baja, del orden de 10^{-7} a 10^{-8} m/s, por lo que permiten un flujo muy lento del agua a través de ella.

La mayor parte del área metropolitana de la CM presenta hundimientos del terreno que varían de una zona a otra de acuerdo con la constitución del suelo. Los hundimientos, al ser diferenciales, provocan diversos problemas; entre ellos la operación por gravedad de la red de drenaje subsuperficial.

La zona estudiada comprendió el área metropolitana de la CM y de los sistemas y áreas tributarias a las salidas del valle. Dentro de esta zona, se marcaron los

1. Extracción de agua y hundimiento en el centro de la ciudad de México



principales drenes de la ciudad correspondientes a Gran Canal del Desagua, Dren General del Valle, Río de la Compañía, Río Churubusco, incluyendo brazo derecho y brazo izquierdo, Colector Churubusco; Colector 15 Colector Iztapalapa Canal Nacional-Canal Chalco Río San Buenaventura Río de los Remedios, Colector Miramontes Canal de Garay Río Consulado y Colector Central.

Extracción de agua subterránea y hundimientos del terreno

La CM originalmente se abastecía de agua de un gran número de manantiales. Al incrementarse las demandas se recurrió a la extracción de agua del subsuelo, primeramente con varios cientos de pozos someros (norias) de los que en la literatura se mencionan más de mil para el año de 1886 (DDF 1982). Posiblemente el hundimiento de la CM se inició en esas fechas. Nivelaciones realizadas de 1891 a 1895 ya registran hundimientos de 8 cm por año. En el periodo de 1936-1944 se perforaron los primeros 93 pozos profundos que provocaron hundimientos en el centro de la CM de hasta 18 centímetros por año. Entre 1935 y 1948 continúa la perforación que va extendiéndose intermitentemente hacia los alrededores del Centro Histórico. El año de 1960 se puede marcar como la frontera en que se inició la disminución de la extracción de agua en el centro de la CM, a su vez el inicio de la explotación acuífera en el sur (Xochimilco-Chalco).

En la ilustración 1 se muestra el hundimiento del terreno y la extracción de agua subterránea en el centro de la CM observándose que esta tuvo su mayor nivel en los años cuarenta y cincuenta periodo en el que el hundimiento del terreno se aceleró. A partir de los años sesenta la extracción en el centro de la CM ha disminuido notablemente, sin embargo, el hundimiento ha continuado aunque en menor grado.

En contraste, hacia el sur del Distrito Federal, en el área de Xochimilco-Chalco la extracción prácticamente se inició en la década de los años sesenta, época a partir de la cual se ha ido incrementado hasta nuestros días. Por lo que respecta al hundimiento, éste se registra en forma notable a partir de la explotación acuífera de los años sesenta (ilustración 2).

Otra observación importante es que la magnitud del hundimiento total del terreno está en relación con el espesor de las arcillas. Se formaron secciones geológicas a lo largo de los arenos estudiados, donde se confirmó la relación entre el hundimiento del terreno y el espesor de las arcillas lacustres.

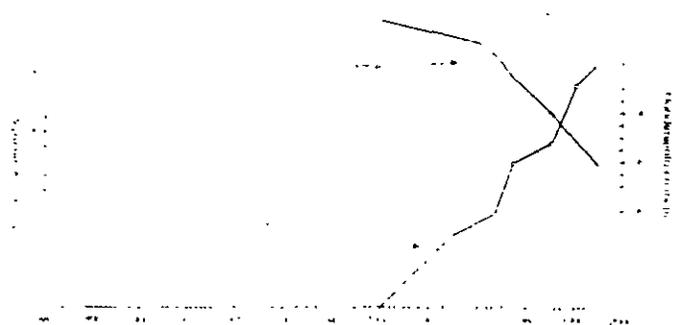
Características de las arcillas

Las arcillas se encuentran cubriendo la parte plana del valle de México y corresponden a sedimentos de los antiguos lagos. Tienen un espesor que fluctúa entre 40 y 60 m en la mayor parte del valle, el cual se acuña hacia las elevaciones topográficas o se incrementa en áreas aisladas.

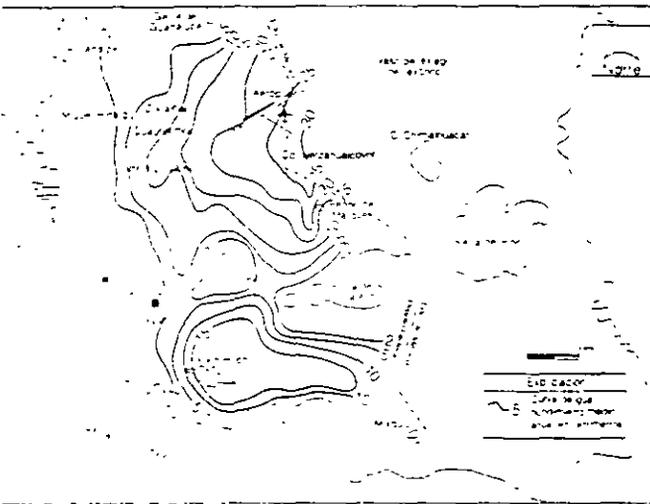
Las arcillas están saturadas y presentan un nivel freático a los 2 y 3 m de profundidad. Bajo ellas, se encuentra un acuífero que originalmente funcionaba como confinado imprimiendo una presión ascendente a la base de las arcillas. Actualmente en la mayor parte de la zona metropolitana de la CM la explotación del acuífero ha provocado el abatimiento del nivel piezométrico modificando el tipo de acuífero de confinado a libre y eliminando la presión hidráulica ascendente que el acuífero ejercía hacia la base de las arcillas.

Diversas pruebas efectuadas a las arcillas más superficiales han permitido calcular un coeficiente de compresibilidad que va de 0.11 a 6 cm²/kg (Cruickshank et al. 1979) una relación de vacíos que varía de 2 a 15 (Cruickshank et al. 1979) y una permeabilidad entre 1 x 10⁻¹⁰ y 1 x 10⁻¹¹ metros por segundo.

2. Extracción de agua y hundimientos en la zona sur del D.F. (Xochimilco-Chalco)



5. Hundimiento medio anual 1983-1992



en el periodo aquí tratado es de alrededor de 100 cm. En el sur, entre Xochimilco y Tlanhuac, los hundimientos han sido de entre 100 y poco más de 150 cm. Se hace notar que esta configuración se construyó con más de 1 500 bancos de nivel que se han venido midiendo cada dos años.

Hundimiento medio anual

Tomando en cuenta que la configuración mencionada en el inciso anterior presenta buen control y amplia distribución para un periodo de nueve años, se considera que podrá tomarse como representativa para la obtención de un hundimiento medio anual.

De esta manera, se dividieron los datos de la configuración entre 9 y se obtuvo el hundimiento medio anual, observándose valores máximos de 30 cm en los límites entre el Distrito Federal y Ciudad Nezahualcóyotl, entre 20 y 25 cm anuales de hundimiento en el Aeropuerto Internacional, alrededor de 10 cm en el centro de la CM, entre 2 y 5 cm en el área de Azcapotzalco, y alrededor de 15 cm en las áreas de Xochimilco y el canal de Charco, en el tramo donde se ubica la batería de pozos Tlanhuac-Neza.

Predicción del hundimiento

Para la predicción de los hundimientos que se registrarán en los próximos años en la zona metropolitana de la CM, se aplicaron varios métodos de cálculo. Estos correspondieron a un método estadístico lineal al cálculo de la predicción mediante regresión logarítmica y a la aplicación de un modelo matemático desarrollado por Cruz-Uribe et al. (1979) (DGCOH-CDF, 1992).

Predicción de hundimientos sobre los principales drenes

De las 25 secciones elaboradas en el presente trabajo se presenta una de ellas a manera de ejemplo que incluye el hundimiento histórico y predicción al año 2000 a lo largo del Gran Canal del Desague, desde su inicio en el kilómetro 0 hasta el túnel del Tequisquiác, en el kilómetro 47 (ilustración 6). En los primeros kilómetros del trazo, el hundimiento ha sido considerable y disminuye en dirección al norte. Entre los kilómetros 0 y 18, el hundimiento medio registrado para el periodo 1963-1993 fue de 2 m, del kilómetro 15 al 20 el hundimiento fue menor, con una media de 1 m para el periodo mencionado. En contraste, en la porción norte del canal, entre el kilómetro 20 y el 46, el hundimiento medio fue de 40 centímetros.

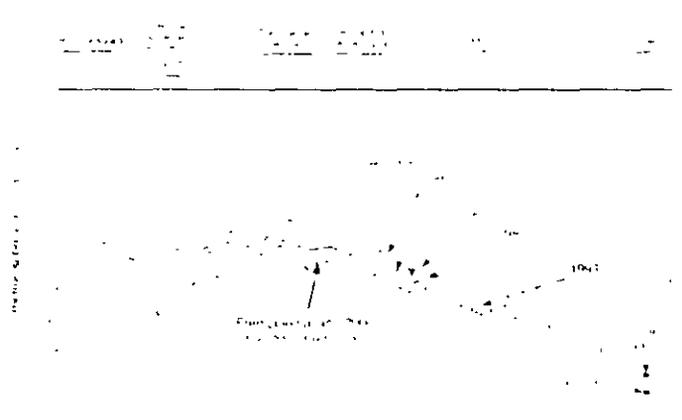
Se obtuvo la predicción del hundimiento a lo largo de los principales drenes. Los resultados más sobresalientes, se marcan en la ilustración 7, observándose que existieran asentamientos diferenciales que deberán remediarse a fin de evitar inundaciones.

Conclusiones

La presencia de antiguos lagos en el Valle de México, originó la acumulación de un sedimento arcilloso que actualmente cubre la parte plana de la zona metropolitana de la CM. Las características de las arcillas y los efectos a que se encuentran sujetas, han sido la causa del hundimiento del terreno.

En secciones geológicas elaboradas a lo largo de los ejes de los principales drenes, se diferenció la capa de arcillas que sobreyace al acuífero, observándose que los hundimientos son proporcionales al espesor de estas.

6. Hundimiento histórico y predicción sobre el fondo del Gran Canal del Desague



Hundimiento histórico

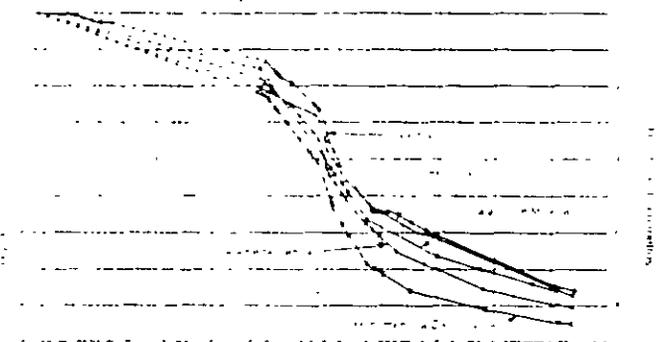
Existen varias citas históricas sobre nivelaciones en la CM (Hiriart y Marsal, 1969). Es particularmente interesante el levantamiento topográfico de Roberto Gayol (Hiriart et al., 1969) realizado a fines del siglo pasado, a partir del cual se ha hecho una reconstrucción de la historia del hundimiento de la CM. El primer dato encontrado en la recopilación efectuada en este trabajo corresponde a A. Humboldt, 1803. Existen también citas de monumento a Enrico Martínez en 1862 del ingeniero Velazquez y Alcasoro en 1876 y del ingeniero Gayol en 1891.

En relación con los hundimientos medidos, hacia el año de 1925 algunos ingenieros sostenían la teoría de que el lago de Texcoco se estaba azolvando. Posteriormente empezó a hablarse sobre el secado del lago como factor determinante del asentamiento de la CM. Fue Nabor Carrillo quien llamó la atención en 1947 sobre la verdadera causa del proceso, al analizar la influencia de los pozos de bombeo en el hundimiento (Hiriart et al., 1969).

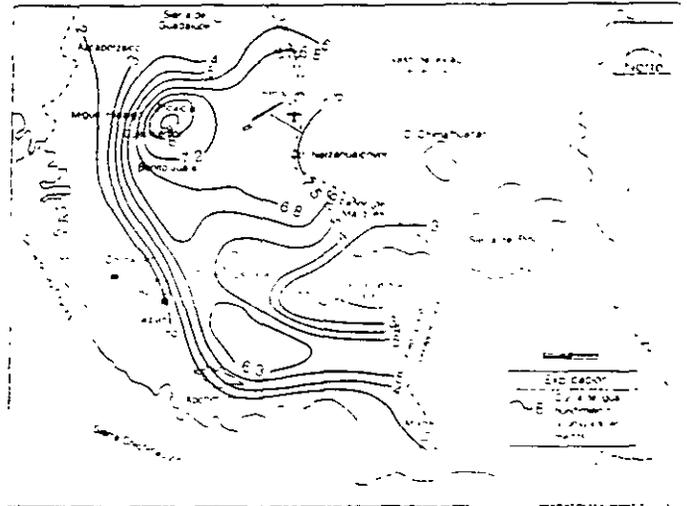
En la ilustración 3 se observa el hundimiento histórico de varios monumentos de la CM de 1900 a 1996, en donde cabe señalar que hasta el año de 1968 el hundimiento pasó por tres etapas. En la primera, de 1898 a 1937, el hundimiento es prácticamente lineal de 4 cm por año. La segunda fase del proceso se marca de 1937 a 1947, donde también es de tipo lineal con un hundimiento medio de 14 cm por año. De 1947 a 1996 se marca una tercera etapa en la que se registran valores de hundimiento de 40 cm por año o mayores al inicio de la etapa y que tienden a disminuir en forma progresiva hasta llegar al final de la etapa a valores de 10 cm por año.

Datos más recientes de hundimiento fueron registrados a través de un gran número de piezómetros por

3. Hundimientos en varios puntos de la ciudad



4. Hundimiento del terreno, periodo 1891-1994



la Gerencia Regional de Aguas del Valle de México en las últimas tres décadas. Una nueva época de mediciones se inició por parte del Departamento del Distrito Federal y consiste en nivelaciones cada dos años de 1978 a 1994.

Hundimiento 1891-1994

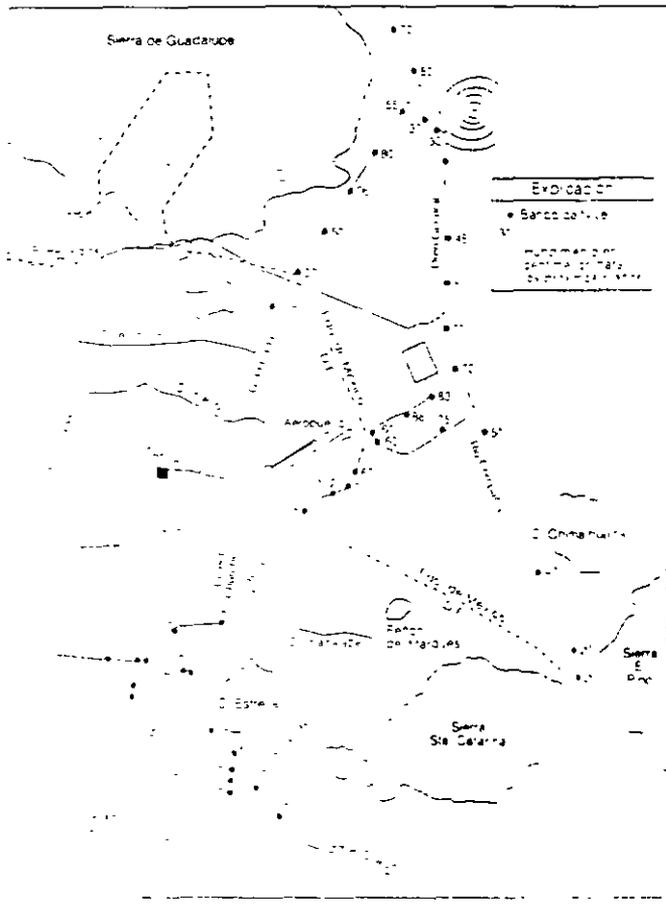
La ilustración 4 muestra el hundimiento acumulado del terreno de 1891 a 1994, observándose máximos de poco más de 10 m en el centro de la CM, hundimientos entre 6 y 7 m del centro hacia el Aeropuerto Internacional de la ciudad de México, hundimientos ligeramente mayores a 6 m en el canal Nacional y en el canal de Chalco, en el tramo donde se encuentra la batería de pozos Tlanuac-Neza, y hundimientos ligeramente mayores a 5 m en el área de Tlanuac.

Los hundimientos tienden a desaparecer hacia las elevaciones topográficas correspondientes a la sierra de las Cruces al poniente, la sierra del Chichinautzin al sur y el cerro de la Estrella y la sierra de Santa Catarina en el centro-este de la ciudad de México.

Hundimiento 1983-1992

Por ser el periodo con mayor consistencia en nivelaciones diferenciales, la DGCOH-DDF construyó la configuración del hundimiento del terreno para el periodo 1983-1992, la cual se muestra en la ilustración 5, donde se observa que los mayores hundimientos se registraron en la zona oriental, alrededor del aeropuerto internacional, con un promedio de entre 150 y 250 cm, hacia el centro de la ciudad el hundimiento registrado

7. Predicción del hundimiento 1994-2000 en centímetros



Las arcillas están saturadas presentando un coeficiente de 2 y 3 metros en promedio de profundidad. Bajo ellas se encuentra un acuífero que originalmente funciona como semi-continuo imprimiendo una presión ascendente en la base de las arcillas. Actualmente en la mayor parte de la zona meridional de la CM la explotación de acuífero ha disminuido e igualmente de nivel piezométrico, eliminando la presión hidráulica que el acuífero ejerce a la base de las arcillas modificando el tipo de acuífero de continuo a libre.

El hundimiento total acumulado de 1991 a 1994 alcanza máximos de 6000 mas de 10 m en el centro de

la ciudad y hundimientos ligeramente mayores de 6 m en la zona sur del Distrito Federal

Se calculo el hundimiento medio anual, obteniéndose valores máximos de 30 cm/año en los límites entre el Distrito Federal y Ciudad Nezahuacóyotl, entre 20 y 25 cm/año en el Aeropuerto Internacional, alrededor de 10 cm/año en el centro de la ciudad, entre 2 y 5 centímetros en el área de Azcapotzalco y; alrededor de 15 cm/año en el área de Xochimilco y Canal Chalco.

A lo largo de los 47 kilómetros de longitud del Gran Canal del Desague, se observa que prácticamente no existe pendiente entre el cadenamiento km-0 y el km-18, y que los hundimientos para el año 2000 serán de hasta 100 cm. Alrededor del kilómetro 15 prácticamente permanecerá estable. A partir del cadenamiento km-18, y hasta su salida hacia el túnel de Tequisquiác se presenta una pendiente de 1.5×10^{-4} . El hundimiento al año 2000 (al norte del kilómetro 18) será de 40 a 80 centímetros.

Recibido: septiembre, 1997
Aprobado: marzo, 1998

Referencias

Carrillo Nabor. 1969. El Hundimiento de la CM Proyecto Texcoco. Secretaria de Hacienda y Crédito Público. NAFINSA.

Cruckshank, C., J. Herrera, R. Yates, J.P. Hennart, D.R. Balarezo y R. Magaña. 1979. *Modelo de Predicción del Hundimiento del Valle de México*. Estudio elaborado para el DDF.

Departamento de Distrito Federal (DDF). 1982. *El Sistema Hidráulico del Distrito Federal*. Publicación de la Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica.

DDDF- DDF. 1992. *Políticas de Extracción de Agua del Subsuelo Mediante el Modelo Matemático de Abatimientos-Hundimientos*. Elaborado por Lesser y Asociados S.A. de C.V.

DDDF- DDF. 1994. *Evaluación de los Hundimientos*. Elaborado por Lesser y Asociados S.A. de C.V. como parte de Plan Maestro de Drenaje de la ZMOM.

Hennart, P. y R. Marsal. 1969. *El Hundimiento de la CM*. En: El Hundimiento de la CM Proyecto Texcoco. SHCP, NAFINSA.

Abstract

Lesser J.M. & M.A. Cortes "Land settling in Mexico City and its implications in the drainage system" *Hydraulic Engineering in Mexico (in Spanish) Vol. XIII Num. 3, pages 13-18 September-December 1995*

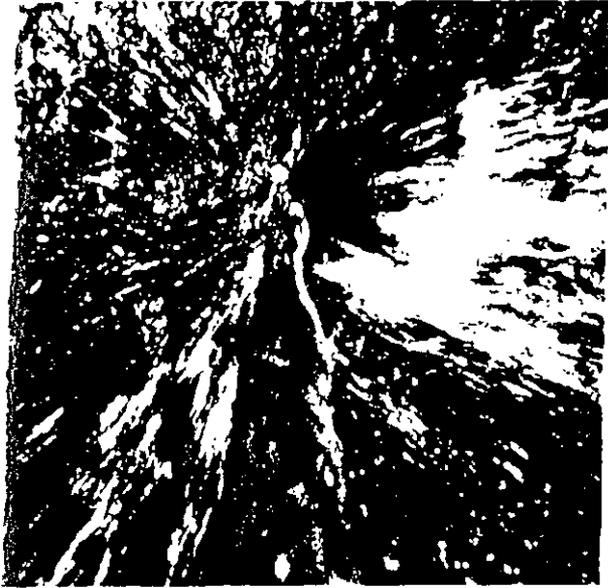
Mexico City has been known through history as one of the most densely populated areas in the world. Currently more than 20 million people reside in the metropolitan area and use 60 m³/s of drinking water, of which 40 m³/s are obtained from the aquifer that lies under the city. Groundwater extraction has caused a fall in the piezometric level and settling of the land due to contraction of the surface clays. Land subsidence in Mexico City varies from 5 to 10 cm annually, with isolated regions in Xochimilco where it may reach up to 35 cm a year. The Mexico City government through the Construction and Hydraulic Operations Department (DDF-DGCOH) developed a master plan for drainage. An important part of this program entailed a historic analysis of land subsidence and a simulation of future behavior (DGCOH-DDF, 1994). The accumulated subsidence from 1891 to 1995 is greatest in downtown Mexico City 8 to 10 meters. Most of this subsidence occurred between 1940 and 1960. The extraction of groundwater in the central metropolitan area was stopped in 1960 and the descent was decreased locally, while extraction increased in the south of the city with increased subsidence in that region. Much of the city's drainage system has been severely affected by subsidence and has had to be regraded on occasions when the slope has been inverted. The historical analysis and subsidence simulation focussed on the 17 largest drains including the Gran Canal and the Churubusco River. The results have been used to program rehabilitation activities for the most severely affected sections where subsidence has resulted in a greater flooding.

Keywords: Acuífero, acuífero, drawdown, water table, piezometric level, compressibility, land subsidence.
Lesser J.M. & M.A. Cortes

Dirección institucional de autores:

Juan Manuel Lesser Inades, Miguel Ángel Cortes Pérez

Lesser y Asociados, S.A. de C.V.
Seminario No. 119
Col. Carretas Querétaro 76050 Oro
Teléfono: (42) 23 33 61



Por:

*Ingeniero Juan Manuel Lesser Illades
Ingeniero David González Posadas
Ingeniero Luis Ernesto Lesser Carrillo*

REVISTA HIDRAULICA URBANA

DIRECCION GENERAL DE CONSTRUCCION
Y OPERACION HIDRAULICA

No. 4 JULIO DE 1998

Balance de agua subterránea del acuífero de la ciudad de México, 1997

En la elaboración de este proyecto, participó la ingeniera Julia Ribera Jaramillo, jefa de la oficina de marco físico urbano.

► El estudio del acuífero

La principal fuente de abastecimiento de agua potable para la ciudad de México corresponde a la extracción de agua del acuífero por medio de pozos profundos. Ante la importancia de esta fuente, es necesario conocer la evolución de los niveles del agua subterránea ya que estos presentan una constante fluctuación, que depende del grado y forma de explotación a que se encuentre sujeto.

Con el fin de observar de forma controlada estos niveles se lleva un registro de su variación desde el año de 1984 y se actualiza año con año.

Adicionalmente, se calcula la evolución que sufre el almacenamiento y los efectos colaterales causados por la extracción de agua subterránea. Para cumplir con los objetivos y solventar esta necesidad, la Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica del Gobierno del Distrito Federal, a través de su Subdirección de Programación, realizó la actualización en 1997 de los niveles estáticos de los pozos tanto en el Distrito Federal como en los valles de Chalco y Texcoco, a través de la Compañía Lesser y Asociados, S.A. de C.V., con el fin de dar seguimiento a la evolución de los niveles del agua subterránea.

17

Cabe aclarar que estas mediciones constituyen la base para el balance geohidrológico, para efectuar correlaciones con los asentamientos del terreno y para actualizar el modelo matemático del acuífero.

► Objetivos

Los objetivos planteados son:

- 1 Medir los niveles estáticos de los pozos piloto, tanto en el Distrito Federal como en los valles de Chalco y Texcoco

- 
- 2 Actualizar los hidrógrafos de los pozos piloto y analizar su comportamiento.
 - 3 Verificar y dar seguimiento a la evolución de los niveles estáticos.
 - 4 Elaborar e interpretar configuraciones de la profundidad, elevación y evolución del nivel estático.
 - 5 Cuantificar el agua subterránea en la zona de estudio, actualizada a 1997.

► Mediciones piezométricas

La Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica ha venido realizando en forma sistemática la medición de niveles estáticos del acuífero a través de pozos desde el año de 1984. Inicialmente la red piezométrica abarcaba alrededor de 200 pozos, los que en número se fue incrementando con el paso de los años, principalmente debido a que se fue aumentando el área que inicialmente correspondió al Distrito Federal y posteriormente abarcó a los valles de Chalco y Texcoco. Actualmente la red piezométrica consta de 470 puntos de medición.

► División del sistema del acuífero

Se dividió el acuífero en subsistemas que corresponde a Subsistema Acuífero ciudad de México, Subsistema Acuífero Texcoco y Subsistema Acuífero Chalco (figura 1).

La división entre los subsistemas de la ciudad de México y Texcoco se trazó tomando en cuenta las redes de flujo, de donde se marcó un parteaguas subterráneo que va de la Sierra de Santa Catarina con dirección al noroeste, pasando por el Aeropuerto Internacional y, posteriormente, siguiendo rumbo al norte por la elevación topográfica de la Sierra de Guadalupe. La división de acuíferos entre la ciudad de México y el valle de Chalco, se realizó debido a que el flujo

subterráneo presenta independencia, de acuerdo con las equipotenciales y direcciones de flujo del agua subterránea que permitió el trazo de un parteaguas subterráneo a la altura de San Pedro Tláhuac.

► **Profundidad a nivel estático**

Se trazó una configuración que muestra la distribución de la profundidad al nivel del agua a partir de la superficie del terreno.

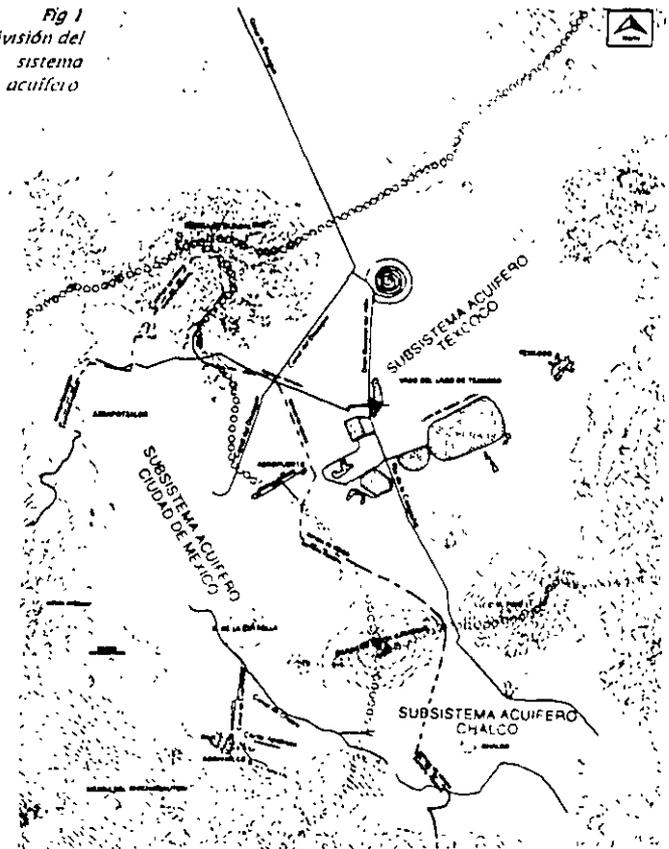
Para el subsistema acuífero de la zona metropolitana, se encuentran valores de profundidad que en la configuración están representados por curvas que van desde 30 hasta 180 metros. Los valores más someros se encuentran en dos áreas: zona centro-norte y Xochimilco.

La zona centro-nortē está limitada por la Sierra de Guadalupe al norte, el Aeropuerto Internacional al oriente, la Avenida Insurgentes y el Viaducto Miguel Alemán al oeste y sur. En esta porción el agua se encuentra a profundidades que varían entre 30 y 40 metros. Se hace notar que en esta área la extracción de agua del subsuelo es reducida, debido a que los asentamientos del terreno causados principalmente en la década de los sesentas obligó a parar pozos y por lo tanto a disminuir la extracción.

La segunda zona con niveles estáticos relativamente someros, entre 30 y 40 metros de profundidad, corresponde al área de Xochimilco. En esta porción, además de corresponder a una de las zonas bajas del antiguo lago de Xochimilco, se caracteriza porque en ella prácticamente no existen pozos de extracción de agua subterránea.

Alrededor del Cerro de la Estrella, el nivel estático se encuentra a profundidades de entre 60 y 70 metros, lo cual está en relación con la elevación del terreno. Conforme se

Fig 1
División del
sistema
acuífero



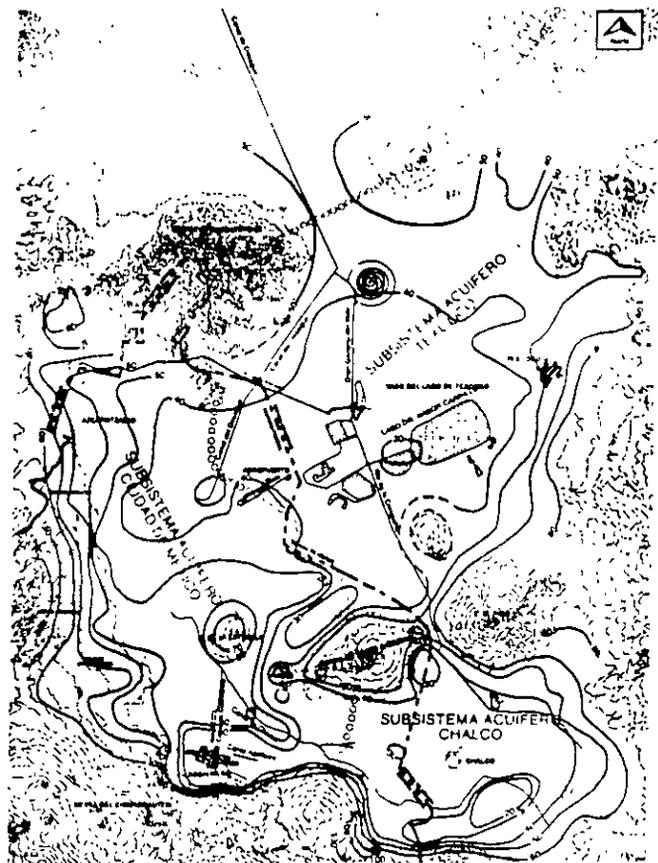
aleja del Cerro de La Estrella, el nivel estático fluctúa entre 50 y 60 metros, siendo la característica de una amplia área que abarca a los pozos Tláhuac-Neza, a los pozos Xotepingo y a parte de los pozos ubicados al norte del Cerro de La Estrella.

La profundidad al nivel estático se encuentra influenciada por la topografía del terreno, los niveles se profundizan conforme se eleva la superficie topográfica, ocasionando que los pozos ubicados hacia la Sierra de Las Cruces al poniente de la ciudad y hacia la Sierra del Chichinautzin al sur, presenten valores que varían de 60 metros al pie de la sierra y que se incrementan para llegar a alcanzar más de 100 metros. En la porción correspondiente al subsistema acuífero del lago de Texcoco, el nivel estático se encuentra a profundidades que fluctúan entre 30 y 80 metros. En el plano de la figura 2 la configuración incluye curvas en la parte central del lago de Texcoco con el valor de 30 metros de profundidad y hacia la periferia del lago la curva 40 metros. Hacia las elevaciones topográficas se encuentra la curva 50 metros

y en la porción al sureste de Texcoco se marcan también las curvas 60 y 80 metros de profundidad. En la porción sureste del área de trabajo correspondiente al subsistema acuífero de Chalco, la profundidad al nivel estático varía entre 20 y 130 metros. Hacia la parte plana del valle fue factible marcar la curva 30 metros, aunque la mayor parte del área presenta profundidades entre 30 y 40 metros. Hacia las elevaciones topográficas el nivel estático se profundiza para alcanzar entre 50 y 60 metros. Hacia la delegación de Milpa Alta existen varios pozos los que, debido a su posición topográfica alta, llegan a presentar profundidades de entre 100 y 130 metros.

► **Elevación del nivel estático y dirección del flujo subterráneo**

Se obtuvo la elevación de la superficie piezométrica respecto al nivel del mar para los datos obtenidos en el año de 1997. Estos valores se vaciaron sobre el plano de la figura 3 y a partir de ellos se trazó la configuración de la elevación del nivel estático respecto al nivel del mar. En dicha configuración se observa que, para el subsistema acuífero de la ciudad de México, se marcaron las curvas que presentan una distribución concéntrica. Incluye los valores más altos hacia la porción externa de la ciudad México donde se trazaron las curvas 2195 y 2200 msnm. Hacia la parte baja de la ciudad se forman dos conos piezométricos. Uno de ellos en la porción norte correspondiente a Azcapotzalco, el cual está delimitado por las curvas 2180 y 2190 msnm.



*Fig 2
Profundidad
al nivel
estático
(1997)
(curvas en
metros)*



*Fig 3
Elevación
del nivel
estático
(1997)
(curvas en
msnm).*

El segundo cono piezométrico abarca prácticamente toda la porción central y sur de la ciudad de México, estando delimitado por las curvas 2185 y 2190 msnm. Hacia la porción central de este cono piezométrico se trazó la curva 2180 msnm.

El flujo subterráneo se marcó a partir de la configuración de la elevación del nivel estático, el cual, se establece en la ciudad de México de la periferia hacia el centro, concentrándose hacia los dos conos piezométricos mencionados en párrafos anteriores y que corresponden, el primero al área de Azcapotzalco y el segundo a la porción central-sur donde se ubican los pozos de Tlalpan y Xotepingo.

En relación con el subsistema acuífero de Texcoco, el esquema de flujo muestra elevaciones de la superficie piezométrica que van de 2195 msnm en la parte central-norte, alrededor del caracol de Texcoco y que se incrementan hacia las estribaciones del valle para alcanzar hasta 2240 msnm al oriente y suroriente de Texcoco.

A partir de las elevaciones anteriores se trazó la dirección del flujo subterráneo, el cual va de las porciones topográficamente altas correspondientes a la Sierra de Guadalupe, la Sierra Nevada, la Sierra de El Pino, el Cerro del Chimalhuacán y parte de la Sierra de Santa Catarina, hacia el centro del exlago de Texcoco.

Dentro del exlago de Texcoco existe una tendencia de flujo hacia el norte, con un gradiente sumamente bajo pero observándose que aparentemente el agua fluye y podría existir descarga y conexión hacia el norte, pasando entre las Sierras de Guadalupe y Chiconautla.

El subsistema acuífero de Chalco se encuentra limitado por elevaciones topográficas. Al pie de dichas elevaciones se trazaron las curvas equipotenciales 2210 y 2220 msnm, las cuales corresponden a los valores más altos registrados hacia este subsistema. En la parte baja y plana del valle, fue factible delimitar la curva 2200 msnm en la parte central-norte.

Con las equipotenciales mencionadas se trazó la dirección del flujo subterráneo, la cual es perpendicular a las curvas. Se observa un flujo radial a partir de las elevaciones topográficas y que circula hacia el centro del valle de Chalco.

► Evolución del nivel estático

La explotación a que se encuentra sujeto el acuífero a través de varios cientos de pozos es irregular. En ciertas zonas como Tlalpan y Xotepingo, así como al pie de la Sierra del Chichinautzin, se concentran extracciones fuertes de agua subterránea.

Otras áreas de fuerte extracción corresponden a la batería de pozos de Xotepingo y Míxquic-Santa Catarina. En contraste, existen áreas donde la cantidad de extracción de agua del subsuelo es menor, como dentro de la zona central de Xochimilco, al centro del valle de Chalco, en la zona federal del lago de Texcoco, así como en la porción del centro histórico de la ciudad de México. La irregular distribución de la extracción de agua subterránea, aunada a que el subsuelo presenta variaciones en cuanto a su transmisibilidad, provoca que existan fluctuaciones en el nivel estático.

Los valores de la evolución del nivel estático registrados en los pozos de la red piezométrica de 1985 a 1997, fueron vaciados sobre un plano, en el que se trazó una configuración de las curvas de igual evolución (figura 4). En el subsistema acuífero de la ciudad de México, se observa que en la porción norte correspondiente a Azcapotzalco se presentan evoluciones positivas de entre 0 y 2 metros, lo cual aparentemente ha sido el resultado de la suspensión del bombeo de la exrefinería de Azcapotzalco.

Un efecto similar con recuperaciones de la superficie piezométrica para el periodo estudiado de 1995 a 1997, se registró en los alrededores de la Ciudad Universitaria en el sur-oeste de la ciudad, donde se llegaron a registrar entre 0 y 2 metros de recuperación del nivel estático. En el resto de la ciudad la evolución sufrida por el acuífero fluctúa alrededor de menos un metro al año.

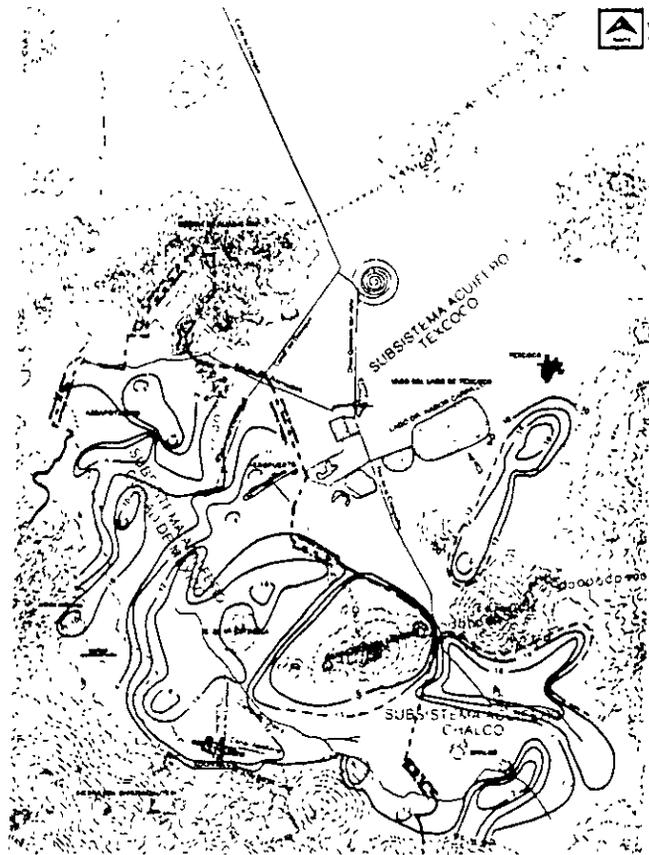


Fig 4

Hacia el área de Texcoco, las principales evoluciones se registran en las zonas donde existe explotación de agua para riego, correspondiente a Texcoco y Chicoloapan de Juárez, donde los abatimientos fueron de entre -2 y -3 metros para los dos años estudiados.

El resto del área presenta poca información y en general valores alrededor de -2 metros de evolución al año. Por lo que respecta al acuífero del valle de Chalco, es donde se presentan mayores abatimientos los cuales llegan a alcanzar hasta 4 metros.

Aproximadamente el 40% de la superficie del valle se encuentra con abatimientos mayores de -3 metros y comprende al poblado de Chalco. Hacia las orillas del valle y en el área de pozos de Míxquic-Santa Catarina, las fluctuaciones varían entre -1 y -2 metros.

► **Hidrógrafos de pozos**

Los hidrógrafos muestran la variación del nivel estático respecto al tiempo. En ellos se observa que en general en el subsistema acuífero ciudad de México tiene un abatimiento gradual en la mayor parte de los pozos, un ejemplo de ellos se presenta en la figura 5. Destacan algunas áreas donde en los últimos años se han detectado recuperaciones del nivel piezométrico, principalmente el área de Azcapotzalco. Los pozos de esta zona presentan una recuperación en los niveles a partir del año 1991. Como ejemplo en la figura 6 el pozo 269 de la empresa Coca Cola, ubicado en la zona de Azcapotzalco.

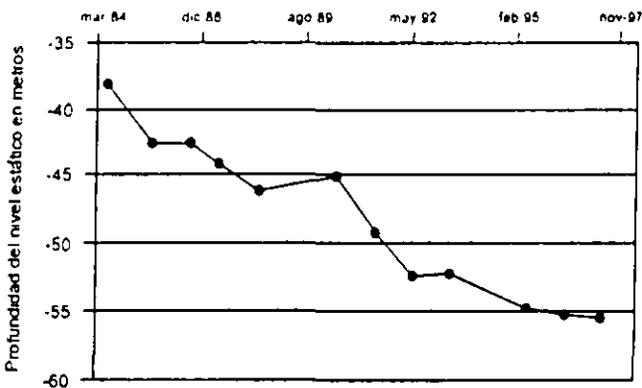


Fig 5
Variación de la profundidad al nivel estático en el pozo 2161, estudios Churubusca.

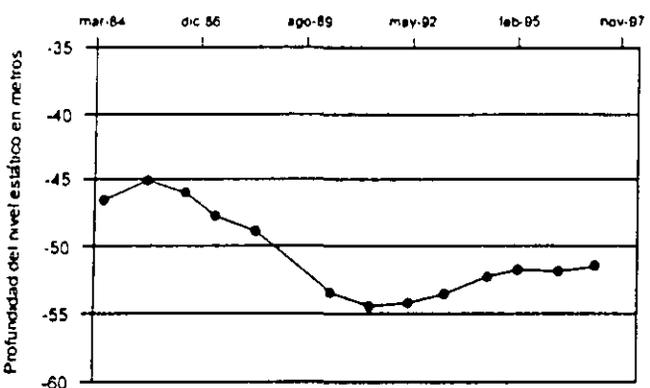


Fig 6
Variación de la profundidad al nivel estático en el pozo 269, Azcapotzalco.

► **Balance de agua subterránea**

De acuerdo a la división del sistema acuífero comentada anteriormente, se calcularon las entradas y salidas de agua subterránea para cada subsistema, así como el diferencial entre entradas y salidas, al que corresponde al cambio de almacenamiento. En los siguientes párrafos se describen los datos del cálculo y sus resultados.

Para el balance del acuífero se estableció la ecuación general de balance de agua subterránea, en donde se establece que las entradas de agua al sistema son iguales a las salidas menos el cambio de almacenamiento.

Las entradas de agua al sistema corresponden al aporte por flujo subterráneo o entrada subterránea, proveniente de las infiltraciones que se generan en las zonas de recarga del acuífero. Hacia la parte plana de los valles, la infiltración vertical de agua de lluvia es inapreciable debido, por una parte, a la existencia de la mancha urbana y por otra parte, la presencia de arcillas lacustres que corresponden al sedimento de los antiguos lagos de México, por lo que la infiltración en el valle no se consideró para el balance; sin embargo, las arcillas lacustres forman un litario que se encuentra saturado y que presenta un drenado vertical que alimenta al acuífero.

Cada uno de los subsistemas acuíferos estudiados se comporta como independiente. Entre la ciudad de México y el exlago de Texcoco existe conexión y podría existir flujo de agua de un subsistema a otro; sin embargo, la red de flujo marca un gradiente muy bajo, por lo que, en caso de existir paso de agua de un sitio a otro, este debe de ser muy reducido. Efecto similar se observa en el área entre Xochimilco y Chalco, así como entre una posible conexión del valle de Texcoco hacia el norte, entre las Sierras de Guadalupe y Chiconautla.

La salida más importante de agua en todos y cada uno de los subsistemas acuíferos, corresponde a la extracción por bombeo.

El diferencial entre las entradas de agua a un subsistema acuífero y la salida se refleja en la fluctuación del nivel estático. Esta variación corresponde al cambio de almacenamiento.

► Cálculo de entradas por flujo subterráneo

El flujo subterráneo se calculó utilizando la Ley de Darcy, en donde se establece que el caudal que pasa a través de una sección de terreno es igual a la transmisibilidad del material por la longitud del área considerada y por el gradiente hidráulico.

Se trazaron celdas utilizadas en el cálculo de la entrada de agua subterránea, correspondiendo cada una de ellas al área delimitada entre dos curvas equipotenciales y dos líneas de corriente. De esta manera, se marcaron 15 celdas para el subsistema acuífero del valle de México las cuales se identificaron con la letra A y un número en orden progresivo del A-1 al A-15. Su localización se muestra en la figura 3. Para el valle de Chalco las celdas se marcaron con la letra B, del B-1 al B-8 y para el valle de Texcoco las celdas utilizadas se identificaron con la letra C, habiéndose diferenciado 11 celdas que van de la C-1 a la C-11.

La transmisibilidad es la capacidad de un medio para permitir el flujo de agua bajo un gradiente unitario. Este dato se obtiene de pruebas de bombeo y se caracteriza por presentar valores del orden de $0.011 \text{ m}^2/\text{seg}$ para materiales piroclásticos y basálticos como por ejemplo los observados en las Sierras del Chichinautzin y Santa Catarina. Hacia los materiales aluviales de los valles, las transmisibilidades obtenidas a través de pruebas de bombeo varían alrededor de 0.005 a $0.008 \text{ m}^2/\text{seg}$.

Los valores de transmisibilidad correspondientes a las celdas letra A de la ciudad de México, varían de 0.003 a $0.011 \text{ m}^2/\text{seg}$, como se observa en las tablas 1 a 3. En las celdas B correspondientes a Chalco, la transmisibilidad va de 0.004 a $0.011 \text{ m}^2/\text{seg}$ y, por lo que respecta al lago de Texcoco las celdas marcadas con la letra C presentan una transmisibilidad que va de 0.005 a $0.010 \text{ m}^2/\text{seg}$.

El ancho de cada una de las celdas utilizadas para el cálculo del flujo subterráneo se obtuvo directamente del plano de elevación del nivel estático, donde se delimitan las celdas. Los anchos de cada una de ellas se incluyen en las tablas 1 a 3.

El gradiente hidráulico es igual a la diferencia entre las equipotenciales que limitan a cada celda divididas entre

CELDA	LARGO km (L)	ANCHO km (b)	GRADIENTE HIDRAULICO (i) X E-03	TRANSMISIBILIDAD m2/seg (T)	CAUDAL m3/seg Q= Tbi	VOLUMEN E+06 m3/año
A-1	0.933	12.700	5.4	0.005	0.343	10.812
A-2	0.600	9.50	8.3	0.006	0.473	14.917
A-3	1.000	6.400	10.0	0.006	0.384	12.105
A-4	0.875	7.800	12.5	0.006	0.585	18.445
A-5	0.500	7.800	20.0	0.006	0.936	29.512
A-6	0.600	1.500	16.6	0.003	0.075	2.355
A-7	0.400	6.666	25.0	0.011	1.833	57.799
A-8	0.366	6.600	27.3	0.011	1.982	62.492
A-9	1.500	1.500	3.3	0.007	0.035	1.093
A-10	0.550	6.500	18.2	0.008	0.990	31.217
A-11	0.666	4.700	15	0.008	0.564	17.783
A-12	1.133	4.400	8.8	0.008	0.31	9.767
A-13	1.200	4.600	4.2	0.006	0.116	3.655
A-14	1.800	5.300	2.8	0.005	0.074	2.340
A-15	1.000	4.300	5.0	0.005	0.108	3.389
SUMA						277.683

Tabla 1

CELDA	LARGO km (L)	ANCHO km (b)	GRADIENTE HIDRAULICO (i) X E-03	TRANSMISIBILIDAD m2/seg (T)	CAUDAL m3/seg Q= Tbi	VOLUMEN E+06 m3/año
B-1	0.800	4.700	12.5	0.011	0.646	20.376
B-2	2.166	1.466	4.6	0.01	0.067	2.126
B-3	0.900	9.000	11.11	0.011	1.100	34.680
B-4	1.333	6.000	7.50	0.009	0.405	12.770
B-5	1.200	9.000	8.33	0.004	0.300	9.455
B-6	0.700	12.75	14.3	0.004	0.729	22.995
B-7	0.500	6.300	20.0	0.005	0.630	19.864
B-8	0.600	6.500	16.67	0.008	0.867	27.331
SUMA						149.597

Tabla 2

CELDA	LARGO km (L)	ANCHO km (b)	GRADIENTE HIDRAULICO (i) X E-03	TRANSMISIBILIDAD m2/seg (T)	CAUDAL m3/seg Q= Tbi	VOLUMEN E+06 m3/año
C-1	1.000	5.000	5.00	0.006	0.150	4.730
C-2	0.866	6.800	5.77	0.006	0.235	7.423
C-3	1.000	5.700	10.0	0.008	0.456	14.378
C-4	0.533	8.800	18.76	0.005	0.825	26.026
C-5	0.600	8.600	16.66	0.005	0.716	22.587
C-6	0.600	6.00	16.66	0.005	0.500	15.759
C-7	0.900	7.700	11.1	0.005	0.427	13.474
C-8	1.000	8.700	10.00	0.007	0.609	19.202
C-9	0.800	7.700	12.5	0.007	0.674	21.243
C-10	1.500	4.300	6.67	0.007	0.201	6.330
C-11	1.200	5.800	8.33	0.010	0.483	15.233
SUMA						166.305

Tabla 3

la longitud de la misma. Los valores de cada celda obtenidos del plano de elevación del nivel estático para el subsistema acuífero de la ciudad de México variaron de 0.0028 a 0.0273. Para el valle de Texcoco el gradiente varía de 0.005 a 0.0018 y para el valle de Chalco el gradiente calculado va de 0.0046 a 0.020 (tablas 1 a 3).

El cálculo del agua que fluye en una celda se calcula por medio de la Ley de Darcy, que indica que el caudal de agua que pasa a través de ella es igual a la transmisibilidad por el largo de la celda y multiplicado por el gradiente hidráulico. Los datos del presente cálculo se incluyen en las tablas 1 a 3. La suma del flujo que pasa a través de las celdas marcadas con la letra A y que corresponden a la entrada por flujo subterráneo hacia la ciudad de México, asciende a 277.68 Mm³/año; para el valle de Chalco el volumen de flujo calculado en las 8 celdas fue de 149.59, mientras que en el valle de Texcoco éste ascendió a 166.38 Mm³/año para las 11 celdas marcadas.

La principal salida de agua de los acuíferos corresponde a la extracción por bombeo. Se utilizó el valor registrado por la Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica para el año de 1995. A dichos volúmenes se le sumó la extracción realizada por organismos operadores, así como datos de la Comisión Nacional del Agua y de pozos de riego. Se obtuvo un volumen de extracción anual (que corresponde a la salida de agua subterránea del sistema), de 358 Mm³/año para la ciudad de México, lo que equivale a 11.35 m³/seg. En el valle de Chalco la extracción o salida de agua subterránea fue de 178.8 Mm³/año equivalente a 5.67 m³/seg y; por lo que respecta al valle de Texcoco la extracción fue de 254 Mm³/año que equivale a 8.06 m³/seg.

El diferencial entre la entrada de agua subterránea a los subsistemas acuíferos y su salida se refleja en el cambio en el nivel estático.

Se calculó el cambio de almacenamiento de la evolución sufrida en el periodo 1995-1997, la cual se obtuvo multiplicando el área entre las curvas, por el abatimiento registrado. La suma de ellas (áreas multiplicadas por evolución), dio un volumen de la variación del nivel estático de 1995 a 1997. Dicho volumen se dividió entre 2 para obtener el volumen anual.

Por otra parte, del volumen obtenido una parte corresponde a los sólidos que constituyen el medio y otra parte al agua que contenían los intersticios. El porcentaje que corresponde a intersticios y que equivale a la cantidad de agua, se denomina coeficiente de almacenamiento, el cual es deducido a partir de pruebas de bombeo, así como de los tipos de rocas y de las condiciones en que se encuentra el acuífero. Los acuíferos semiconfinados, debido a que se encuentran sujetos a presión, presentan coeficientes de almacenamiento bajos del orden de 0.007, mientras que en acuíferos libres el coeficiente de almacenamiento es del orden de 0.03.

La variación de almacenamiento se calculó multiplicando el volumen de la evolución del nivel estático por el coeficiente de almacenamiento, el cual resultó para la ciudad de México de -4.10 Mm³/año equivalente a -0.13 m³/seg; para el Valle de Chalco el cambio de almacenamiento fue negativo de -8.83 Mm³/año equivalentes a -0.280 m³/seg; para el valle de Texcoco el cambio de almacenamiento fue también negativo de -21.43 Mm³/año equivalente a -0.67 m³/seg.

La ecuación de balance volumétrico en el subsuelo indica que las entradas (entrada por flujo subterráneo y drenado vertical de las arcillas) son iguales a las salidas (extracción por bombeo) menos el cambio de almacenamiento. En la figura 6 se muestran los datos del balance; para cada uno de los subsistemas acuíferos en que se dividió la zona metropolitana. En ellos se observa que, para la ciudad de México (figura 7), la entrada por flujo subterráneo fue de 277.68 Mm³/año que equivale a 8.81 m³/seg. La extracción por bombeo fue de 358 Mm³/año que equivale a 11.35 m³/seg. El cambio de almacenamiento calculado fue de -4.10 Mm³/año que equivale a -0.13 m³/seg. De lo anterior se deduce un drenado vertical de la arcilla que asciende a 76.22 Mm³/año que equivale a 2.42 m³/seg.

Para el subsistema acuífero del valle de Texcoco las entradas por flujo subterráneo ascendieron a 166.38 Mm³/año que equivalen a 5.29 m³/seg. Las salidas por bombeo fueron de 254 Mm³/año que equivalen a 8.06 m³/seg. El cambio de almacenamiento calculado fue de -21.43 Mm³/año equivalentes a -0.67 m³/seg. De lo anterior se dedujo un aporte del acuífero por drenado vertical de 66.19 Mm³/año que equivalen a 2.10 m³/seg.

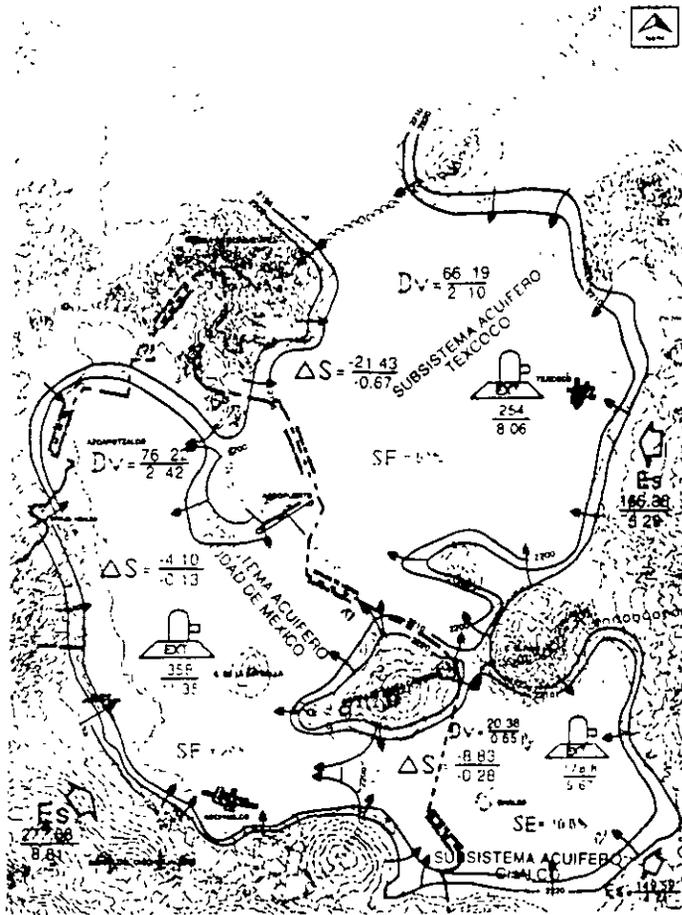


Fig 7
 Balance de
 agua
 subterránea
 ciudad de
 México,
 Chalco y
 Texcoco
 (1997)
 (Valores en
 $\frac{Mm^3/año}{m^3/seg}$)

Para el subsistema acuífero Chalco, la entrada por flujo subterráneo fue de 149.59 mm³/año que equivalen a 4.74 m³/seg. La extracción o salida de agua por bombeo del acuífero fue de 178.8 Mm³/año que equivale a 5.67 m³/seg. El cambio de almacenamiento que se obtuvo fue de -8.83 Mm³/año que equivale a -0.28 m³/seg. Con lo anterior se obtuvo una entrada de agua al acuífero por drenado vertical de las arcillas que ascendió a 20.38 Mm³/año equivalent 0.65 m³/seg.

► Sobreexplotación del acuífero

Si consideramos que la sobreexplotación del acuífero corresponde al cambio de almacenamiento y al drenado de las arcillas, este volumen dividido entre la recarga por flujo subterráneo da el porcentaje de sobreexplotación a que se encuentra sujeto. De esta manera, se obtuvo que el subsistema acuífero de la ciudad de México se encuentra sobreexplotado en un 29%, el área de Texcoco se encuentra sobreexplotada en un 52%, mientras que el valle de Chalco en un 20%.

Al comparar los resultados del balance aquí realizado con otros llevados a cabo con anterioridad, se observan diferencias, que por lo general son debidas a que se consideran áreas diferentes, por ejemplo, en el presente trabajo la extracción de agua por bombeo para la ciudad de México, en el área de balance de la figura 6, incluye sólo algunos de los pozos del sur, ya que se consideran solamente los que se ubican dentro del área de balance.

► Conclusiones

El nivel estático en el valle de México se encuentra a profundidades que van de 30 a 180 metros para la zona plana y las elevaciones topográficas, respectivamente. Los valores menores se ubican hacia la parte central norte de la ciudad, así como alrededor de Xochimilco con 30 metros.

La mayor parte del vaso del exlago de Texcoco presenta profundidades al nivel estático entre 30 y 40 metros.

En el valle de Chalco el nivel estático varía en la mayor parte el valle entre 30 y 40 metros.

El esquema de flujo indica que, en la ciudad de México, la principal recarga proviene de la Sierra de Las Cruces al oeste y de la Sierra del Chichinautzin al sur. El agua fluye hacia dos conos piezométricos, el primero forma alrededor de Azcapotzalco y el segundo en el área de Tlalpan-Xotepingo.

En Texcoco el flujo subterráneo va de las elevaciones topográficas que circundan al valle hacia el centro y el norte del exlago de Texcoco para aparentemente salir al norte en forma subterránea entre la Sierra de Guadalupe y el Cerro de Chiconautla. En Chalco existe un flujo radial que va de las elevaciones topográficas hacia el centro del valle.

La evolución del nivel estático para el periodo 1995-1997 indica recuperaciones de 0 a 2 metros en el área de Azcapotzalco y en los alrededores de la Ciudad Universitaria.

En el resto de la ciudad la evolución fluctúa alrededor de -1 metro.

Hacia Texcoco existe un abatimiento de más de 3 metros en los alrededores de la ciudad de Texcoco y Chicoloapan.

En el valle de Chalco se registran abatimientos entre -1 y

-3 metros en la mitad poniente del valle y de entre -3 y -4 metros en la mitad oriente del valle.

El flujo subterráneo en la ciudad de México se calculó a partir de 15 celdas, de donde se obtuvo un volumen de flujo subterráneo de 277.683 Mm³/año (8.81 m³/seg).

Para el valle de Chalco la entrada por flujo subterráneo ascendió a 149.597 (4.74 m³/seg) y para el valle de Texcoco a 166.385 Mm³/año (5.29 m³/seg).

La extracción de agua subterránea fue de 11.35, 8.06 y 5.67 m³/seg, respectivamente para los subsistemas acuíferos de la ciudad de México, Texcoco y Chalco.

Por lo que se refiere al cambio de almacenamiento este fue negativo en los tres subsistemas con -0.13, -0.67 y -0.28 m³/seg. El drenado vertical de las arcillas fue de 2.42, 2.10 y 0.65 m³/seg, respectivamente para los tres subsistemas mencionados.



COLABORACIÓN

Ingeniero Juan Manuel Lesser Illades
Ingeniero David González Posadas
Ingeniero Luis Ernesto Lesser Carrillo

Grupo de ingenieros especialistas en geohidrología y contaminación de acuíferos, que actualmente integran la empresa Lesser y asociados, S.A. de C.V.

Juan Manuel Lesser Illades originario de la ciudad de México, obtuvo el título de ingeniero geólogo en 1971 en la facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México. Cursó estudios de posgrado y de especialización en geohidrología en Estados Unidos, Austria y Rusia. Tiene una amplia trayectoria en docencia y actualmente coordina los cursos internacionales de contaminación de acuíferos, impartidos por la División de Educación Continua de la facultad de Ingeniería de la UNAM. Ha participado como investigador principal en 107 proyectos gubernamentales.

En el año de 1997 recibió reconocimiento por ser el primer mexicano certificado por la asociación de Investigadores e Ingenieros en Aguas Subterráneas Association of Ground Water Scientists and Engineers, división de la NGWA (National Ground Water Association).

Recarga del acuífero con agua residual tratada

► Introducción

La recarga artificial al acuífero de la ciudad de México puede presentar condiciones favorables para la disminución de la subsidencia del terreno; también el control del flujo subterráneo; en un mejor manejo del acuífero, así como el almacenamiento de agua para uso futuro, con lo que a largo plazo se podría reducir la importación de agua de cuencas externas. Para efectuar la recarga, es necesario que se cumplan las dos condiciones siguientes:

Primero. Que existan zonas permeables que permitan la infiltración de agua al acuífero.

Dichas zonas se pueden alcanzar por medio de pozos, lagunas y galerías filtrantes. Las lagunas de infiltración y galerías requieren de una gran superficie de terreno. Conviene hacer notar que las condiciones geológicas del valle de México impiden la infiltración de agua a través de lagunas en prácticamente toda el área del antiguo lago, por lo que este método de recarga sólo se puede realizar en los flancos de las sierras. Por otra parte, la recarga a través de pozos no requiere de gran extensión de terreno. Además, los pozos atraviesan la capa de arcillas impermeables que cubre la superficie.

25

POR : ING. JUAN MANUEL LESSER I.

**REVISTA HIDRÁULICA URBANA
No. 5 DIRECCIÓN GENERAL DE
CONSTRUCCIÓN Y OPERACIÓN
HIDRÁULICA, GDF. JUNIO 1999**

Los volúmenes disponibles en la ciudad de México, corresponden a las aguas residuales renovadas provenientes de plantas de tratamiento distribuidas prácticamente en toda la ciudad. La mayor parte de la cual se encuentra comprometida; sin embargo, se puede disponer de caudales tratados para este fin los cuales deben someterse a un tratamiento adicional para que alcance la calidad deseable para recarga.

COLABORACIÓN

Ingeniero Juan Manuel Lesser Illades

Juan Manuel Lesser Illades originario de la ciudad de México, obtuvo el título de ingeniero geólogo en 1971 en la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México. Cursó estudios de posgrado y de especialización en geohidrología en Estados Unidos, Austria y Rusia. Tiene una amplia trayectoria en docencia y actualmente coordina los cursos internacionales de contaminación de acuíferos impartidos por la División de Educación Continua de la Facultad de Ingeniería de la UNAM. Ha participado como investigador principal en 107 proyectos gubernamentales.

En el año de 1997 recibió un reconocimiento por ser el primer mexicano certificado por la Asociación de Investigadores e Ingenieros en Aguas Subterráneas (Association of Ground Water Scientists and Engineers), división de la NGWA (National Ground Water Association).

En los últimos años, se han llevado a cabo actividades para la recarga artificial del acuífero de la ciudad de México. Entre ellas se incluyen estudios geohidrológicos (Referencia 1, 2 y 3); la aplicación de modelos para la simulación de la recarga (Referencia 4); la construcción y operación de modelos de laboratorio (Referencia 4 y 5); la construcción de una planta piloto de tratamiento a nivel avanzado que produce 20 l/s, los cuales son inyectados al acuífero (Referencia 5 y 6) y la construcción de una laguna de infiltración con capacidad inicial de 700 l/s de agua tratada (Referencia 7).

► **Características geohidrológicas de la Zona Metropolitana de la ciudad de México para la recarga**

En la zona estudiada se encuentran rocas que pueden agruparse de acuerdo a sus características las que permiten la infiltración, circulación y almacenamiento de agua en el subsuelo. Se han identificado 9 zonas (figura número 1).

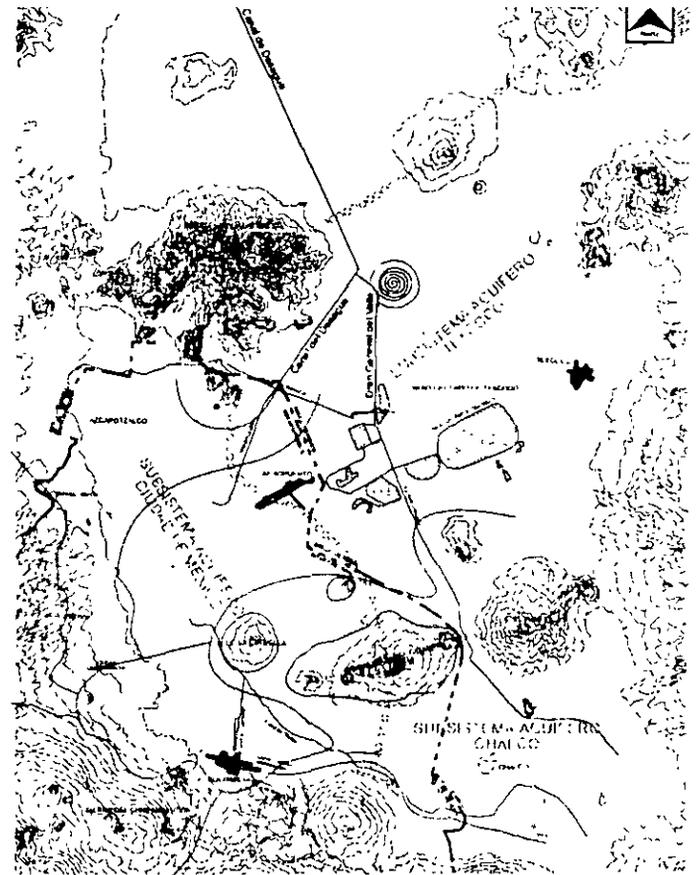


Figura 1. Zonificación geohidrológica

26

Zona 1. Lomas del Poniente

La zona 1 corresponde a las lomas del poniente de la ciudad de México, entre Chapultepec y Contreras. Esta porción se encuentra constituida por materiales granulares, cenizas, tobas y lavas. Las lavas generalmente son de composición andesítica y constituyen el núcleo de la Sierra de Las Cruces. La permeabilidad que presenta este conjunto de rocas se considera como baja, debido a que los caudales de extracción registrados en la mayor parte de los pozos que se ubican en ella varía entre 20 y 40 l/s. La conductividad hidráulica de estas rocas tiene un promedio de 2.3×10^{-5} a 4×10^{-6} m/seg (tabla número 1).

Zona 2. Area de transición del poniente

Corresponde a una franja alargada orientada norte-sur que se extiende desde Azcapotzalco hasta la Ciudad Universitaria. Esta zona se ubica al pie de la Sierra de Las Cruces y se le conoce como "zona de transición" por encontrarse formada por

materiales procedentes de la erosión de la mencionada sierra y el antiguo lago de México.

La erosión y transporte de materiales de la sierra acumularon arcillas, gravas y arenas, lo cual le imprime características geológicas y geohidrológicas especiales. En general, estos materiales presentan una permeabilidad que se puede considerar de media a baja. Los pozos existentes rinden caudales de entre 40 y 60 l/s y la permeabilidad o conductividad hidráulica promedio varía de 3×10^{-3} a 10^{-5} m/seg.

Dentro de esta región se encuentran un gran número de pozos actualmente en explotación. La zona se encuentra urbanizada.

Zona 3. Zona lacustre del centro de la ciudad

Corresponde a la zona plana de la ciudad, que incluye el centro histórico y sus alrededores.

Zona No.	Litología	Capacidad de infiltración	Caudal de recarga por pozo l/s	Profundidad de los pozos de extracción m	Nivel estático Sep-98 m	Abastecimiento anual 1997-1998 m ³ /año	Conductividad hidráulica m/seg
1 Lomas del poniente	Fm. Tarango material granular, cenizas, tobas y lavas	Baja	20-40	300-350	100-180	0+1	0.00023
2 Zona de transición Lomas del Poniente	Fm. Tarango, arcillas lacustres, aluviones	Media a baja	40-60	250	50-100	Azacapotzalco (recuperación 1.0) Lomas 0.5-1.0	0.003
3 Zona de transición Tlalpan	Materiales granulares cubiertos por arcillas lacustres	Media a baja	60-80	200	30-50	0-1.0	
4 Zona de transición Sierra Sta Catarina	Basaltos y aluviones cubierto por arcillas lacustres	Media a alta	60-90	150-350	30-60	0.5-1.0	0.00058
5 Sierra de Sta Catarina y Chichinautzin	Gravas y piroclásticos basálticos	Alta	80-120	50-350	30-100	Sta Catarina o Chichinautzin 0.0-0.5	0.07-0.007
6 Cerro de la Estrella y Peñón del Marqués	Piroclásticos y lavas basálticas anteriores a Santa Catarina y Chichinautzin	Media a alta	80-100	50-200	50-70	0-1	
7 Zona Tlalpan Xotepingo	Basaltos intercalados con materiales granulares	Media a alta	40-70	200-400	45-100	-2	0.0058
8 Zona Ajusco	Andesitas y basaltos	Media a baja	-	-	>100	0	
9 Sierra de Guadalupe	Andesitas y basaltos	Baja a nula	-	80-180	80	0-10	

Tabla 1.
Características de las zonas acuíferas

Se extiende desde Coyoacán al sur y se continúa al norte cubriendo la mayor parte de las delegaciones Benito Juárez, Cuauhtémoc y Venustiano Carranza. El subsuelo de esta zona se encuentra constituido principalmente por materiales granulares de permeabilidad media a baja. Pozos existentes en esta zona rinden caudales entre 60 y 80 l/s.

Zona 4. Zona de transición Sierra de Santa Catarina

Rodeando al Cerro de la Estrella y a la Sierra de Santa Catarina, se encuentra una zona plana que fue parte de los antiguos lagos de México. En el subsuelo de esta zona se presentan intercalados derrames lávicos de composición basáltica, procedentes de diferentes centros eruptivos, como los volcanes del Cerro de la Estrella, El Peñón del Marqués y los volcanes que constituyen a la Sierra de

Santa Catarina. Las lavas de basaltos de los volcanes se extendieron en el subsuelo y se intercalan con materiales granulares tales como gravas, arenas y arcillas, los que en su conjunto presentan una permeabilidad de media a alta. La mayor parte de los pozos que se encuentran perforados en esta zona, rinden caudales de extracción entre 60 y 90 l/s. Ejemplo de pozos en esta región son la batería Xotepingo, la batería Tláhuac-Neza; los pozos del oriente de la ciudad, como el pozo Santa María Aztahuacán, los pozos Iztapalapa número 4, 6 y 8, el pozo Santa Cruz Meyehualco y los pozos Purísima, entre otros.

Estos pozos se caracterizan por haber cortado en su construcción fuertes espesores de basaltos y piroclásticos de media a alta permeabilidad. La conductividad hidráulica de esta zona es de alrededor 5.8×10^{-5} m/seg.

Zona 5. Sierras de Santa Catarina y Chichinautzin

Corresponden a productos de emisiones volcánicas de composición basáltica y edad reciente. Predominan gravas de tezontle las cuales se encuentran intercaladas con cenizas volcánicas, arenas (lapilli) y lavas que en general le imprimen una alta permeabilidad. Los pozos perforados en estas zonas, rinden caudales entre 80 y 120 l/s.

La conductividad hidráulica media asignada a esta zona es de 7×10^{-2} a 10^{-4} m/seg. La Sierra del Chichinautzin ubicada en la zona sur del Distrito Federal, funciona en forma natural como una gran área de recarga del agua de lluvia, la que al precipitarse sobre el terreno se infiltra sin permitir la formación de corrientes superficiales que escurran y descarguen hacia los valles de Xochimilco y Tláhuac. Se hace notar que sí existen arroyos, pero que solamente en caso de lluvias extraordinarias alcanzan a presentar escurrimientos que se infiltran al subsuelo al llegar al valle.

En la Sierra de Santa Catarina la conductividad hidráulica es ligeramente menor que en la Sierra del Chichinautzin. Se encuentra constituida también por arenas (lapilli) y tezontles, intercalados con cenizas y lavas.

En el flanco sur de la Sierra de Santa Catarina se encuentra una batería de pozos (SC-1 al SC-10). El agua de los pozos es enviado para su potabilización a la planta ingeniero Francisco de Garay por presentar el agua un alto contenido de fierro manganeso y nitratos de origen natural, no se descarta la posibilidad de que estos elementos aumenten debido a la influencia de contaminación procedente de antiguos rellenos sanitarios.

Zona 6. Cerros de la Estrella y Peñón del Marqués

Está constituida por piroclásticos y lavas basálticas de mayor antigüedad que las rocas y materiales de la zona 5. Presentan una permeabilidad de media a alta. Los caudales extraídos son del orden de 80 a 100 l/s.

Zona 7. Zona Tlalpan-Xochimilco

En la zona sur y sur-oeste de la ciudad de México, entre Tlalpan y Xochimilco, se encuentra un área que presenta características geológicas y geohidrológicas peculiares.

Está constituida principalmente por basaltos intercalados con materiales granulares, los cuales presentan alta permeabilidad.

Existen más de 100 pozos que se encuentran ubicados en esta zona, que rinden caudales generalmente entre 40 y 70 l/s.

La conductividad hidráulica de las rocas es de 5.8×10^{-3} a 10^{-5} m/seg. Corresponde a una zona acuífera de alto rendimiento. La extracción por bombeo ha ocasionado la formación de un cono piezométrico.

Zona 8. Zona Ajusco

La zona denominada Ajusco se encuentra formada por productos volcánicos entre los que predominan andesitas y basaltos. Tiene una permeabilidad de media a baja. Por su posición topográfica, el nivel estático es profundo.

Forma un área de alimentación de agua de lluvia al valle, no se considera apropiada para recarga.

Zona 9. Sierra de Guadalupe

En la parte norte de la ciudad de México se encuentra la Sierra de Guadalupe, la cual está compuesta por rocas volcánicas de baja a nula permeabilidad, razón por la que no se considera atractiva para la recarga artificial del subsuelo, salvo condiciones locales.



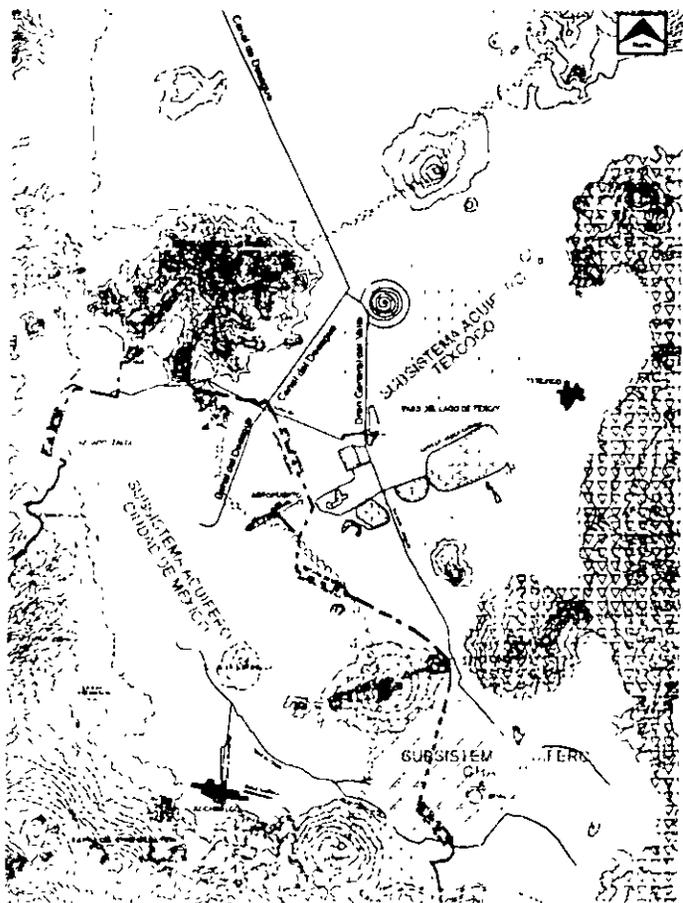


Figura 2
Zonas apropiadas para la recarga artificial del acuífero

► Zonas apropiadas para recarga

Las zonas que presentan condiciones favorables para la recarga se agrupan como sigue:

Basaltos y piroclásticos de la Formación Chichinautzin. Constituyen la sierra del mismo nombre ubicada al sur de la zona metropolitana, así como la Sierra de Santa Catarina (figura 2). Su alta permeabilidad permite la infiltración de agua, tanto a través de pozos como lagunas.

En los pozos se pueden recargar entre 60 a 80 l/s por pozo. A través de lagunas, se ha mostrado que en la Sierra de Santa Catarina se pueden infiltrar caudales superiores a los 700 l/s.

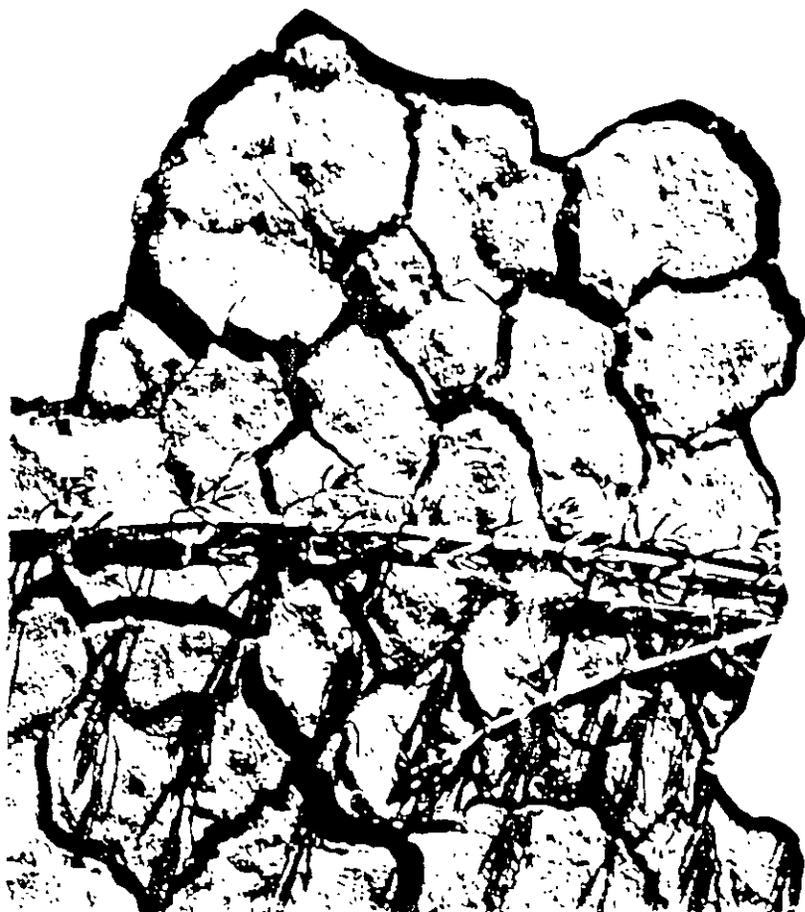
La Formación Tarango que aflora al pie de la Sierra de Las Cruces, se encuentra constituida por una serie de materiales entre los que predominan los de tipo granular, los cuales presentan una permeabilidad media.

En estos materiales es factible recargar agua al subsuelo en caudales de alrededor de 20 l/s por pozo.

En la Sierra Nevada que limita el oriente de la zona de trabajo, se encuentran intercalaciones de materiales granulares con volcánicos que, en su conjunto, permiten la infiltración o recarga artificial con caudales variables, del orden de 20 l/s por pozo.

Los materiales granulares dentro de la ciudad de México, presentan una permeabilidad media. A través de ellos se puede efectuar una recarga artificial del orden de 10 a 30 l/s por pozo.

Hacia el valle de Texcoco, los materiales granulares que se encuentran en el subsuelo presentan una permeabilidad de media a baja. Permiten una recarga del orden de 5-10 l/s por pozo.



La planta de tratamiento Cerro de la Estrella es la más grande en el Distrito Federal. Actualmente tiene una capacidad de operación de 2300 l/s a nivel terciario. Podrían destinarse 410 l/s para ser recargados a través de 9 pozos ya existentes, ubicados en los alrededores de la Sierra de Santa Catarina, 5 en la porción sur y 4 en la porción norte. Existe una conducción de aguas tratadas que va de la planta Cerro de la Estrella hacia el área de Xochimilco, que parcialmente puede ser utilizada para este fin.

En los pozos ubicados al norte de la Sierra de Santa Catarina, la permeabilidad de los materiales permite la recarga de 40 l/s por pozo, para hacer un total de 160 l/s. Al sur de la sierra se encuentran los pozos SC, en los que se pueden recargar 50 l/s por pozo para sumar un total de 250 l/s. Uno de estos pozos, el SC-6, fue adaptado para recarga por la DGCOH y se encuentra operando. Incluye un tren de tratamiento avanzado previo a la inyección.

La planta de tratamiento Bosques de Las Lomas tiene una capacidad de operación de 27 l/s, de los cuales 20 pueden ser recargados al subsuelo a través de un pozo ya existente, que anteriormente se utilizaba para agua potable, pero que actualmente no funciona.

La planta de tratamiento del Campo Militar tiene una capacidad de operación de 30 l/s. Suponiendo que podrían destinarse 20 l/s de dicha agua para recarga, la inyección se podría realizar a través de un pozo a perforar junto a la planta de tratamiento, donde se encuentran materiales de alta permeabilidad.

La planta de tratamiento San Juan Ixtayoapan tiene una capacidad de operación de 106 l/s. Se podrían derivar 60 l/s para recarga a través de un pozo nuevo que se requeriría perforar junto a la planta.

Las plantas de tratamiento ubicadas en la porción suroeste de la zona metropolitana correspondientes a Abasco, II Colegio Militar y Parres, tienen un caudal de operación de 15 l/s cada una de ellas. Se desconoce la utilización de estas aguas. Estos caudales pueden recargarse al subsuelo en su totalidad, mediante 3 pozos ubicados uno en cada planta.

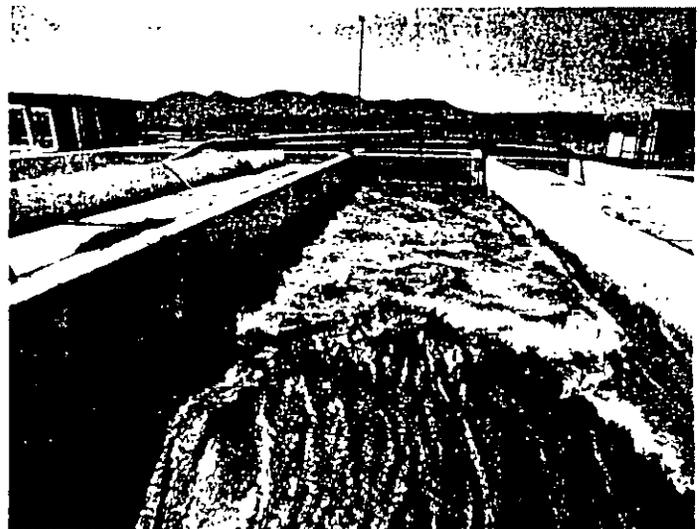
En la planta de tratamiento San Miguel Xicalco se tiene una capacidad de operación de 75 l/s, de los cuales se estima que se pueden recargar 7 l/s a través de un pozo. En la planta de tratamiento San Luis Tlaxialtemalco,

desde hace varios años se construyó y adaptó el pozo San Luis-15, para a través de él, recargar 60 l/s. Alrededor del pozo SL-15, existen 3 pozos de monitoreo para recarga.

En la planta de tratamiento Santa Fe actualmente se tratan 280 l/s a nivel secundario de los que 200 pueden ser recargados al subsuelo a través de una batería de 8 pozos ubicados en las cercanías de la planta.

En resumen, este programa inicial de recarga de agua tratada a través de pozos, involucra a 7 plantas donde se requiere la perforación de un pozo de recarga en cada una de ellas. Existen 2 pozos que se encuentran fuera de uso y que pueden utilizarse para recarga junto a las plantas Bosques de Las Lomas y Ciudad Deportiva. Caso similar se presenta en la planta de San Luis Tlaxialtemalco, donde aproximadamente a 4 kilómetros al oeste se encuentra el pozo SL-15, el cual ha sido adecuado con anterioridad para recarga. Las plantas que cuentan con mayores volúmenes de agua disponible corresponden a San Juan de Aragón, Santa Fe y Cerro de la Estrella. Las dos primeras se encuentran ubicadas de tal manera que pueden alimentar baterías de 8 y 10 pozos, respectivamente, y a través de ellos recargar 400 l/s de agua al subsuelo. De la planta Cerro de la Estrella, se estimó un volumen de recarga de 410 l/s a través de 9 pozos ya existentes. Este programa en conjunto incluye la recarga de 1057 l/s a través de 37 pozos, 12 de los cuales ya se encuentran perforados.

Para la recarga artificial al acuífero utilizando agua residual tratada, se deberá adecuar su calidad mediante tratamientos adicionales.





► Recarga a través de lagunas

La DGCOH construyó una laguna para la infiltración de aguas tratadas sobre el flanco sur de la Sierra de Santa Catarina. Las primeras experiencias obtenidas indican que se pueden recargar más de 700 l/s. Previamente a la continuación de la recarga masiva de agua a través de una superficie aproximada de 6 hectáreas, se recomienda realizar un monitoreo a fin de evaluar el impacto de la recarga sobre el acuífero.

► Recarga de agua pluvial

En la ciudad de México se presentan precipitaciones del orden de 800 milímetros anuales. La recarga de aguas pluviales puede realizarse a través de pozos, lagunas y/o incrementando la reforestación de las zonas altas.

La recarga a través de bordos o presas construidas sobre los flancos de las elevaciones topográficas que circundan al valle de México, en forma general puede ser factible. Se requieren estudios de detalle para su ubicación y el cálculo de arrastre de sedimentos y vida útil de cada sitio.

La reforestación de las zonas topográficas altas es una acción benéfica, ya que por una parte evita la erosión y el arrastre de sedimentos, y por la otra incrementa la capacidad de infiltración de agua al subsuelo. Para recargar agua pluvial al subsuelo es necesario primeramente, localizar los sitios donde se captarían las aguas pluviales. Para ello se seleccionaron los cauces de arroyos en los flancos de las elevaciones topográficas que circundan a los valles de México, Texcoco y Chalco

Destaca la zona poniente de la ciudad de México. Aquí el agua que escurre a través de ríos y arroyos generalmente presenta mala calidad, lo que limita su utilización para la recarga; por ello es necesario el saneamiento de esta zona, iniciando con la construcción de redes de drenaje en zonas donde se carece de ellas. Ya saneadas las cuencas, el agua de lluvia puede ser captada en los arroyos y recargada al subsuelo mediante pozos.

Con el objeto de mantener volúmenes que permitan la recarga por un tiempo largo, se recomienda construir tanques de almacenamiento y regulación. En la figura número 4 se muestra un tanque de regulación de volúmenes de inyección, que puede ser integrado como parte de las estructuras necesarias previas a la inyección. Deben de contar con un punto para el monitoreo de la calidad del agua de inyección, así como desinfección.

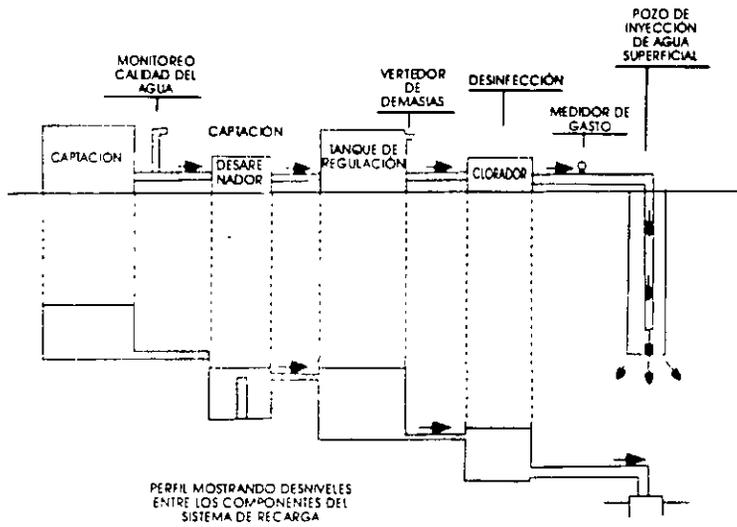
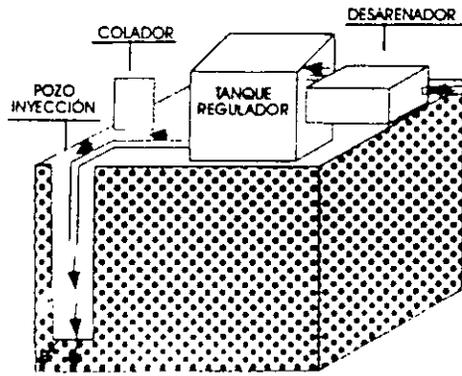


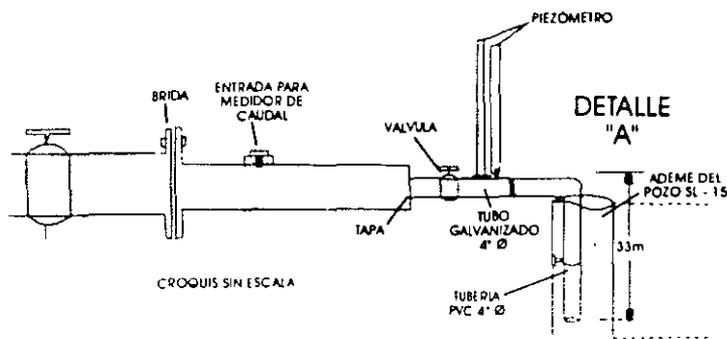
Figura 4



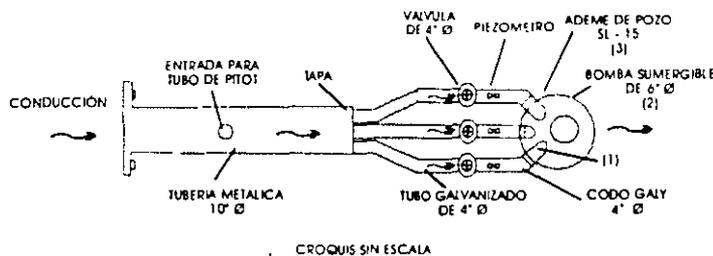
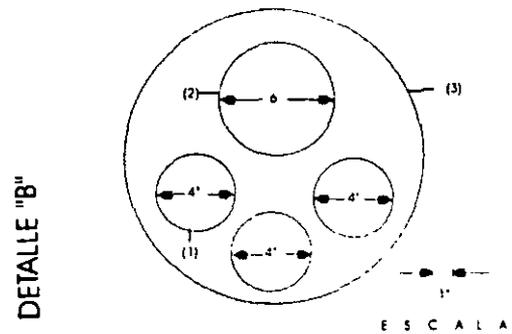
► **Mantenimiento de pozos de recarga para evitar la colmatación**

Al realizar la inyección de agua al subsuelo, el principal problema que se presenta en la operación de los pozos es la colmatación o taponamiento por crecimiento de materia orgánica y en menor proporción por la acumulación de sedimentos finos e incrustación.

El agua que se encuentra en la superficie, aun cuando se clasifique como de buena calidad, incluye microorganismos. El oxígeno presente en el agua facilita el crecimiento de colonias bacterianas que llegan a disminuir la capacidad de absorción de los pozos.



PLANTA DETALLE "A"



PERFIL DETALLE "B"

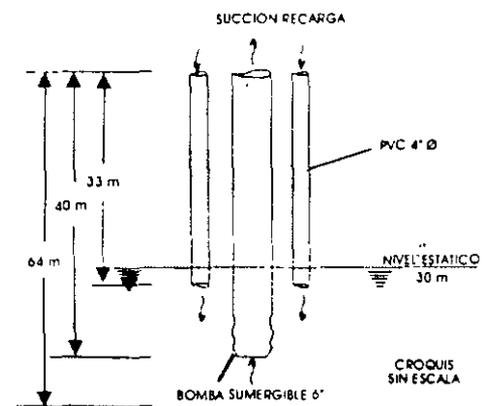


Figura 5
Adaptación de un pozo para recarga
basado en el pozo SL-15 de la DGCOH

Un ejemplo típico de recarga y que puede generalizarse, fue la adaptación del pozo SL-15 para recarga (figura 5). A través de él se proyecta la infiltración de agua por gravedad desde la superficie. De acuerdo con las experiencias de recarga artificial que se realizan en la planta Fred Herbey de El Paso, EUA, es conveniente disponer el agua de recarga abajo del nivel estático, a fin de evitar la aereación que provoca taponamiento del pozo. Tomando en cuenta el diámetro del pozo SL-15, la forma más apropiada consistió en colocar tres tuberías de inyección de 4 pulgadas de diámetro cada una, para permitir una recarga unitaria (por cada tubo de 4") cercana a los 20 litros. Además, se tiene la ventaja de que para caudales menores se utilizan sólo una o dos tuberías, según se requiera.

► Calidad del agua para recarga

De acuerdo a los lineamientos sobre la calidad requerida para el agua que se utiliza en la recarga de los acuíferos, ésta debe ser prácticamente potable. En general las plantas de tratamiento en el Distrito Federal alcanzan un nivel secundario, por lo que será necesario adecuar la calidad a un nivel terciario o avanzado según el tipo de rocas en donde se realice la recarga.

Cuando la recarga se efectúa a través de materiales granulares, estos tienen capacidad para "tratar" el agua. El subsuelo constituye una enorme planta de tratamiento natural. Sin embargo, en las zonas, en donde

se encuentran materiales fracturados y piroclásticos de alta permeabilidad, el agua circula rápidamente y el único factor que podría disminuir la carga contaminante sería la dilución.

Un ejemplo de tratamiento avanzado previo a la recarga lo constituye la Planta de Tratamiento Santa Catarina 6, la cual trata 20 l/s que son recargados al acuífero a través del pozo SC-6, constituyendo el primer sitio piloto en el Distrito Federal para recarga de acuíferos con agua tratada.

► Conclusiones

Para efectuar la recarga artificial al acuífero es necesario que se cumplan las dos condiciones siguientes. Primero. La existencia de sitios y zonas permeables. Segundo. La existencia de volúmenes de agua susceptibles de destinarse para la recarga.

La recarga puede realizarse a través de pozos o de lagunas.

La capacidad del acuífero de la ciudad de México para recarga es muy grande, por lo que ésta se deberá medir con base en la disponibilidad de agua.

En una alternativa preliminar se obtuvo la posibilidad de recargar 1057 l/s a través de 37 pozos, 12 de los cuales ya se encuentran perforados.

La recarga de agua tratada a través de lagunas, actualmente se realiza con un caudal reducido en Santa Catarina. Es factible incrementar el volumen.

Es viable la captación y recarga de agua de lluvia, utilizando dispositivos a lo largo de arroyos y en áreas tales como estacionamientos o techos de centros comerciales, etcétera, de tal manera que permitan su captación y tratamiento previamente a su inyección al subsuelo.

► Recomendaciones

Sanear los flancos de las sierras que bordean a la zona metropolitana para procurar la recarga artificial con agua de lluvia, antes de que ésta se contamine a lo largo de los cauces de los arroyos.

Monitorear el acuífero para conocer los efectos de la actual recarga artificial a través de la laguna de Santa Catarina.

► Referencias

DGCOH-DDE, 1990. Recarga Artificial sobre el Acuífero en el Pozo SC-6. Elaborado por Lesser y Asociados, S.A. de C.V. para la Subdirección de Desarrollo, contrato 033-1-1018.

DGCOH-DDE, 1995. Balance Geohidrológico y Recarga Artificial en la Zona Metropolitana de la Ciudad de México. Elaborado por Lesser y Asociados, S.A. de C.V. para la Subdirección de Programación, contrato 5-111-1-0415.

DGCOH-DDE, 1997. Monitoreo de la Calidad del Agua en la Zona de Recarga de Santa Catarina. Elaborado por Lesser y Asociados, S.A. de C.V. para la Subdirección de Desarrollo, contrato 7-CO4-1-0577.

PETTER, C.W. 1993. Contaminante Hydrogeology, Macmillan Publishing Company 458 p.

KERR, J.S. 1997. An Introduction to the Technology of Subsurface Wastewater Injection. Environmental Protection Technology Series EPA-600/2-77-240

KNOOR, D.F. 1979. Direct Recharge for El Paso, Texas. Proceeding-Volume 1. Water Reuse Symposium, Washington, D.C. AWWA Research Foundation, Denver, Colorado.

LEARNER, D.F., A. ISSAE and I. SINMERS. 1980. Groundwater Recharge. A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge. International Association of Hydrogeologists, vol. 8.

Pettyjohn, W.A. 1981. Introduction to Groundwater Recharge. NWWA/EPA serie 5

United Nations. 1975. Ground-Water Storage and Artificial Recharge. Natural Resources/Water Series No. 2.

Recarga artificial de agua residual tratada al acuífero del valle de México

Dirección General de Construcción y Operación
Hidráulica-Secretaría General de Obras-IDDf
Lessa y Asociados S. A. de C. V.

Una de las acciones del Programa de Uso Eficiente del Agua consiste en la recarga artificial al acuífero de la ciudad de México, lo que puede ofrecer beneficios considerables. Sin embargo, existen interrogantes sobre algunos de los efectos que pueda tener dicha recarga, por lo que se determinó que era indispensable llevar a cabo estudios que ayudaran a establecer un proyecto a gran escala. Bajo esta óptica, se formularon los lineamientos para un programa general de recarga al acuífero del valle de México mediante la experimentación en varios pozos, cuyos resultados iniciales se presentan en este trabajo.

La ciudad de México requiere de grandes volúmenes de agua, que actualmente se obtienen tanto de pozos dentro de la ciudad misma, como importando agua de cuencas externas. Los pozos que explotan agua del subsuelo, extraen en conjunto volúmenes tales que sobrepasan la recarga natural del acuífero, lo que ocasiona una explotación reflejada en el abatimiento de los niveles del agua, los cuales alcanzan valores máximos en algunos sitios del orden de 3 metros por año. Los requerimientos de agua para la ciudad han obligado a continuar esta explotación.

Los abatimientos de los niveles del acuífero provocan la compactación de las arcillas y el hundimiento del terreno, lo que a su vez origina diversos problemas, principalmente en el drenaje citadino. En la actualidad, los asentamientos del terreno tienen un valor medio de 10 cm anuales, aunque existen valores extremos de 40 centímetros.

Paradójicamente a la explotación del acuífero, el sistema de tratamiento de aguas residuales en la ciudad de México no ha operado a su máxima capacidad en virtud de que el número de usuarios de este recurso tradicionalmente no ha sido importante. El reúso es una opción para resolver la problemática del abastecimiento de agua potable y representa un paso importante en la optimización del aprovechamiento de los recursos hidráulicos. A

su vez, la recarga artificial de acuíferos con aguas renovadas representa uno de los alcances más significativos de cualquier programa de reúso, ya que su finalidad es la de preservar los recursos acuíferos.

Por lo anterior, se ha deducido que la recarga artificial del acuífero mencionado presenta grandes beneficios, ya que, por una parte, se podrían atenuar los asentamientos del terreno y con ello, proteger en forma local o regional las obras hidráulicas de la superficie, como drenajes y un gran número de cimentaciones de obras civiles. Por otro lado, sería factible controlar el flujo subterráneo y, entre otras cosas, formar barreras. A la vez, se podría utilizar el acuífero como una zona de almacenamiento de agua para su uso futuro. Sin embargo, existen interrogantes sobre algunos de los efectos que podría causar la recarga y el riesgo potencial de afectar de manera importante e irreversiblemente la calidad del agua subterránea, por lo que se consideró indispensable llevar a cabo estudios que generaran la información necesaria para instrumentar un proyecto a gran escala. Tales estudios deben contemplar todos aquellos factores determinantes en los procesos que afectan la composición físico-química y bacteriológica, tanto del agua de recarga como de la almacenada en el acuífero, a fin de contar con elementos de análisis para evaluar el

impacto que tendría un proyecto de este tipo en la disponibilidad de agua potable en un acuífero sujeto a la recarga.

Geología

La ciudad de México se emplaza dentro de una antigua cuenca lacustre cerrada en la que actualmente el drenaje se lleva a cabo de manera artificial hacia el norte. Los materiales que constituyen el subsuelo del valle corresponden a depósitos de aluviones y sedimentos lacustres cuaternarios. Los primeros provienen de las laderas y fueron transportados hacia el centro del valle por corrientes fluviales. Por su parte, los sedimentos lacustres en general sobreyacen a los aluviones y también se interdigitan con ellos a profundidad. En los flancos del valle limitándolo, básicamente hacia el poniente, sur y oriente, se encuentran elevaciones topográficas constituidas por rocas volcánicas que en su mayor parte se comportan como permeables. En las estribaciones de la sierra de las Cruces se encuentra una serie de antiguos depósitos volcánicos y fluviales conocida como Formación Tarango, que produce las lomas del poniente y está constituida primordialmente por arenas, conglomerados, cenizas volcánicas, piroclásticos y aglomerados de mediana a baja permeabilidad. Los materiales volcánicos, en especial las lavas y piroclásticos de tipo basáltico, forman la parte sur del valle y hacia sus estribaciones se encuentran interdigitados con los materiales aluviales y lacustres.

Geohidrología

Las rocas que constituyen el subsuelo del valle de

México pueden agruparse en tres tipos de acuerdo con sus características o capacidad para permitir la infiltración, circulación y almacenamiento del agua subterránea: arcillas lacustres, rellenos aluviales, basaltos y piroclásticos (véanse ilustraciones 1 y 2).

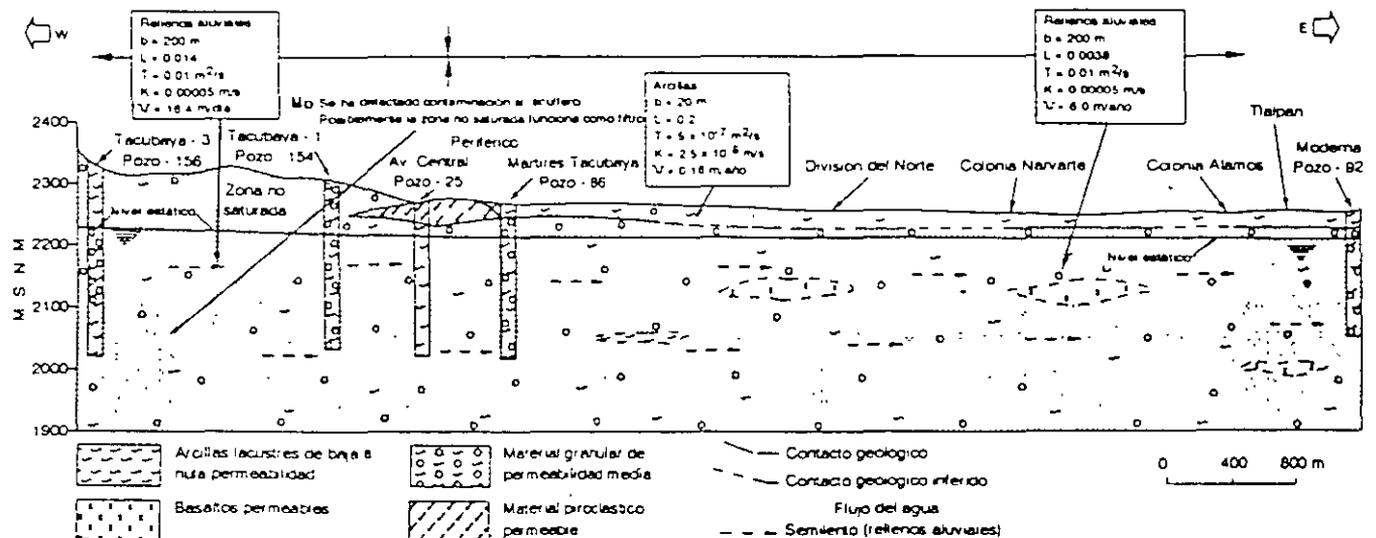
Arcillas lacustres

El primer grupo está formado por arcillas lacustres que cubren la mayor parte del valle. Corresponden a sedimentos finos de permeabilidad reducida, originados por los antiguos lagos del valle de México y tienen espesores que varían de 15 a 60 m. Estudios de mecánica de suelos han identificado, dentro de este grupo, a dos horizontes de arcillas denominadas Formación Arcillosa Superior y Formación Arcillosa Inferior, a las cuales las divide un horizonte arenoso denominado capa dura. Geohidrologicamente este grupo se clasifica como acuitardo. Se encuentra saturado, descansa sobre materiales granulares permeables hacia donde se drena. La pérdida de agua del acuitardo produce la compactación de las arcillas, lo cual es la causa de los hundimientos del terreno. Existen también grietas que se han formado en las arcillas, a través de las cuales se infiltra agua al acuífero a partir de la superficie.

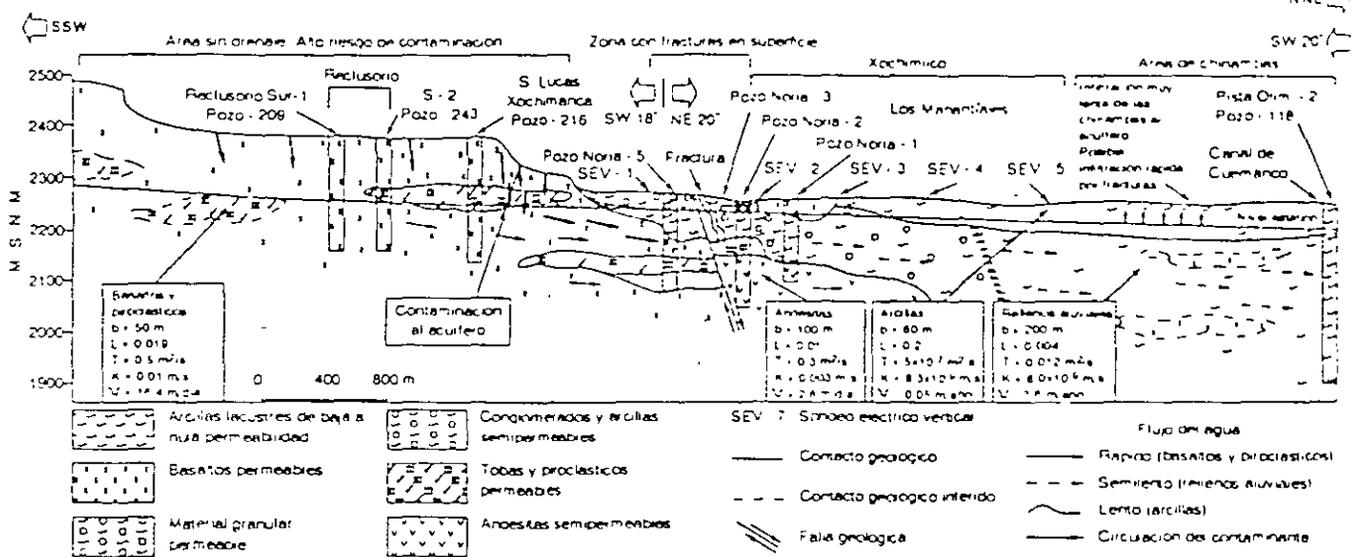
Rellenos aluviales

Las rocas o materiales del segundo grupo corresponden a los rellenos aluviales (gravas, arenas y arcillas). Subyacen a las arcillas lacustres y forman la mayor parte del acuífero de la ciudad; dentro de estos materiales se llegan a encontrar cuerpos tabulares de derrames lávicos de composición basáltica. Tienen

1. Sección hidrogeológica (Nápoles)



2. Sección hidrogeológica (Xochimilco)



una transmisibilidad que varía de 0.001 a 0.012 m²/s, la velocidad del flujo de agua subterránea es de 2.5 a 39.4 m/año

Basaltos y proclásticos

El tercer grupo de materiales corresponde a basaltos y proclásticos, los cuales tienen una alta permeabilidad y permiten el libre flujo del agua a través de ellos. Se encuentran generalmente en las elevaciones topográficas que constituyen las sierras del Chichinautzin y Santa Catarina, y en ocasiones, se prolongan en el subsuelo interdigitados con los aluviones. Su transmisibilidad es de 0.5 m²/s. La velocidad del flujo subterráneo, que varía de 2.3 a 16.4 m/día, depende de la transmisibilidad y del gradiente hidráulico (el cual en ciertos lugares es muy reducido)

Secciones

La sección de la ilustración 1 muestra la geología y geoidrología de la zona central de la ciudad de México. La mayor parte del subsuelo se encuentra constituido por materiales aluviales como arenas, arcillas y gravas, en ocasiones incluyendo tobas, en general, se considera que presentan una permeabilidad media. Llegan a incluir horizontes de materiales proclásticos y derrames lávicos de composición tanto basáltica como andesítica

Cubriendo a la mayor parte de la sección y con un espesor aparentemente de 20 m, se encuentra una capa de materiales arcillosos originados por el antiguo lago de México. Estas arcillas presentan de reducida a nula permeabilidad.

En la ilustración 2 se muestra la composición del sur de la ciudad de México. Corresponde a la estratificación de la sierra del Chichinautzin, la que está compuesta por basaltos y materiales proclásticos de alta permeabilidad, en los que la infiltración es tan alta que prácticamente no existe escorrentía superficial. Los pozos perforados en este tipo de rocas han alcanzado más de 200 m de profundidad. Geológicamente se considera que el espesor de los basaltos en la sierra puede alcanzar varios cientos de metros.

En la zona del valle se encuentran materiales granulares entre los que predominan los finos hacia la superficie; éstos corresponden a arcillas lacustres producto de la sedimentación en el antiguo lago de Xochimilco. Las arcillas tienen un espesor de hasta 60 m y se encuentran cubriendo a los materiales granulares, corresponden a arenas, arcillas y gravas que presentan una permeabilidad media. A la altura del pozo Noria 5, se detectó en la superficie una fractura que podría corresponder a una falla, inferida también por la variación litológica tan notable que presentan los pozos Noria 5 y Noria 2. Estas fracturas o fallas podrían corresponder a zonas de flujo preferente de agua subterránea. En la parte central de la sección, a la altura de los pozos mencionados, se encuentran rocas andesíticas constituyendo parte del subsuelo. Estos materiales se consideran de una permeabilidad media.

Requerimientos para la recarga

La recarga artificial al acuífero de la ciudad de México puede presentar condiciones favorables para la disminución de la subsidencia del terreno; para el

y el gradiente hidráulico muy bajo. Por ello, el agua tiene facilidad para circular rápidamente, pero el bajo gradiente ocasiona que ésta se encuentre casi estática. Considerando un espesor de basaltos de 150 m, un gradiente hidráulico de 0.015, una transmisibilidad de 0.05 m²/s y una permeabilidad de 0.0033 m/s, se obtiene que la velocidad de circulación del agua subterránea es de 4.3 m/día.

Calidad del agua de recarga

Se programa utilizar agua tratada proveniente de la planta de San Luis Tlaxiatemalco, cuyas normas establecidas para el efluente se presentan en el cuadro 1.

Caudal de inyección

Debido a que el pozo San Luis 15 se encuentra atravesando materiales basálticos de alta permeabilidad, puede permitir la infiltración de un caudal alto de agua. En la primera etapa del proyecto, se inyectará un caudal de 75 Vs que corresponde al gasto de operación actual de la planta de tratamiento. En el futuro se estudiará la conveniencia de incrementar dicho caudal.

Adaptación del pozo de recarga

Para la recarga a través del pozo San Luis 15, se vertirá el agua por gravedad desde la superficie y se harán mediciones piezométricas, de caudal y de calidad del agua. De acuerdo con las experiencias de recarga artificial que se realizan en la planta Fred Herbey de El Paso, EUA, es conveniente disponer el agua de recarga por medio de un tubo abajo del nivel estático, para evitar la aereación que provoca taponamiento del pozo. Tomando en cuenta lo anterior y el diámetro actual del pozo, se considero que la forma más apropiada consistía en colocar tres tuberías de inyección de 4 pulgadas de diámetro cada una (vease ilustración 4), para permitir una recarga unitaria (por cada tubo de 4 pulgadas) cercana a los 25 l/s. Además, se tiene la ventaja de que para caudales menores se utilizan sólo una o dos tuberías, según se requiera.

La adaptación realizada consistió en la colocación de una válvula de 10 pulgadas de diámetro que se conecta por medio de una brida a la conducción proveniente de la planta de San Luis Tlaxiatemalco. La válvula mencionada tiene tres salidas de 4 pulgadas que conectan con un codo de tubería de PVC de 4 pulgadas de diámetro y 32 m de longitud, colocada dentro del pozo.

1. Normas de calidad del efluente de la planta de tratamiento de San Luis Tlaxiatemalco

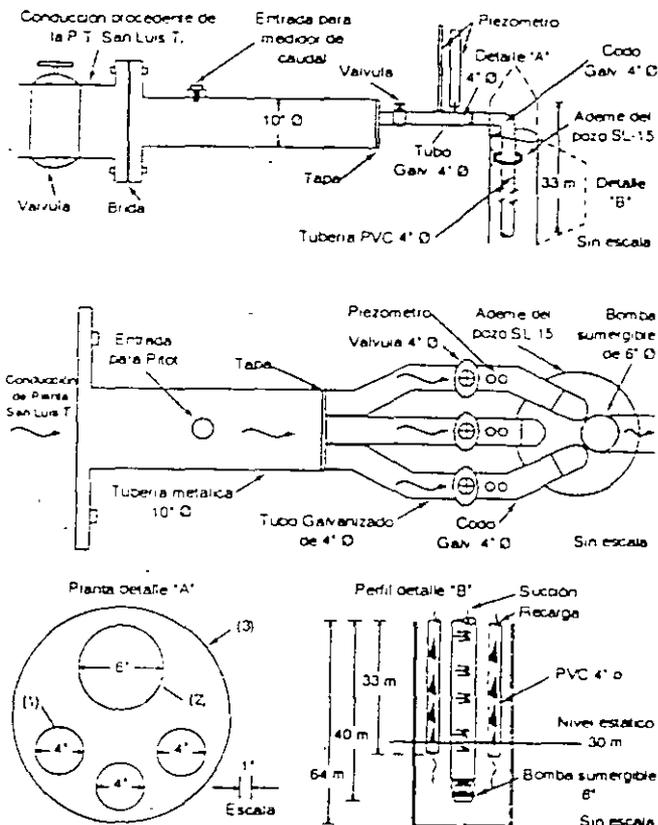
Parámetro	Norma del efluente
Físicos	
pH	6.5
Color	60
Conductividad (mmhos/cm)	200
Sólidos totales	1000.0
S.T.P.	1500.0
S.T.V.	1000.0
S.D.T.	500.0
S.O.T.	1000.0
S.D.V.	500.0
S.S.T.	500.0
S.S.F.	100.0
S.S.V.	15.0
Sólidos sedimentales (ml/l)	1.0
Químicos orgánicos	
Alcalinidad total	100.0
Alcalinidad a la fenolftaleína	10.0
Carbonatos	10.0
Dureza total	
Bicarbonatos	0.0
Cloruros	500.0
Nitrogeno amoniacal	5.0
Nitrogeno total	10.0
Fosforo total	50.0
Fosfatos totales	
Boro	2.0
Químicos orgánicos	
DBD soluble	20.0
DQO soluble	40.0
Grasas y aceites	50.0
S.A.A.M.	1.0
Biológicos	
Coliformes totales col/100 ml	4000.0
Metales	
Calcio soluble	150.0
Magnesio soluble	100.0
Sodio soluble	100.0
Potasio soluble	150.0
Calcio total	150.0
Magnesio total	100.0
Sodio total	100.0
Potasio total	150.0
Hierro soluble	0.05
Manganeso soluble	0.05
Piomo soluble	0.05
Cadmio soluble	0.01
Mercurio soluble	1.5 E-4
Arsenico soluble	1.7 E-4
Cromo soluble	0.5
Hierro total	0.30
Manganeso total	0.05
Piomo total	0.05
Cadmio total	0.01
Mercurio total	1.5 E-4
Arsenico total	1.75 E-4
Cromo total	0.05

Concentraciones en mg/l, excepto cuando se indican S.A.A.M. y pH en unidades.

Infraestructura para el monitoreo

Junto al pozo anterior, se perforaron tres pozos cuyo objetivo es contar con sitios "aguas abajo" del flujo subterráneo del pozo de recarga, a través de los cuales se puedan obtener muestras de agua.

4. Adaptación del pozo SL-15 para recarga



del acuífero, así como medir la posición y posibles fluctuaciones del nivel piezométrico al efectuar la recarga artificial.

Colmatación por la recarga

Uno de los problemas que se presenta durante la recarga artificial es la colmatación o taponamiento del pozo y de su entorno, producido por la acumulación de sólidos finos, y reacciones químicas. Para conocer el grado de colmatación en diferentes medios y bajo diferentes recargas y, determinar técnicas de limpieza y eliminación del taponamiento, paralelamente a los trabajos de recarga se construyeron módulos a escala para experimentación de la colmatación.

Conclusiones

- Las características geológicas y geohidrológicas del acuífero de la ciudad de México permiten su recarga.
- Los volúmenes susceptibles de ser utilizados para la recarga corresponden a las aguas residuales renovadas provenientes de plantas de tratamiento.
- Se visitaron todos los pozos cancelados o fuera de operación de los cuales se encontraron 82

como sitios posible de ser incorporados a un programa de recarga. De ellos, se seleccionó el pozo San Luis 15, para un programa inicial a nivel experimental.

- El pozo San Luis 15 fue seleccionado para recarga por: (1) encontrarse cercano a la planta de tratamiento de San Luis Tlaxiátemalco, (2) porque actualmente no se utiliza para agua potable y (3) por encontrarse lejano de otros pozos de agua potable.
- El agua para recarga proviene de la planta de San Luis Tlaxiátemalco, la cual se trata a nivel terciario y cumple con las normas para inyección.
- El Pozo San Luis 15 puede permitir una recarga de 75 l/s que corresponde al gasto de operación actual de la planta.
- La recarga es por gravedad y se dispone mediante tuberías abajo del nivel estático para disminuir la colmatación.
- Se encuentran tres pozos de monitoreo junto al pozo San Luis 15, los cuales se muestrean y analizan periódicamente.
- Se están realizando experimentaciones a escala para definir el grado de colmatación o taponamiento de los pozos durante la recarga, bajo diferentes gastos de inyección y en diferentes litologías.

Referencias

- Aller, Linda et al. *Handbook of suggested practices for the design and installation of ground-water monitoring wells*, National Water Well Association, 398 pp., 1989.
- DDF *Proyecto de demostración de recarga de aguas residuales tratadas*, elaborado por PLANIMEX, Ingenieros Consultores, S. A. para la DGCOH, 1982.
- DDF *Construcción y operación de un módulo experimental de recarga artificial en la zona de San Luis Tlaxiátemalco*, elaborado por Lesser y Asociados, S. A. para la DGCOH, 1989.
- FAO *Recarga de acuíferos. Apoyo de emergencia a la zona lacustre de Xochimilco-Tláhuac*, elaborado por el Ing. Juan Manuel Lesser, 1988.
- Kerr, Robert S. *An introduction to the technology of subsurface wastewater injection*, US Environmental Protection Technology Series, 345 pp., 1981.
- PettyJohn, Wayne A. *Introduction to artificial ground-water recharge*, NWWA/EPA Series 44 pp., 1981.
- Scall, Marion R. et al. *Manual of ground-water sampling procedures*, NWWA/EPA Series 93 pp., 1981.
- United Nations *Ground-water storage and artificial recharge*, Natural resources/Water Series No. 2, 269 pp., 1975.



**FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA**

CURSOS ABIERTOS

XII CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACIÓN DE ACUIFEROS

MODULO I: GEOHIDROLOGIA

TEMA

**GEOLOGICALLY BASED MODEL OF HETEOGENEOUS
HYDRAULIC CONDUCTIVITY IN AN ALLUVIAL SETTING**

**EXPOSITOR: ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES
PALACIO DE MINERIA
SEPTIEMBRE DEL 2000**

Geologically based model of heterogeneous hydraulic conductivity in an alluvial setting

Graham E. Fogg · Charles D. Noyes
Steven F. Carle

Abstract Information on sediment texture and spatial continuity are inherent to sedimentary depositional facies descriptions, which are therefore potentially good predictors of spatially varying hydraulic conductivity (K). Analysis of complex alluvial heterogeneity in Livermore Valley, California, USA, using relatively abundant core descriptions and field pumping-test data, demonstrates a depositional-facies approach to characterization of subsurface heterogeneity. Conventional textural classifications of the core show a poor correlation with K; however, further refinement of the textural classifications into channel, levee, debris-flow, and flood-plain depositional facies reveals a systematic framework for spatial modeling of K. This geologic framework shows that most of the system is composed of very low-K flood-plain materials, and that the K measurements predominantly represent the other, higher-K facies. Joint interpretation of both the K and geologic data shows that spatial distribution of K in this system could not be adequately modeled without geologic data and analysis. Furthermore, it appears that K should not be assumed to be log-normally distributed, except perhaps within each facies. Markov chain modeling of transition probability, representing spatial correlation within and among the facies, captures the relevant geologic features while highlighting a new approach for statistical characterization of hydrofacies spatial variability. The presence of fining-upward facies sequences, cross correlation between facies, as well as other geologic attributes captured by the Markov chains provoke questions about the suitability of con-

ventional geostatistical approaches based on variograms or covariances for modeling geologic heterogeneity.

Résumé Les informations sur la texture des sédiments et leur continuité spatiale font partie des descriptions de faciès sédimentaires de dépôt. Par conséquent, ces descriptions sont d'excellents prédicteurs potentiels des variations spatiales de la conductivité hydraulique (K). L'analyse de l'hétérogénéité des alluvions complexes de la vallée de Livermore (Californie, États-Unis), sur la base de descriptions de carottes relativement nombreuses et de données d'essais de pompage, montre que l'hétérogénéité souterraine peut être caractérisée par une approche des faciès de dépôt. Des classifications conventionnelles de la texture de la carotte montrent une corrélation médiocre avec K, toutefois, une amélioration ultérieure des classifications de texture en faciès de dépôt de chenal, de levée d'inondation, de coulée boueuse et de plaine d'inondation a fourni un cadre systématique pour une modélisation spatiale de K. Ce cadre géologique montre que le système est composé pour l'essentiel par des matériaux d'inondation à très faible perméabilité : ceci laisse envisager qu'on ne peut pas supposer que K suit une distribution log-normal, sauf peut-être à l'intérieur de chaque faciès. Une modélisation par chaîne de Markov de la probabilité de passage, représentant la corrélation spatiale dans les faciès et entre eux, prend en compte les faits géologiques intéressants tout en fournissant une approche nouvelle pour une caractérisation statistique de la variabilité spatiale des faciès. La présence de séquences à faciès tronqués vers le haut, d'une corrélation croisée entre faciès, ainsi que d'autres caractères géologiques pris en compte par les chaînes de Markov conduisent à se poser des questions sur l'adéquation des approches géostatistiques conventionnelles utilisant les variogrammes ou les covariances pour modéliser l'hétérogénéité géologique.

Resumen La información respecto a la textura de los sedimentos y la continuidad espacial es inherente a las descripciones de las facies deposicionales sedimentarias. De este modo, estas descripciones se convierten en excelentes predictores potenciales de las variaciones espaciales de la conductividad hidráulica (K). El análisis

Received August 1997
Revised September 1997
Accepted October 1997

Graham E. Fogg (✉) · Steven F. Carle
Hydrologic Sciences, University of California, 1 Shields Avenue
Davis, California 95616 USA
Fax: +1-916-752-5262
e-mail: gefogg@ciidavis.edu

Charles D. Noyes
Weiss Associates
5500 Shellmound St., Emeryville, CA

Present address: Steven F. Carle, Lawrence Livermore National
Laboratory, P.O. Box 808, Livermore, California 94551, USA

de la heterogeneidad en un aluvial en el Valle de Livermore (California, EEUU), a partir de las relativamente abundantes descripciones de testigos y de datos de ensayos de bombeo es una muestra del método de la facies deposicional para caracterizar la heterogeneidad subsuperficial. Las clasificaciones texturales convencionales de los testigos muestran una correlación pobre con K ; sin embargo, el posterior refinamiento de la clasificación en canales, diques, flujo de derrubios y llanura de inundación revela un marco sistemático para la modelización espacial de K . Este marco geológico muestra que la mayor parte del sistema está compuesto por materiales de la llanura de inundación, de muy baja permeabilidad, y sugiere que no debe asumirse que K tiene una distribución log-normal, excepto quizás para cada facies por separado. Un modelo de cadena de Markov, tanto para representar la correlación espacial en cada facies como la relación entre las distintas facies, capta las características geológicas más importantes, a la vez que presenta un nuevo método para la caracterización estadística de la variabilidad espacial de las hidrofacies. La presencia de secuencias de facies más finas hacia la superficie, la correlación cruzada entre facies y otros atributos captados por las cadenas de Markov cuestionan lo adecuado de los métodos geoestadísticos convencionales basados en variogramas y covarianzas para modelar la heterogeneidad.

Key words USA · alluvial · sediments · heterogeneity · sediments · statistical modeling · hydraulic conductivity

Introduction

Hydrologists generally agree that detailed characterization of subsurface heterogeneity can substantially improve reliability of models of groundwater contaminant transport (e.g., Fogg 1986; Anderson 1987; Johnson and Dreiss 1989). The lack of tractable, proven methods for accomplishing this characterization, however, remains a formidable obstacle to progress in predictive transport modeling.

Inverse techniques (Hill 1992; Yeh 1986; Carrera and Neuman 1986) provide important information on the general trends in transmissivity or hydraulic conductivity (K) but not on the finer details of heterogeneity that can substantially influence transport (Fogg 1986). More recent approaches combining inverse methods as well as geophysical and hydrologic data (McKenna and Poeter 1995; Coptly and Rubin 1995) show promise, but application of these techniques to real systems is still in developmental stages, and the relationships between hydrologic or geologic attributes (e.g., K or geologic facies) and the surface geophysical signal (e.g., seismic or electromagnetic) are still elusive. Statistical models of heterogeneity have become popular as a means of representing generic or theoretical heterogeneity in K (e.g., Freeze 1975; Gelhar and Ax-

ness 1983; Dagan 1990; Neuman 1995). These models are commonly based on assumptions that K is distributed log-normally and varies spatially according to an exponential covariance or power-law variogram representing hierarchical scales of heterogeneity. Applying this approach to typical field sites, however, is problematic because actual K data that are needed to support the assumed probability density function and covariance or variogram models are commonly lacking. Furthermore, as discussed herein, important structural patterns in K may not be adequately captured by covariance or variogram models.

Indicator geostatistical modeling techniques (Johnson and Dreiss 1989; Deutsch and Journel 1992; Ritzi et al. 1995; McKenna and Poeter 1995; Carle and Fogg 1996, 1997; Carle et al., 1998), which are capable of modeling K or geologic facies as categorical variables, provide a means of using the commonly rich information on geology or hydrostratigraphy to guide characterization efforts. In this approach, one attempts to categorize the heterogeneity in terms of hydrogeologic facies to which an effective value or a probability density for K can then be assigned. In hydrologic studies of unconsolidated systems, the chosen "facies" are typically based on sediment texture (e.g., sand, silt) rather than the local depositional environment (e.g., fluvial channel or overbank deposits). Depositional facies, which have characteristic geometries, provide theoretical basis for estimating plausible indicator covariance or variogram models using typically sparse data sets (Fogg 1986, 1990; Webb and Anderson 1996). Koltermann and Gorelick (1996) provide a comprehensive review of techniques for characterizing sedimentary heterogeneity.

Although more data are generally available for conditioning indicator methods as compared with methods based on continuously varying K , little research has been devoted to the problem of selecting facies that have characteristic K values and predictable spatial continuity. The geometric context inherent to depositional facies may provide the necessary spatial-predictive context, but few published demonstrations of the approach exist in the hydrology literature.

This paper presents a statistical model of heterogeneity based on alluvial depositional facies rather than textural facies or continuously varying K . Using geologic characterization created with abundant core descriptions and geophysical logs coupled with data on K from field pumping tests, we show how K varies within and among the facies. Geologic conceptual models then provide a logical basis for predicting lateral spatial variability, which is difficult to characterize because lateral extent of the facies tends to be significantly smaller than the borehole spacing. Furthermore, a transition probability approach to modeling spatial variability among the facies is outlined, including an example for the vertical direction. The transition probabilities are modeled with Markov chains that are rich in geologic information that is either not contained or difficult to

incorporate into standard geostatistical models of the covariance or variogram. The results provoke questions about suitability of the presently widespread assumptions among hydrologists that a log-normal distribution can be tacitly assumed for K , and that simple covariance or variogram functions capture the relevant features of spatial variability in K .

Study Area

The subject of this study is a portion of Lawrence Livermore National Laboratory (LLNL), Livermore, California, USA, a Superfund site where volatile organic compounds trichloroethylene (TCE), tetrachloroethylene (PCE), and chloroform and fuel petroleum hydrocarbons, have contaminated the underlying groundwater (Webster-Scholten and Hall 1989). Locations are shown in Figure 1. The LLNL site represents one of the most extensive, densely sampled field sites in an alluvial-basin setting of the western United States. The data set includes many detailed geologic core descriptions from closely spaced wells, a large amount of archived core from both the saturated and unsaturated zones detailed soil-analysis data, and numerous hydraulic conductivity estimates from field aquifer tests. These data provide a unique opportunity to study the relationship between hydraulic conductivity and sedimentary facies. This study focuses on a subregion of LLNL known as the Treatment Facility A Area, which contains approximately 5500 m of core descriptions made by previous investigators

The LLNL is located in the southeastern portion of Livermore Valley, an east-west-trending topographic and structural basin within the Diablo Range, part of the Coast Ranges (Carpenter et al. 1984). The younger sedimentary fill, consisting of fluvial and lacustrine sediments of Pliocene to Holocene age (CDWR 1966, Blume 1972; Dibblee 1980; Thorpe et al. 1990) contains the main aquifer systems of concern.

Most of the data shown herein come from shallow Quaternary-age alluvium and the Upper Member of the Livermore Formation (Pliocene-Pleistocene age), consisting predominantly of terrestrial gravel, sand, silt, and clay deposited in an alluvial-fan setting (CDWR 1974; Dibblee 1980; Thorpe et al. 1990). Total thickness of the valley fill locally exceeds 1200 m. Conventional analysis of geologic cross sections indicates that individual sand and gravel layers within the fan lobes are laterally discontinuous. Recent geostatistical and groundwater flow modeling by Carle (1996) and Carle et al. (1998), however, strongly suggests that the channel sand-and-gravel units are extensively interconnected in three dimensions.

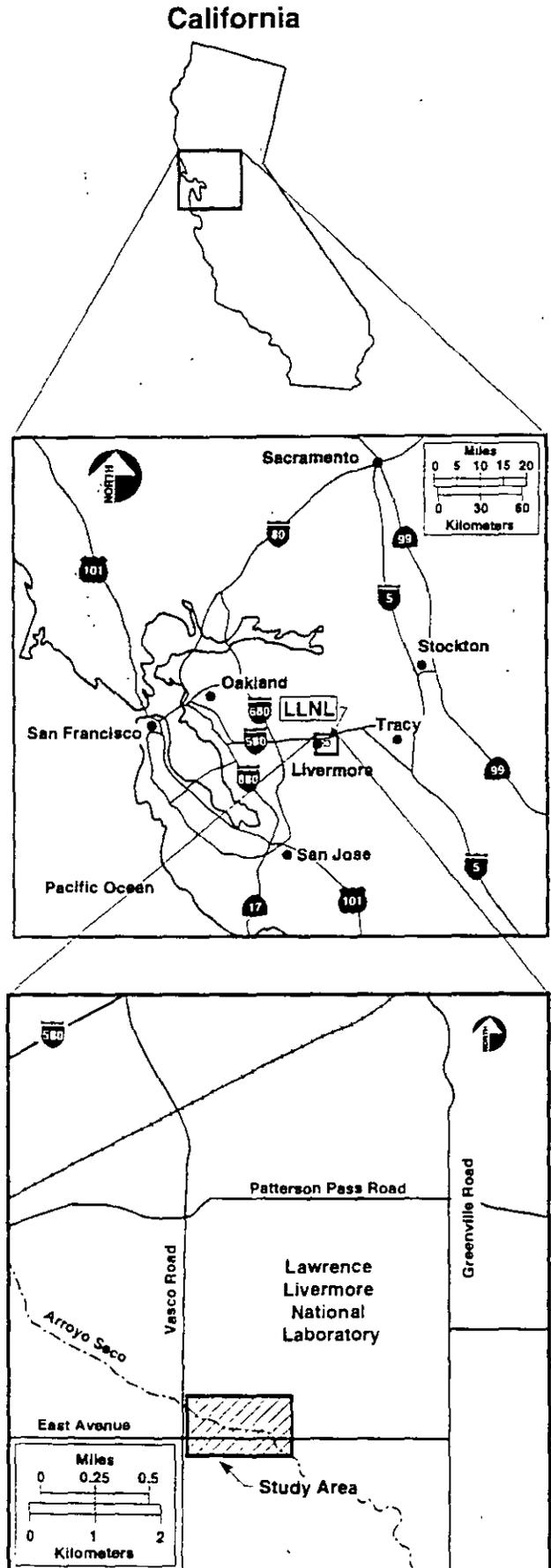


Fig. 1 Location of study area

Data

The geologic, hydrologic, and geophysical data were provided directly by LLNL or were obtained from Qualheim (1988) and Thorpe et al. (1990). Following the construction and development of LLNL monitoring wells, LLNL and its environmental contractor, Weiss Associates, performed pumping tests on each well. The pumping tests are of two types: "drawdown" tests (1-h pumping tests) and "long-term" tests (24- to 48-h pumping tests). The pumping-test interpretations (transmissivity and hydraulic conductivity) were obtained using the techniques of Theis (1935), Cooper and Jacob (1946), Papadopoulos and Cooper (1967), Hantush and Jacob (1955), Hantush (1960), and Boulton (1963). Where a conventional pumping test could not be run in a monitoring well, a slug test was performed. The method of Cooper et al. (1967) was used to determine aquifer parameters where slug tests were run.

The investigators rated the hydraulic tests based on the "uniqueness" of the curve matches. An "excellent" rating means that the type curve match is considered to be unique, a "good" rating means some confidence exists that the curve match is unique; a "fair" match means low confidence exists that the curve match is unique, and a "poor" match means that a curve match could not be obtained. Preliminary screening of the data indicated the best correlations between textural facies and K occurred if the "poor" long-term data and all but the "excellent" short-term data were removed from the analysis.

Available LLNL monitoring-well composite logs are catalogued in the Well Log Report for the LLNL Ground Water Project (Qualheim 1988). The composite logs include geophysical logs (caliper, spontaneous potential, gamma ray, and resistivity), well-completion information, a graphic lithic log, lithologic descriptions and remarks, and well-construction data.

All sediment samples at the LLNL site, including the sedimentary sequences logged in monitoring wells, are described by LLNL and Noyes (1991) using the Unified Soil Classification System (USCS; ASTM 1986). Although the USCS was designed primarily for use in evaluating the engineering properties of soils, it is used widely by the environmental consulting industry to describe unconsolidated sedimentary sequences. The USCS system groups "soils" according to their grain size, grading, and Atterburg limits.

The USCS core descriptions provided by LLNL were made by geologists who characterized the core as it was being collected and later refined their descriptions mainly through visual inspection of archived core. To our knowledge, sieve analyses of grain size was not generally done, and the USCS classifications are based primarily on visual and tactile inspection. A significant amount of cored sediments from LLNL monitoring wells had been archived and was reexamined by Noyes (1991).

Objectives and Methods

The objectives are to elucidate relationships between depositional facies and K in alluvial materials and to demonstrate a technique for characterizing spatial variability of K based on the geologic architecture. Ultimately, the abundant core data together with the less abundant data on measured K are to be used in geostatistical modeling procedures to produce the best possible estimates of three-dimensional distribution of K in a $1.5 \times 1.5 \times 0.1$ -km volume of the system with spatial resolution of 5, 10, and 0.5 m in the x, y, and z directions, respectively. Such fine resolution is desired for adequate representation of observed heterogeneities (Carle and Fogg 1997; Carle et al., in press) and of scale-dependent advective-dispersion and molecular-diffusion processes in long-term simulations of aquifer remediation. Molecular diffusion is potentially important in this as well as many other sedimentary systems because of the substantial volume of low-K silt and clay beds within and between the aquifer materials. The K measurements by themselves are inadequate for such a characterization, not only because of their sparseness but also because they represent primarily the non-aquifer materials, which form less than 45% of the system.

The general approach was to first examine relationships between K and textural facies and then between K and depositional facies. Textural facies had already been identified in the standard core descriptions. Identification of depositional facies required additional geologic interpretation based on reexamination of available core and on consideration of the overall environment of deposition. The initial step in this analysis involved determining whether the field pumping- and slug-test data on K could be used to identify characteristic K ranges for each of the predominant sedimentary textures present in the subsurface at the LLNL site. Because most of the screened intervals in test wells penetrated more than one sedimentary texture, each interval had to be assigned a dominant texture that could be logically ascribed to the measured K value. The principal assumption here is that hydraulic conductivities from pumping tests are predominantly a measure of the hydraulic conductivity of the highest K stratum in a screened interval. This assumption is valid when most of the flow is parallel to the strata, as would be expected in the study area.

Composite logs of LLNL monitoring wells (Qualheim 1988) were reviewed to identify screened intervals where only a single, relatively high-permeability sedimentary texture was present. The "relative" hydraulic conductivity of the sediments within a screened interval was evaluated using geophysical-log response and the well-site geologist's descriptions, as noted in the composite geologic logs. Examples of the selected sedimentary sequences include: (a) homogeneous sections composed of a single, relatively high-K sedimentary texture (these were rare); (b) sections in which the bulk of the

interval consists of relatively low-permeability sediments with stringers of high-permeability sediments of one predominant texture (e.g., sandy gravel stringers within an interval of clayey, silty sand); and (c) sections where the bulk of the relatively permeable sediments consists of one dominant texture, but minor amounts of another relatively permeable texture are also present. In each of these instances, the hydraulic conductivity measured for the screened interval can be ascribed to a single sedimentary texture.

K was calculated for each selected well by dividing the transmissivity (T) by thickness of the high-K sediments within the screened interval. For the materials encountered, this method provided good K estimates of the high-K sedimentary texture in a screened interval as long as the K of this texture exceeded that of adjacent materials by a factor of two or three.

Statistical analysis of correlation between K and geophysical-log response (resistivity and gamma), as well as texture, yielded poor results (Noyes 1991). The more fruitful procedure proved to be an organization of the K values in terms of both textural and depositional facies

After dividing the textural facies into two groups consisting of fine and coarse textures, and ranking the facies in each group according to average K and grain size, different populations became evident. Reexamination of available core samples then led to grouping of the textural facies into three different populations representing well known components of the alluvial depositional environment. Core representing the screened intervals of selected wells were described in detail with the aid of dilute hydrochloric acid, a pen knife, a hand lens, and a grain-size comparator chart. Rather than focusing solely on textural characterization, as in the USCS approach, sedimentologic attributes (sorting, texture, average grain size, sedimentary structures, bedding-contact morphology, clast composition, and diagenetic or pedogenic alteration; Reading 1978) were examined and described in a depositional context (Walker 1981). Since much of the sedimentary fill consists of very fine-grained sediments that were not field tested for K, a fourth depositional category, generally representing distal flood-plain deposition, was established.

Lastly, vertical spatial variability of the resulting four depositional facies was quantitatively assessed using transition probability geostatistics (Carle and Fogg 1996) and a large portion of the core-description database. Markov chain models of transition probability are then shown to provide a geostatistical description of spatial correlation and cross correlation along the vertical among the four categories (Carle and Fogg 1997).

Results

Correlation of K and Sediment Texture

Initial plots of K vs USCS texture for all 121 K measurements gave disappointing, noisy results; however, after

screening out all the slug-test data, the "poor" long-term pumping-test data, and all but the excellent short-term pumping-test data, some interesting trends emerged, as shown in Figure 2. The slug-test data were dropped because they tended to yield K values on the low side and because they constituted a small percentage of the K database.

Sediment textures in Figure 2 are shown in two groups labeled "fine" and "coarse," which contain the lowest and highest measured K values, respectively. The order of the textural categories within the "coarse" group is in terms of generally increasing grain size and sorting, or increasing expected K to the right. The order of the categories in the "fine" group is in terms of increasing average K values, because the relationship between K and grain size is much more difficult to anticipate in sediments containing amounts of significant fines.

All USCS texture codes for the data in Figure 2 are from the original descriptions provided by LLNL, with the exception of two instances where intervals were re-categorized from gravelly clay (CL) to sand (SP) and sandy gravel (GM), based on reexamination of the core. Benefiting from hindsight, we might have been able to improve on LLNL's descriptions; however, most of the core had already been discarded, so later use of the core descriptions for stochastically or deterministically modeling of K would have to rely on the original LLNL descriptions. Thus, we focused on un-

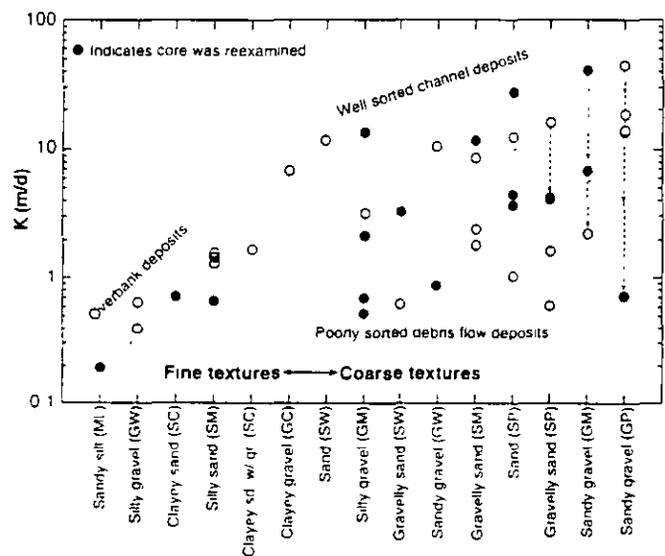


Fig. 2 Hydraulic-conductivity (K) values grouped according to textural facies (abscissa) and depositional facies (circled). Letters in parentheses on the abscissa are USCS codes. The first letter indicates the predominant grain size (G gravel, S sand, M silt, C clay), and the second letter indicates either grading (W well graded, P poorly graded) or presence of more than approximately 12% of silt (M) or clay (C). Solid circles indicate that the core was available and was reexamined by Noyes (1991). As used by the well-site geologists, "grading" means the opposite of "sorting" (e.g., "well graded" is the same as "poorly sorted")

derstanding the meaning of LLNL's core descriptions and composite logs in the context of the available K data.

Three data populations are evident in *Figure 2*. K values from the fine-grained textures show an approximately linear trend from higher silt and clay content and poor sorting (e.g., ML, GW) to coarser average grain size and slightly better sorting (e.g., SC, GC). The coarse-grained textures seem to contain two groups: relatively high K values whose maxima tend to increase with grain size and sorting, and significantly lower K values that show no hint of correlation with the textural descriptions

Reexamination and Description of Cored Material

To determine whether geologic or sedimentologic processes were responsible for the high degree of variation in hydraulic-conductivity values measured in coarser-grained LLNL USCS textures, all available core representing screened intervals of long-term (2-day) pumping-test wells were examined and a detailed sedimentologic description, including facies analysis, was made. A total of 23 screened intervals totaling approximately 280 ft (85 m) of core were examined and described by Noyes (1991). The solid circles in *Figure 2* indicate which wells were studied. Cores for all the other wells were missing or had been discarded.

A close examination of the core material suggests that K variations within coarser-grained USCS textures are primarily a function of the following:

1. Limitations of the USCS description method. The method does not allow for adequate description of sorting, average grain size, and other depositional attributes that can affect K. In some cases, the original core descriptions emphasized the largest grain sizes present, overlooking the presence of dispersed fines that can dramatically reduce K.
2. Alteration of primary porosity by cementation (diagenesis and pedogenesis)
3. Compaction as a function of lithostatic overburden. The dashed lines for the three coarsest categories in *Figure 2* indicate cases where the reduction in K is coincident with increasing depth of the samples.

Other possible sources of noise in the K data are variations in lateral continuity of the cored materials and possible problems with well construction and well development. In the case of poor lateral continuity, the core descriptions would not be representative of the materials controlling flow to the well.

The sedimentary units are interpreted to have been deposited in an alluvial-fan setting. Fan-lobe switching, avulsion of stream channels within individual fan lobes, and other sedimentary processes have led to the formation of complexly interbedded deposits characterized by substantial lateral and vertical heterogeneity

Hydrogeologic Depositional Facies

Based on Miall's classification scheme for fluvial deposits (Miall 1984), four depositional facies assemblages were recognized in the screened intervals described by Noyes (1991):

1. Well sorted, predominantly coarse-grained deposits composed of sandy gravels (GP, GM), gravelly sands (SP, SM), and sands (SP). These deposits generally fine upward with sharp, erosional bases, are poorly consolidated, and have predominantly grain-supported textures. The deposits sometimes form stacked sequences and only rarely exhibit small-scale cross bedding and other sedimentary structures. The absence of recognizable sedimentary structures may be due to the fact that these sediments are very poorly consolidated and begin to disaggregate upon handling. The deposits exhibit blocky to upward-fining gamma-ray and resistivity-log profiles. Typical sequence thickness ranges from 0.6–3 m. These sediments correspond to Miall's lithofacies Gms, Sp, St, Sr, and Ss and are interpreted to represent stream-channel deposits (channel lag, channel bar, etc.)
2. Poorly to very poorly sorted, predominantly coarse-grained deposits composed of sandy and silty gravels (GW, GM), clayey gravel to gravelly clay (GC, CL), and gravelly sands (SW, SC). In vertical sequence, these deposits have erosional bases and occasional' form upward-fining sequences. The gamma-ray and resistivity-log profiles tend to be highly variable in shape. The deposits are typically very well indurated, with muddy, matrix-supported textures completely lacking in sedimentary structures. Rip-up clasts were observed at the base of several sequences. Typical sequence thickness ranges from 0.6 to 2.4 m. These sediments correspond to Miall's (1984) lithofacies Gms and are interpreted to represent debris-flow deposits.
3. Very well sorted deposits composed of fine-grained sands (SP). This deposit, which was identified in only one screened interval, is characterized by a quartzose, fine-grained sand of extremely uniform grain size that is wholly disaggregated and thus exhibits no sedimentary structures. The sequence was estimated to be approximately 0.9–1.2 m in thickness. This deposit, which corresponds to Miall's lithofacies Sse and She, is postulated to be an eolian deposit. Because of the apparent small amount of this facies and our inability to recognize it on geophysical logs, it was not included as a facies category in the statistical analysis to follow.
4. Poorly sorted, finer-grained deposits composed predominantly of clayey and silty sands (SC, SW), and sandy silts (ML), silts (ML), and muds (silty clays) (ML to CL). These USCS sediments are characterized by (a) subdued resistivity profiles and relatively high gamma-ray responses, (b) occurrence of caliche, rootlets, and carbonaceous fragments, and (c) dense, well-indurated cores exhibiting a lack of sedi-

mentary structures other than mottling and mud (desiccation) cracks. The thickness of these deposits appears to be considerable, ranging from several feet to tens of feet in core. These sediments correspond to Miall's lithofacies F1 and Fm and are interpreted to represent overbank and flood-plain deposits.

More than half of the stratigraphic section consists of the ML and CL textures of item 4 above, but K of these materials was not measured. One could interpret the sandy, poorly sorted, finer-grained deposits as proximal flood plain (levee and crevasse splay) and the ML and CL textures as distal flood plain.

The groups of circled data in Figure 2 summarize the general outcome of the core analysis. The fine-grained textures are interpreted to be primarily proximal overbank deposits, perhaps with some debris-flow and channel deposits. These overbank sediments would primarily include levee and crevasse-splay deposits, as shown by the fluvial facies model in Figure 3. Such deposits tend to be finer grained and less sorted than the channel sediments. The high-K, coarse-grained intervals are interpreted to be primarily well sorted channel deposits. As indicated by the solid circles in Figure 2, many cores were available to verify this interpretation.

The five points labeled "poorly sorted debris flow deposits" (Fig. 2) exemplify a potential drawback of the USCS system for hydrogeologic description of core samples. Compared with the higher-K values obtained for these same textures (silty gravel, GM; gravelly sand, SW, and sandy gravel, GW), these deposits contain more fines than indicated by the original descriptions and are matrix supported, i.e., the coarse-grained sizes that tend to dominate the descriptions are really floating in a poorly sorted matrix of silt and/or fine sands. Furthermore, the coarser material in the matrix is commonly angular, hence, these samples are interpreted to represent debris flows.

Causes of the low-K values for the seven uncircled points in Figure 2 are unclear. Likely explanations are compaction and burial diagenesis for at least two of the points (see dashed lines in Fig. 2) or overemphasis of

the coarser textures when the cores were originally described. Only one of these core samples was available for reexamination, and our description agreed with that of the original description. Unfortunately, despite the existence of abundant geophysical logs, we found no way of successfully separating the "coarse-grained channel deposits" from the "debris-flow deposits" except through examination of actual core.

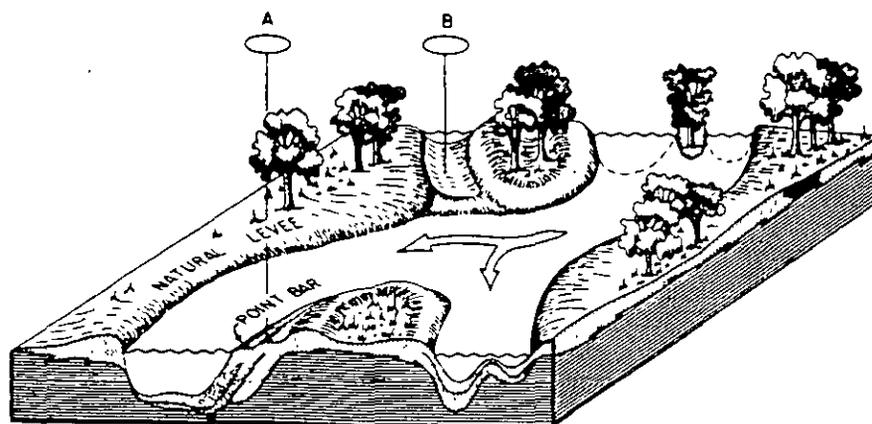
Extensive diagenetic alteration appears to have masked the primary sedimentary texture of much of the coarser-grained sediments. In several instances, gravel-sized clasts were so severely altered that upon disaggregation, the core broke *through* the grains, not *around* them. This textural alteration made the classification of some of the core using the USCS system extremely difficult. Some USCS classifications may have been misidentified by well-site geologists and subsequently incorporated into the final LLNL composite core descriptions.

Operational Hydrogeologic Facies

The next step is the categorization of the entire geologic database (i.e., the composite descriptive and geophysical logs) in terms of hydrogeologic facies. Although the insight derived from the above-described analysis suggests ways that the geologic descriptions could be improved, we could not reinterpret this massive amount of raw borehole data, mainly because much of the core had been discarded. The goal then was to categorize hydrogeologic facies based on the composite logs and USCS descriptions while incorporating as much of the knowledge gained from the study of texture as well as K and depositional facies.

Analysis associated with Figure 2 indicates that K is weakly correlated with sediment texture but more strongly correlated with interpreted depositional facies. Sediments that are clearly well sorted, unconsolidated channel deposits yield consistently high-K values, and the overbank deposits have substantially lower-K values. The debris-flow deposits tend to have K values intermediate between the channel and overbank materi-

Fig. 3 Facies model for a fluvial depositional system (From Galloway and Hobday 1983)



als. Perusal of the entire database shows that most of the geologic section comprising the Quaternary-age alluvium and Upper Livermore Formation is comprised not of the materials represented in *Figure 2* but rather of low-K silts and clays that can logically be ascribed to a flood-plain depositional environment. K of these materials is expected to be several orders of magnitude lower than K of the channel deposits; thus, the first priority of the hydrogeologic facies designations should be to represent the extreme K values of channel and flood-plain units. The other categories, i.e., the overbank deposits, debris flows, and the other, lower-K coarse-grained deposits (*Fig. 2*), should have intermediate K values.

Working from the information in *Figure 2*, Carle (1996) used the composite logs and USCS designations to arrive at the operational hydrogeologic facies described in *Table 1*.

The grain size and sorting are mainly from the USCS designations, whereas additional information on sorting, sedimentary structure, and angularity of grains was obtained from other descriptive notes provided in the composite logs. Angular grains are diagnostic of debris flows because they indicate rapid transport and deposition, with little reworking by flowing water.

As used in *Table 1*, "levee" refers to the proximal overbank facies, which is thought to include mainly levee materials. The flood-plain and levee facies were the easiest to determine from the available data. The flood-plain facies is typified by massive, fine-grained texture in cores and characteristic response in resistivity logs. The levee facies essentially corresponds to the overbank deposits in *Figure 2*, and these tend to overlie coarser-grained channel deposits as part of fining upward sequences that commonly occur in alluvial systems. The channel facies essentially corresponds to all the "coarse textures" in *Figure 2*, and the debris-flow facies was identified as intervals containing coarse, angular fragments supported in a poorly sorted matrix of mud (silt and clay undifferentiated).

The channel facies in this interpretation contains some coarse-grained debris-flow and other intermediate-K sediments. As discussed in the previous section, however, we have no way of distinguishing these materials except in those cases where grain angularity and existence of gravel in a mud or fine-grained matrix was indicated. The uncertainty in K of these channel facies can be handled by assuming that all the coarse-grained sediments occur in the vicinity of the actual channel sediments and then assigning K to this "channel" cate-

gory stochastically, or by assigning an effective K representing a random composite of channel and associated debris-flow sediments. If the true channel sediments, coarse-grained debris-flow deposits, and diagenetically altered coarse sediments commingle, an effective K of approximately 2–8 m/day would be appropriate for the composite (*Fig. 2*).

The debris-flow facies recognized in the core may represent only the coarsest of the actual debris-flow sediments. Much finer-grained materials were probably also deposited by the debris flows and were presumably logged as flood-plain facies. As shown in *Table 1*, the volume of the system interpreted as debris flow is relatively small (7%). Lumping of the fine-grained debris-flow deposits with the flood-plain facies provides little loss of hydrogeologic information, as both facies have very low K. The main reason for distinguishing the coarse-grained debris flows was to separate out materials having primary grain size similar to that of the channels but having lower K values, owing to a high percentage of fines and poor sorting.

The hydrogeologic-facies analysis culminated in the K histogram in *Figure 4*. The K database for the channel, levee, and "other" categories is the same used in *Figure 2*, and "other" in *Figure 4* includes both the debris flows and other coarse-grained materials that registered low K's due to diagenesis, compaction, or possible data errors. The volume fractions of each category in the histogram were adjusted to reflect the "true" volume fractions derived from analysis of all the core *Table 1*. The schematic probability density function for the flood-plain category in *Figure 4* is based on reasonable estimates of K for silt and clay (Freeze and Cherry 1979) and is consistent with more recent K data measured on core (personal comm., A.F.B. Tompson, 1997).

Geometry and Juxtaposition

The depositional-facies approach to designating hydrogeologic facies has two key advantages. Firstly, depositional facies have characteristic geometries. For example, the channel, levee, and debris-flow facies are expected to be elongate, and geomorphic models are available for estimating the width of channel facies based on channel depth (Etheridge and Schumm 1978; Fogg 1990). Secondly, depositional facies point to logical juxtapositional relationships. The levee facies tends to be laterally adjacent to the channels, and the flood-plain facies tends to fill in the areas not occupied by

Table 1 Hydrostratigraphic facies (Carle, 1996)

Facies	Grain size	K (est.)	Sorting	Angularity of grains	Volume fraction
Flood plain	Clay/silt	Low	—	—	0.50
Levee (proximal overbank)	Silt/sand	Moderate	—	—	0.19
Channel	Sand/gravel	High	Moderate/well	Rounded	0.18
Debris flow	Mud/gravel/sand	Moderate	Poor	Some angular	0.07

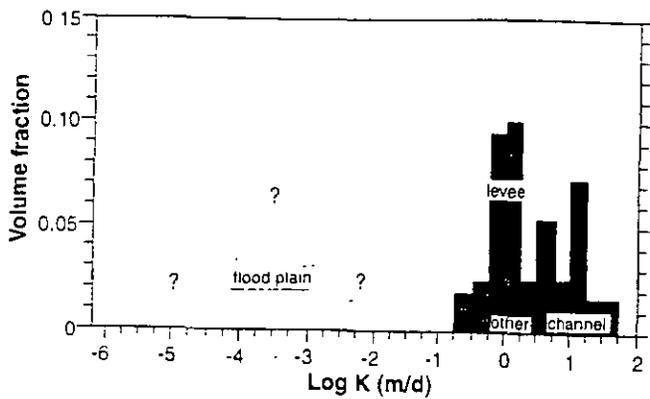


Fig. 4 Histogram showing hydraulic conductivity (K) of the operational hydrogeologic facies. *Other* refers to debris flows and other materials that were described as predominantly coarse grained but yielded K values that were somewhat low. All frequencies were adjusted so that the relative areas represented by each facies correspond to their field volume fractions

channels. Debris flows may tend to deposit in the channels themselves, however, preservation potential of debris flows is probably greater outside of the channels. Thus, locations of the debris flows that are identified are probably somewhat independent of locations of the other facies.

Given that geologic deposition tends to obey Walther's Law (Reading 1978), horizontal juxtaposition provides information on vertical juxtapositional tendencies, and vice versa. In particular, one can anticipate that levee deposits tend to overlie channel deposits, which in turn tend to form sharp, erosive contacts with underlying flood-plain facies. Indeed, such patterns are evident in the descriptive and geophysical logs. The fining-upward sequence is typical of fluvial deposits and should be accounted for in a spatial model. Hydrogeologic significance of such juxtapositional relationships is discussed later in the text.

Transition Probability Model of the Hydrogeologic Facies

Carle and Fogg (1996, 1997), and Carle et al. (1998) developed a transition probability approach for statistical modeling of spatial variability of cross-correlated facies. The approach is based on representation of the spatial structure with the transition probability t rather than the variogram or covariance.

$$t_{jk}(\mathbf{h}) = \Pr\{k \text{ occurs at } \mathbf{x} + \mathbf{h} \mid j \text{ occurs at } \mathbf{x}\} \quad (1)$$

where k and j refer to categories or geologic units, \mathbf{x} is a spatial location vector, and \mathbf{h} is a separation vector (lag). Measurements of $t_{jk}(\mathbf{h})$ on the LLNL core data categorized into the above-described hydrogeologic facies are illustrated in Fig. 5. The solid line in Figure 5 is a one-dimensional Markov chain model for the vertical (upward) direction calculated from

$$\mathbf{T}(h_z) = \exp[\mathbf{R}_z h_z] \quad (2)$$

where $\mathbf{T}(h_z)$ denotes a $K \times K$ matrix of transition probabilities ($K=4$ in Fig. 5), z represents the vertical direction, and \mathbf{R}_z is a matrix of transition rates

$$\mathbf{R}_z = \begin{bmatrix} r_{11,z} & \dots & r_{1,K,z} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{K1,z} & \dots & r_{KK,z} \end{bmatrix} \quad (3)$$

with entries $r_{jk,z}$ describing rate of change from category j to category k per unit length in the z direction. By differentiation of Eq. (2) with respect to h_z at $h_z=0$, the transition rates are related to transition probabilities by

$$r_{jk,z} = \frac{\partial t_{jk}(0)}{\partial h_z} \quad (4)$$

(Ross 1993). Values of $t_{jk,z}$ can be measured on spatially continuous (e.g., core) or discontinuous data by recording transitions between materials j and k (Carle and Fogg 1996). Importantly, the appropriate Markov chain model $\mathbf{T}(h_z)$ can be computed by either measuring the $t_{jk,z}$ values and computing $r_{jk,z}$ values, or from information that is commonly available in facies models, i.e. (a) volume proportions of the K categories, (b) mean lengths of certain categories in the chosen direction, and (c) juxtapositional tendencies of facies with respect to an estimated "independent" transition rate $\hat{r}_{jk,z}$, which can be calculated based on volume proportions and the mean lengths (Carle and Fogg 1997). Several approaches exist for calculating an "independent" or "maximum disorder" transition rate. In general, a lack of order in the juxtapositional tendency between facies j and k would be indicated by a measured transition rate equal to the calculated independent transition rate ($r_{jk,z} = \hat{r}_{jk,z}$).

The Markov chain model in Figure 5 fits the data very closely, despite some of the rather irregular measured t curves. The key item that distinguishes the transition probability technique from standard geostatistical approaches which are based on variograms or covariances is that cross correlations and asymmetry of correlation (e.g., stacked, fining-upward sequences) as well as other geologic attributes are rigorously modeled and readily incorporated from either hard data, geologic conceptual models, or a combination thereof. Furthermore, the procedure of transition probability model building is simpler than construction of indicator cross-variogram or cross-covariance models, particularly when the number of categories exceeds two. In-depth discussion of this approach, including examples, is in Carle and Fogg (1997), Carle (1996), and Carle et al. (1998).

The measured and modeled $t_{jk}(h_z)$ for the channel-to-levee transitions is noticeably above the "maximum disorder" curve representing $\hat{r}_{jk,z}$ in Figure 5. This is consistent with the observation that the levee facies tends to overlie channel facies. Carle (1996, 1997), and Carle et al. (1998) demonstrate a three-dimensional stochastic modeling procedure based on this transition

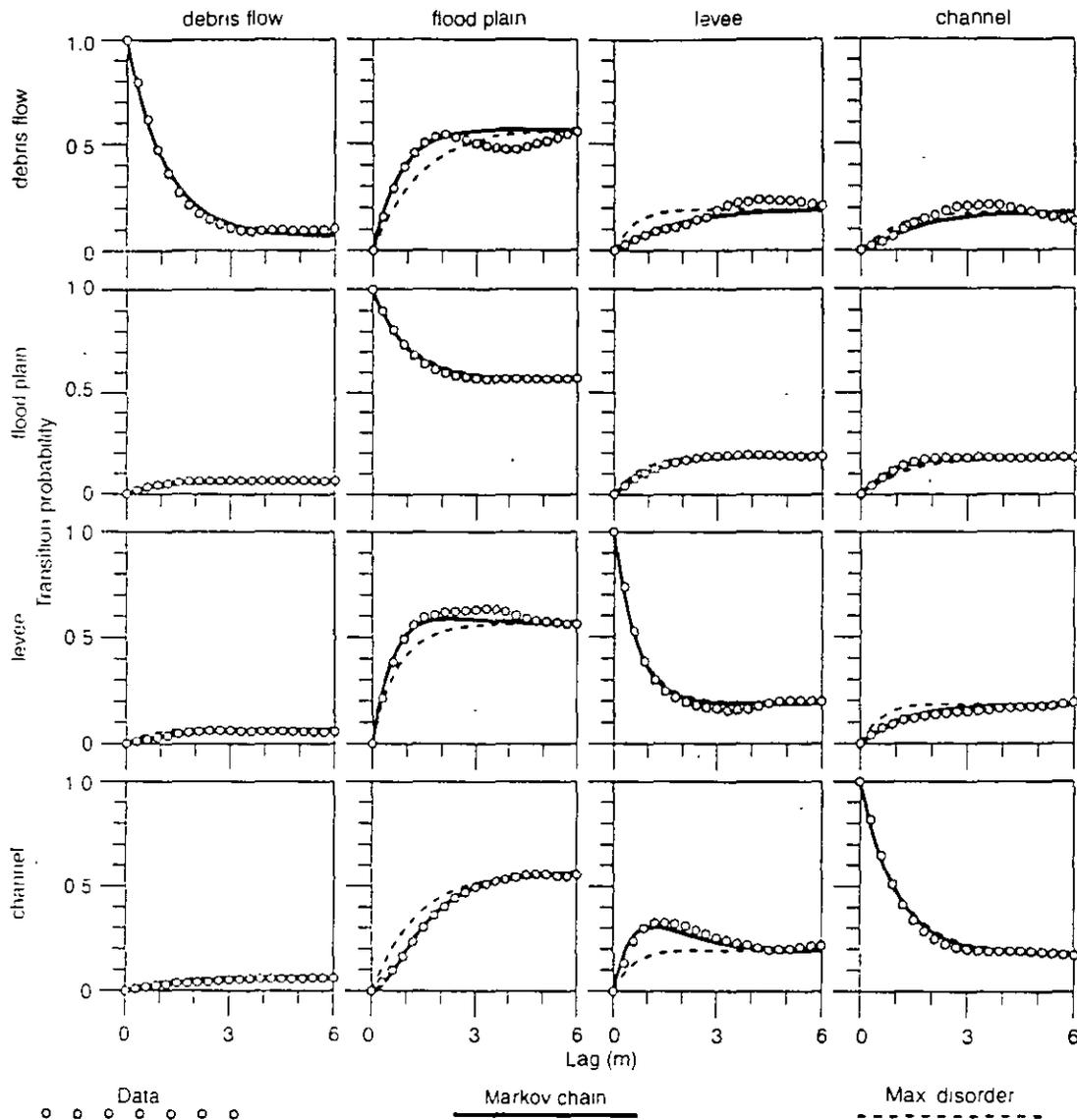


Fig. 5 Matrix of vertical-direction transition probabilities $t_{ij}(h)$ for the operationally defined hydrogeologic facies: core data measurements (dots) and Markov chain model (solid lines). Maximum disorder (dashed lines) represents t_{ij} . Plots on the main diagonal represent auto-transitions between like facies and plots off the main diagonal represent cross-transitions between different facies

probability approach for conditionally simulating spatial distribution of categorical data such as hydrogeologic facies

Discussion

Models of Heterogeneity

The approach of characterizing subsurface heterogeneity based on categories of hydrogeologic facies is not without pitfalls. Some facies are undoubtedly misidentified. Variability within facies is not necessarily repre-

sented unless one makes special provisions to account for it, and expected K 's of each facies are sometimes difficult to estimate. For perspective, however, it is useful to consider the alternatives. The approach of measuring K or T values and interpolating or kriging them would lead to an unrealistically smooth parameter field, especially since practically none of the facies can be correlated between wells that are as close as 3–10 m. Modeling the K field as a Gaussian random field with an estimated variogram to represent spatial correlation (e.g., Fogg et al. 1991) might be useful for preliminary analysis but lacks scientific basis in this case because (a) the system shows no indication of conforming to the assumption that K is distributed log-normally (Fig. 4), (b) K of the flood-plain facies was essentially not measured, and (c) the erosional contacts and other sharp boundaries would not be represented. Moreover, the horizontal correlation lengths used in the variogram would tend to be speculative and without geologic foundation. We expect the log-normal assumption for

K might be justifiable within individual facies but not over the entire stratigraphic section

Importantly, the alluvial system studied here is not unique. Most alluvial sediments, with the possible exception of glacial outwash materials, contain a significant volume (20–70%) of variably continuous or lenticular, low-K silt and clay. Furthermore, most K data are collected preferentially from the high-K materials because of historical lack of interest in non-aquifer media and the difficulty of measuring K in tight formations. We can find no studies in the literature in which the entire spectrum of hydraulic conductivities that typify alluvial materials, ranging from clay to sand or gravel, have been measured in one formation or aquifer system and form a log-normal distribution. This leads us to question the legitimacy of the now-widespread assumption in groundwater hydrology that K is distributed log-normally. Indeed, it seems that the K data exhibiting log-normality in the literature are predominantly or entirely from the relatively high-K aquifer materials that form only a fraction of a more complex system. Jensen et al. (1987) present strong arguments based on data and theory that little foundation exists for tacitly assuming that K is distributed log-normally as a general rule.

Neglect of the low-K media when characterizing statistical and spatial distributions of K may be appropriate for analysis of groundwater flow processes as long as one can assume the aquifer media are extensively interconnected. For analysis of transport, however, the low-K media can significantly affect dispersion and matrix diffusion. Stochastic transport models that assume log-normality of K and attempt to model spatial distribution of K throughout the system may not be appropriate for sedimentary environments containing substantial volumes of fine-grained materials.

The excellent detail provided by the transition probability representation of spatial variability along the vertical (Fig 5) indicates the existence of asymmetrical cross correlation (i.e., fining-upward sequences) that could not be captured by cross variograms (Carle and Fogg 1996, 1997). Similarly, studies of flow through structured arrangements of geologic facies by Webb and Anderson (1996) and Scheibe and Murray (1994) conclude that variograms and corresponding geostatistical simulations do not necessarily capture the important geologic heterogeneity. Again, this leads us to question the validity of the common assumption that spatial variability of K can be represented adequately with a variogram or covariance. Certainly, subsurface data often produce sample variograms that closely match exponential or other simple variogram models, but does this imply that such a model captures the relevant features controlling flow and transport? The existence in the LLNL data set of both abrupt transitions (e.g., channel eroded into flood-plain and levee sediments) and gradational transitions (e.g., fining-upward sequences from channel to levee), and the ability of the Markov-chain model of transition probability to cap-

ture these features, all suggest that alternatives to the simple variogram or covariance models of K should be considered seriously.

The fining-upward sequences can be quite relevant to transport processes in the subsurface, particularly when the contaminant is a NAPL. For example, an LNAPL in a fining-upward channel-to-levee sequence would tend to migrate upward into the lower-K upper-channel and levee deposits. Remediation efforts would then be exasperated by preferential flow of injected or pumped fluids through the more permeable, lower sections of the sequence, bypassing the LNAPL. Moreover, we anticipate field-scale connectivity of the high-K units and surface area of low-K (e.g., flood-plain) materials encountered by contaminants are partly functions of the facies juxtapositional relationships. Connectivity and surface areas of the low-K media are potentially important influences on the efficacy of remediation.

Role of Depositional Facies in Stochastic Modeling

Although the vertical Markov chain model in Figure 5 fits the measured transition probabilities very well, well densities are seldom large enough to produce even remotely similar success in the lateral directions. In stochastic modeling, one must then produce a lateral spatial-variability model that is geologically plausible. The depositional-facies context provides the foundation needed to generate plausible lateral models, because the facies connote three-dimensional geometric and juxtapositional characteristics (Galloway and Hobday 1983). Carle and Fogg (1991) devise a geologically and statistically rigorous procedure for constructing three-dimensional models of transition probability. Carle (1996, 1997) and Carle et al. (1998) develop transition probability-based geostatistical procedures for stochastic simulation of cross-correlated geologic facies.

Stochastic models of subsurface hydrogeologic-facies distributions tend to neglect heterogeneities within the facies, however, such models better represent the major patterns in extremes of K that can dominate flow and transport processes. If desired, plausible log-normal K distributions can be assumed within individual facies.

Transferability of Approach

The value of detailed core descriptive data cannot be overestimated, and this study could not have been performed without such data. One might argue that the facies approach used herein is impractical without abundant core data. On the contrary, we believe the facies approach is feasible with substantially fewer data especially if the abundant information on depositional systems concepts (e.g., Galloway and Hobday 1983; Miall 1984, Walker 1981) is integrated into the characterization from start to finish, i.e., from the core-description phase through the modeling of heterogeneity. Al-

though this approach is used routinely in the petroleum industry with substantial success, the concepts are still relatively new to the hydrologic community. The main requirements are (a) keen understanding of the geologic origins of the subsurface system, (b) experience collecting and interpreting core and geophysical information, and (c) stochastic modeling capabilities. In our opinion, as the integration of these concepts and skills becomes more routine, field characterizations of subsurface heterogeneity will become significantly more useful and reliable.

Conclusion

The facies approach to characterizing spatial variability of K provides a workable means of modeling subsurface heterogeneity. The set of alluvial data examined herein exhibit weak correlation between K , sediment texture, and geophysical log response, but fairly strong correspondence to depositional facies that were operationally defined as channel, flood plain, levee, and debris flow. The geometric and juxtapositional information inherent to these facies designations provides a scientific basis for realistic geostatistical modeling of spatial variability. The K data, geologic information, and transition probability models of facies spatial variability in the Upper Member of the Livermore Formation and Quaternary-age alluvium suggest that conventional stochastic models, which assume K is represented by a log-normal distribution and simple covariance, would not adequately represent this system.

The Unified Soil Classification System (USCS), widely used in site characterization by hydrologists, was designed for use by geotechnical engineers and soil scientists primarily to measure engineering properties, not to describe sedimentologic origin or hydrogeologic characteristics. Consequently, the USCS does not directly address influences on K such as sorting, porosity, fines, and diagenesis, or average grain size in detail. For example, a given USCS sedimentary texture, such as "sand (SP)," by definition includes sands ranging from moderately well sorted to very well sorted, and from fine to very coarse grained. From a geotechnical point of view, these sands may be indistinguishable from one another, however, from a sedimentologic or hydraulic point of view, they may be very different.

Acknowledgments This work was supported by Lawrence Livermore National Laboratory the Ecotoxicology Program of the University of California Toxic Substances Teaching and Research Program U.S. Environmental Protection Agency Grant R819658 Center for Ecological Health Research at University of California, Davies and NIEHS Superfund Grant ES-04099. The authors are grateful to Shlomo Neuman and an anonymous reviewer, whose comments resulted in a significantly improved manuscript.

References

- Anderson MP (1987) Field studies in groundwater hydrology: a new era. *Rev Geophys* 25 (2):141-147
- American Society of Testing Methods Annual Book of Standards (ASTM) (1986) Standard recommended practice for particle size analysis for soils. ASTM D, pp 422-463
- Blume and Associates, Inc. (1972) Investigation of faulting at the Lawrence Livermore Laboratory, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, California, UCRL-13568
- Boulton NS (1963) Analysis of data from non-equilibrium pumping tests allowing for delayed yield from storage. *Proc Inst Civ Eng* 26:469-482
- California Department of Water Resources (CDWR) (1966) Livermore and Sunol valleys, evaluation of ground water resources, Appendix A: Geology, State of California Department of Water Resources Bulletin, Sacramento, California, 118-2
- California Department of Water Resources (CDWR) (1974) Evaluation of ground water resources Livermore and Sunol valleys State of California Department of Water Resources Bulletin, Sacramento, California, 118-2, 152 pp
- Carerra J, Neuman SP (1986) Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions. 1. Maximum likelihood method incorporating prior information. *Water Resource Res* 22 (2):199-210
- Carle SF (1996) A transition probability-based approach to geostatistical characterization of hydrostratigraphic architecture. PhD dissertation, University of California, at Davis
- Carle SF (1997) Implementation schemes for avoiding artifact discontinuities in simulated annealing. *Math Geol* 29 (2)
- Carle SF, Fogg GE (1996) Transition probability-based indicator geostatistics. *Math Geol* 28 (4) 453-476
- Carle SF, Fogg GE (1997) Modeling spatial variability with one and multi-dimensional continuous Markov chains. *Math Geol* 29 (7), 891-917
- Carle SF, LaBolle EM, Weissmann GS, VanBrocklin D, Fogg GE (1998) Geostatistical simulation of hydrostratigraphic architecture: a transition probability / Markov approach, in *Concepts in Hydrogeology and Environmental Geology No. 2* SEPM Special Publication p. 147-170
- Carpenter, D.W., J.J. Sweeney, P.W. Kasameyer, N.R. Burkhard, K.G. Knauss and R.J. Shlomon, 1984, Geology of the Lawrence Livermore National Laboratory Site and Adjacent Areas. Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore California (UCRL-53316)
- Cooper HH, Jacob CE (1946) A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. *Trans Am Geophys Union* 24: 526-534
- Cooper HH, Bredehoeft JD, Papadopoulos SS (1967) Response of a finite-diameter well to an instantaneous charge of water. *Water Resource Res* 3: 263-269
- Coyt N, Rubin Y (1995) A stochastic approach to the characterization of lithofacies from surface seismic and well data. *Water Resource Res* 31 (7), 1673-1686
- Dagan G (1990) Transport in heterogeneous porous formations: spatial moments, ergodicity, and effective dispersion. *Water Resource Res* 26 (6):1281-1290
- Deutsch CV, Journel AG (1992) *GSLIB: Geostatistical Software Library and User's Guide*. Oxford University Press, Oxford
- Dibblee TW (1980) A preliminary map of the Livermore Quadrangle Alameda County California. USGS Open-File Rep 80-533b
- Etheridge FG, Schumm SA (1978) Reconstructing paleochannel morphology and flow characteristics: methodology, limitations, and assessment. In Miall AD (ed) *Fluvial sedimentology*. Can Soc Pet Geol Mem 5, 703-721
- Fogg GE (1986) Groundwater flow and sand body interconnectedness in a thick multiple aquifer system. *Water Resource Res* 22 (5):679-694

- Fogg GE (1990) Architecture and interconnectedness of geologic media: role of the low-permeability facies in flow and transport. In: Neuman SP, Neretnieks I (eds) *Hydrogeology of low permeability environments* Special Symposium at the 28th International Geological Congress, Washington DC, 9–19 July 1989. Verlag Heinz Heise, pp 19–40
- Fogg GE, Lucia FJ, Senger RK (1991) Stochastic simulation of interwell-scale heterogeneity for improved prediction of sweep efficiency in a carbonate reservoir. In: Lake LW, Carroll HB Jr, Wesson TC (eds) *Reservoir characterization*, vol II. Academic Press, San Diego, pp 355–381
- Freeze RA (1975) A stochastic-conceptual analysis of one-dimensional groundwater flow in nonuniform homogeneous media. *Water Resour Res* 11 (5): 725–741
- Freeze RA, Cherry JA (1979) *Groundwater*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey
- Galloway WE, Hobday DK (1983) *Terrigenous clastic depositional systems*. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Gelhar LW, Axness CL (1983) Three-dimensional stochastic analysis of macrodispersion in aquifers. *Water Resour Res* 19 (1): 161–180
- Hantush MS, Jacob CE (1955) Non-steady radial flow in an infinite leaky aquifer. *Trans Am Geophys Union* 36 (1): 95–100
- Hantush MS (1960) Modifications of the Theory of Leaky Aquifers. *Trans Am Geophys Union* 65: 3173–3175
- Hill MC (1992) A computer program (modflowp) for estimating parameters of a transient, three-dimensional, groundwater flow model using nonlinear regression. USGS Open-File Rep 91–0484
- Jensen JL, Hinkley DV, Lake LW (1987) A statistical study of reservoir permeability distributions, correlations, and averages. *SPE Formation Evaluation* 461–468
- Johnson NM, Dreiss SJ (1989) Hydrostratigraphic interpretation using indicator geostatistics. *Water Resour Res* 25 (12): 2501–2510
- Koltermann CE, Gorelick SM (1996) Heterogeneity in sedimentary deposits: a review of structure-imitating, process-imitating and descriptive approaches. *Water Resour Res* 32: 2617–2658
- McKenna SA, Poeter EP (1995) Field example of data fusion in site characterization. *Water Resour Res* 31 (12): 3229–3240
- Miall AD (1984) *Principles of sedimentary basin analysis*. Springer, Berlin Heidelberg New York
- Neuman SP (1995) On advective transport in fractal permeability and velocity fields. *Water Resour Res* 31 (6): 1455–1460
- Noyes CD (1991) *Hydrostratigraphic analysis of the Pilot Remediation Test Area*. Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, California. University of California, Davis, M.S. thesis, 165 pp
- Papadopoulos SS, Cooper HH Jr (1967) Drawdown in a well of large diameter. *Water Resour Res* (3): 241–244
- Qualheim BJ (1988) *Well Log Report for the LLNL Ground Water Project 1984–1987*. Environmental Restoration Division, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, California, UCID-21342
- Ritzi RW Jr, Dominic DF, Brown NR, Kausch KW, McAtenney PJ, Basal MJ (1995) Hydrofacies distribution and correlation in the Miami Valley aquifer system. *Water Resour Res* 31 (12): 3271–3281
- Ross S (1993) *Introduction to probability models*, 5th edn. Academic Press, San Diego
- Reading HG (ed) (1978) *Sedimentary environments and facies*. Elsevier, New York
- Scheibe RD, Murray CJ (1994) A comparison of stochastic simulation techniques for groundwater transport modeling (abstract). *Eos Trans AGU Suppl* 75 (44): 256
- Theis CV (1935) The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. *Trans Am Geophys Union* 16: 519–524
- Thorpe RK, Isherwood WF, Dresen MD, Webster-Scholten CP (eds) (1990) *CERCLA Remedial Investigation Report for the LLNL Livermore Site*. Environmental Restoration Division, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, California
- Walker RG (ed) (1981) *Facies models*. Geoscience Canada Reprint Series 1, Geoscience Canada, Toronto, 211 pp
- Webb EK, Anderson MP (1996) Simulation of preferential flow in three-dimensional, heterogeneous conductivity fields with realistic internal architecture. *Water Resour Res* 32 (3): 533–545
- Webster-Scholten CP, Hall CH (1989) *Work plan Lawrence Livermore National Laboratory Livermore Site: CERCLA Remedial Investigation/ Feasibility Study*. Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, California (UCAR-10225)
- Yeh WWG (1986) Review of parameter identification procedures in groundwater hydrology: the inverse problem. *Water Resour Res* 22 (2): 95–108



**FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA**

CURSOS ABIERTOS

XII CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACIÓN DE ACUIFEROS

MODULO I: GEOHIDROLOGIA

TEMA

**SOME CURRENT METHODS TO REPRESENT THE
HETEROGENEITY OF NATURAL MEDIA IN
HYDROLOGEOLOGY**

**EXPOSITOR: ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES
PALACIO DE MINERIA
SEPTIEMBRE DEL 2000**

Some current methods to represent the heterogeneity of natural media in hydrogeology

G. de Marsily · F. Delay · V. Teles
M. T. Schafmeister

Abstract We have known for a long time that the material properties of the subsurface are highly variable in space. We have learned that this variability is due to the extreme complexity and variation with time of processes responsible for the formation of the earth's crust, from plate tectonics to erosion, sediment transport, and deposition, as well as to mechanical, climatic, and diagenetic effects. As geologists, we learned how to "read" this complex history in the rocks and how to try to extrapolate in space what we have understood. As physicists, we then learned that to study flow processes in such media we must apply the laws of continuum mechanics. As mathematicians using analytical methods, we learned that we must simplify by dividing this complex continuum into a small number of units, such as aquifers and aquitards, and describe their properties by (constant) equivalent values. In recent years, as numerical modelers, we learned that we now have the freedom to "discretize" this complex reality and describe it as an ensemble of small homogeneous boxes of continuous media, each of which can have different properties. How do we use this freedom? Is there a need for it? If the answer is "yes," how can we assign different rock-property values to thousands or even millions of such little boxes in our models, to best represent reality, and include confidence levels for each selected rock property? As a tribute to Professor Eugene S. Simpson, with whom the first author of this paper often discussed these questions, we present an overview of three techniques that focus on one property—the rock permeability. We explain the motivation for describing spatial variability and illustrate how to do so by the geostatistical

method, the Boolean method, and the genetic method. We discuss their advantages and disadvantages and indicate their present state of development. This is an active field of research and space is limited, so the review is certain to be incomplete, but we hope that it will encourage the development of new ideas and approaches.

Résumé On sait depuis longtemps que les propriétés des roches en profondeur sont éminemment variables dans l'espace. On sait que cette variabilité est due à la complexité extrême et à la variation au cours du temps des processus responsables de la formation de la croûte terrestre, de la tectonique des plaques à l'érosion, au transport sédimentaire et au dépôt, sans oublier les effets mécaniques, climatiques et de diagenèse. En tant que géologues, nous avons appris à "lire" cette histoire complexe au sein des roches, et à tenter d'extrapoler dans l'espace notre compréhension. En tant que physiciens, nous avons ensuite appris que pour étudier les écoulements dans de tels milieux, nous devons appliquer les concepts de la mécanique des milieux continus. En tant que mathématiciens utilisant des méthodes analytiques pour résoudre les problèmes d'écoulement, nous avons de plus appris que nous devons simplifier cette réalité complexe en un très petit nombre d'unités, tels que les aquifères et les aquitards, dont chacune est décrite par des propriétés équivalentes constantes. Enfin, dans les années récentes, en tant que numériciens, nous avons appris que nous avons désormais la liberté de "discrétiser" cette réalité complexe, et de la décrire comme un ensemble de petites "boîtes" homogènes de milieu continu, chacune d'entre elles pouvant avoir des propriétés différentes. Comment utilisons nous cette liberté nouvellement acquise? En avons-nous réellement besoin? Si la réponse est "oui", comment pouvons nous attribuer des propriétés différentes aux roches des milliers ou même millions de petites "boîtes" dans nos modèles, pour représenter au mieux la réalité, et comment déterminer les intervalles de confiance des propriétés choisies pour chaque roche? En hommage au Professeur Eugene S. Simpson, avec lequel le premier auteur de cet article a eu souvent l'occasion de discuter de ces questions, nous présentons ici un survol général de quelques techniques de génération de telles propriétés se focalisant sur une seule d'entre elles, la perméabilité

Received December 1996
Revised, October 1997
Accepted, November 1997

G. de Marsily (✉) · F. Delay · V. Teles
Department of Applied Geology, University of Paris VI
UMR 7619 of CNRS, B123, F-75252 Paris Cedex 05 France
Fax +33-1-4427-5125
e-mail gdm@cer.jussieu.fr

M. T. Schafmeister
Institute for Geology, Raw Materials and Environment, Free
University Berlin, Malteser Strasse 74-100, D-12249 Berlin,
Germany

des roches. Nous expliquons d'abord quels sont les raisons qui engagent à tenter de décrire la variabilité spatiale, puis nous illustrons trois méthodes pour le faire, la méthode géostatistique, la méthode Booléenne et la méthode génétique. Nous présentons leurs avantages et inconvénients respectifs, et donnons l'état actuel de leur développement. Ces méthodes constituant un domaine de recherche actif, et la place étant ici limitée, ce survol est nécessairement incomplet, mais nous espérons qu'il encouragera l'essor de nouvelles idées et de nouvelles approches.

Resumen Sabemos desde hace tiempo que las propiedades del subsuelo son altamente variables espacialmente. Hemos aprendido que esta variabilidad es debida a la extrema complejidad y variabilidad temporal de los procesos responsables de la formación de la corteza terrestre, desde la tectónica de placas a la erosión, transporte de sedimentos y deposición, así como a efectos mecánicos, climáticos y diagenéticos. Como geólogos, hemos aprendido a "leer" esta compleja historia en las rocas y a cómo tratar de extrapolar en el espacio lo que ya sabemos. Como físicos, aprendimos después que para estudiar los procesos en este tipo de medios debemos aplicar las leyes de la mecánica de los medios continuos. Como matemáticos que usan métodos analíticos, hemos aprendido que debemos simplificar el medio dividiéndolo en un número menor de unidades, como serían los acuíferos y acuitardos, y describiendo sus propiedades mediante valores equivalentes (constantes). En los últimos años, como modelistas, también hemos aprendido que tenemos la libertad de "discretizar" esta realidad compleja y describirla como un conjunto de pequeñas cajas homogéneas de medio continuo, cada una con propiedades diferentes. ¿Cómo usamos esta libertad? ¿Tenemos necesidad de ella? Si la respuesta es "sí", ¿cómo podemos asignar valores de las distintas propiedades de las rocas a miles e incluso millones de estas pequeñas cajas en nuestros modelos, con la pretensión de representar la realidad, y a la vez dar intervalos de confianza para cada propiedad seleccionada? Como un tributo al Profesor Eugene S. Simpson, con quien el autor de este artículo a menudo discutió sobre estas cuestiones, se presenta una recopilación de tres técnicas que se centran en una propiedad, la permeabilidad de la roca. Se explica la motivación para describir la variabilidad espacial y se ilustra como hacerlo mediante el método geoestadístico Booleano y mediante el método genético. Para cada método se discuten sus ventajas e inconvenientes y se indica su estado actual de desarrollo. Se trata éste de un campo activo de investigación y el espacio es limitado, por lo que la revisión es incompleta, pero esperamos que pueda servir para animar el desarrollo de nuevas ideas.

Key words geologic fabric · statistical modeling
numerical modeling · unconsolidated sediments

Introduction

The Classical Method of Representing Aquifers in Digital Models

The classical method of representing a complex geologic formation within a sedimentary basin for the purpose of simulating hydrogeologic behavior is to first decompose it into aquifers (layers of high permeability) and aquitards (low-permeability media) and then to represent the system schematically as multilayered. One or several of these layers may sometimes be discontinuous, as when an aquitard pinches out, which allows the overlying and underlying aquifers to form a single aquifer. This schematic framework is based more on correlating major geologic and geophysical features between boreholes than on the petrophysical properties of the rocks. Once the geometric framework has been established, it is seldom modified. Instead, the layers are discretized further by means of a numerical grid, and each cell of the grid is assigned parameter values, such as permeability or transmissivity in the aquifers and vertical permeability in the aquitards. These parameters are derived from pumping tests, or sometimes, specific-capacity tests. The latter are viewed as local values, which must somehow be averaged over "homogeneous zones" or, preferably, interpolated by geostatistical methods such as kriging or cokriging correlated with other geologic or geophysical variables, as illustrated by Ahmed and Marsily (1987, 1988, 1993). The last stage in the modeling involves modifying the parameters, either manually or by some "inverse" method, so as to render the predictions of hydraulic heads and fluxes comparable with measured values (see e.g. Carrera and Neuman 1986). Vertical permeabilities of aquitards are usually estimated in this manner because they are rarely amenable to direct measurements, although they can sometimes be surmised from long-term pumping tests by using leaky-aquifer theories. A recent review of inverse methods by McLaughlin and Townley (1996) emphasizes the importance of parameterization, i.e., the assumptions underlying the description of spatial variability.

Unquestionably, this traditional approach has been very useful, e.g., for assessing groundwater resources and designing new well fields. But can we now do better? When the aquifers become overexploited, or when contamination becomes a threat, and more accurate representations of reality are necessary, are there better ways to describe reality?

Our major concern with the traditional approach is that the initial geometric framework is generally taken at face value and rarely questioned, thus providing one single "conceptual model" of the aquifer system, unless constant interaction is maintained between the geologist, the engineer, and the modeler. Any cross section of a fairly thick sedimentary basin would, because of the sedimentation processes, show that facies variations inside a given unit are the rule and that definitions of aquifers and aquitards based solely on lithostratigraph-

ic descriptions are imprecise and often irrelevant. As the capabilities of present-day computers allow us to represent reality more subtly, it becomes possible, in principle, to include details of the sedimentary objects that were previously ignored. Presently, flow models are no longer limited to a few thousand grid cells but can quite easily accommodate hundreds of thousands or even a million cells. Thus, they allow detailed descriptions of small-scale heterogeneity.

The second concern is that inside a given layer that may be classified as water bearing, the traditional approach tends to exaggerate the internal hydraulic continuity, which can be a significant source of bias for contamination problems. In reality, the permeability of a layer is not uniform and the hydraulic continuity can be affected by heterogeneity. A continuous representation of this heterogeneity may be inadequate to describe situations where discrete "lenses" are embedded within a clay "matrix": the continuity of these lenses would be overestimated. Similarly, by applying geostatistics to a given layer, one automatically implies that the layer forms a continuum with parameters that vary around a mean, which is either constant (possibly leading to stationarity and ergodicity) or slowly varying. It is by no means certain that this hypothesis is always justified, and, furthermore, the geostatistical estimates of random fields are very smooth and may give a poor representation of reality, especially for solute transport, as is shown later. The same is true for cases where low-permeability layers contain thin continuous or discontinuous inclusions of higher permeability, through which rapid transport may take place.

In recent years, several overviews have been published on how to describe sediment spatial variability, e.g., Haldorsen and Damsteth (1990), Fayers and Hewett (1992), Yarus and Chambers (1994) in the oil industry, or Marsily (1993), Kolterman and Gorelick (1996), and Anderson (1996) in groundwater hydrology. Causes for sedimentation variation with time can be traced to the sequential-stratigraphy concepts developed by Vail et al. (1991). Although this paper is mostly concerned with the mathematical tools that can help describe the spatial distribution of permeability, we wish to emphasize that other techniques to constrain these distributions can be used in parallel or simultaneously, such as geophysical techniques or geologic assessment of depositional structures.

Geostatistical Simulation of Parameters

In this section, we address the case where the geologic structure is well defined (e.g., a given aquifer layer), but where the local distribution of the permeability within this structure is uncertain, and geostatistical methods (kriging or simulations) are used to generate permeability fields from local measurements. We start by emphasizing the difference between the estimation of a random field by kriging and the (conditional) simu-

lation of such a field (e.g., see Delhomme 1979). By definition, kriging yields a unique and optimum linear estimate of the field from a given set of corresponding measurements; cokriging does the same for two or more fields simultaneously. An estimate of a random field is always smoother than the field itself. It is not, nor is it meant to be, an image of reality, even if the measurements are "exact." To understand the difference, see *Figure 5* (a kriged map) and *Figure 6* (a simulated map) of the same reality, which are discussed later. Simulated fields are equally likely non-smooth images, or realizations, of the field with realistic patterns of spatial variability; since they are random, they are non-unique and none of them can be proved to be closer to reality than another. One might say that simulations provide examples of what the unknown reality might be within the range of uncertainty established by the kriging estimation. Simulated fields are said to be "conditional" if they respect the measurement points, i.e., if they take on measured values at these points. Simulations of permeabilities can be conditioned on local permeability measurements but also on hydraulic heads by means of the inverse methods if they respect measured head values, when used in flow models: e.g., see Ramarao et al. (1995), and Ahmed and Marsily (1993). Moreover, simulations make it possible to quantify the uncertainty of model predictions. To do so, one uses conditional Monte-Carlo simulations (i.e., flow-model runs) to generate as many model predictions as one has parameter realizations, and then one examines the statistics of these predictions (range, mean, variance, etc.).

The idea of geostatistical simulations can be traced back to Matheron (1965, 1973). In his theory of "Regionalized Variables," measured spatial data are considered to be just one realization of a random function that could, in principle, give rise to many different, but equally likely, realizations. Since it is possible to generate as many equally probable realizations of this random function as one desires, these realizations can be understood as experimental replicates. This is the main advantage of stochastic simulations in the geosciences, because geologic data are generally unique and cannot be reproduced by experiments, as in other natural sciences such as physics or chemistry.

One of the first methods to generate spatially correlated random fields was that of the Turning Bands (Matheron 1973; Mantoglu and Wilson 1982), where one-dimensional simulations are rotated in space to produce multidimensional random realizations of a Gaussian variable. The realizations are conditioned on the data by means of kriging. Other approaches include the spectral method of Fast Fourier Transform (Gutjahr et al. 1994), which also generates Gaussian fields; the Nearest Neighbor algorithm; Choleski decomposition of the covariance matrix; and sequential simulation (Deutsch and Journel 1992), which is probably the easiest to use. It is a fast algorithm, applicable to Gaussian fields. An extension of this method makes it possible to

generate non-Gaussian fields such as hydraulic conductivity through sequential indicator simulation (Gomez-Hernandez and Srivastava 1990; Journel and Gomez-Hernandez 1993; Gomez-Hernandez and Cassiraga 1993). It is well known that hydraulic conductivity may display non-Gaussian distributions with ranges of sometimes as much as eight orders of magnitude (e.g., Neuman 1982; Schafmeister 1990; Stauffer et al. 1993).

The indicator approach, fully described by Journel (1989), divides the variation interval of a parameter into a set of contiguous classes. Instead of defining the value of a parameter by a number, a set of binary variables (0/1) is used to indicate whether or not the value of the parameter exceeds a given threshold (the limit of each class). Indicator kriging estimates the probability that the parameter belongs to a given class. Sequential indicator simulation (SIS) simulates indicator variables. The indicator approach makes it possible to reproduce any multimodal and highly skewed distribution, although it neglects the cross-covariances between the indicator functions. An extension of the indicator simulation algorithms is able to simulate spatial realizations of discrete variables that represent different, mutually exclusive lithofacies. In this case, the simulation of the discrete variable is done first, thus defining the geometry of each lithofacies. Within each of the simulated lithofacies, a spatial distribution of K values can then be simulated in a second step by one of the above-mentioned simulation routines. The simulation of lithofacies, which is discussed later, already represents a simulation of the geometry of the aquifers/aquitards, improving on the classical definition of this geometry "by hand."

The most recent geostatistical simulation routine, simulated annealing (Deutsch 1992; Deutsch and Journel 1992), is based on iteratively adapting a random realization of a field with the desired distribution by optimizing the pattern through a swapping of the simulated values in pairs of randomly selected grid nodes. The swapping procedure is repeated as long as an objective function is minimized. This method is quite flexible because many objective functions describing the pattern of the field can be used.

In the following, we give examples of such simulations and of their applications to fluid-flow and solute-transport modeling.

Example 1: The Kladow-Gatow Quaternary Aquifer, Berlin, Germany

The Kladow-Gatow test site is situated in Berlin, Germany. The horizontal observation scale is approximately a few kilometers. The aquifer consists of glacio-fluvial sediments from the Pleistocene Epoch, i.e., coarse, medium, and fine sands interbedded with boulder clay lenses that act as aquitards and partially divide the aquifer into several layers. The aquifer, whose average saturated thickness is 30 m, lies on nearly impermeable

sediments of the Holstein Interglacial. Only the younger, Saalian and Weichselian glacial sediments are considered here.

Within the test site, a cross section, 1.2 km in length and 60 m in depth, was chosen for geostatistical analysis, followed by a flow and transport simulation. Twenty-one wells, all approximately 50 m apart, are located along the cross section. Vertical sampling distances range from decimeters to a few meters. A total of 163 hydraulic-conductivity (K) values were derived from grain-size distribution curves and range from 4.6×10^{-7} to 2.1×10^{-3} m/s. This very wide range of K values, typical of glacial sediments, indicates that diverse lithofacies are merged. The K distribution in Figure 1 shows that approximately 20% of the values correspond to weakly permeable sediments ($K < 1 \times 10^{-5}$ m/s), such as boulder clay, which contain varying proportions of sand. The main part (ca. 50%) of the data represents fine sands with K values between 0.5×10^{-4} and 1.2×10^{-4} m/s. Medium and coarse sands are represented by 30% of the data with a maximum of 2.1×10^{-3} m/s.

The observed multimodal distribution of K values in this aquifer requires either that the data be coded into a set of indicator variables defining classes of hydraulic conductivity (Fig 1), or subdivided into different subpopulations. The first model can be simulated with the SIS; the second calls for simulation of discrete facies followed by continuum simulations of K within each facies.

Sequential Indicator Simulation of a Cross Section

To correctly represent the distribution of hydraulic conductivity, we subdivided the distribution of K values into seven classes (Fig 1), defined by six threshold values that constitute six indicator variables. Table 1 lists the parameters of horizontal and vertical exponential variogram models fitted to these six variables. The data

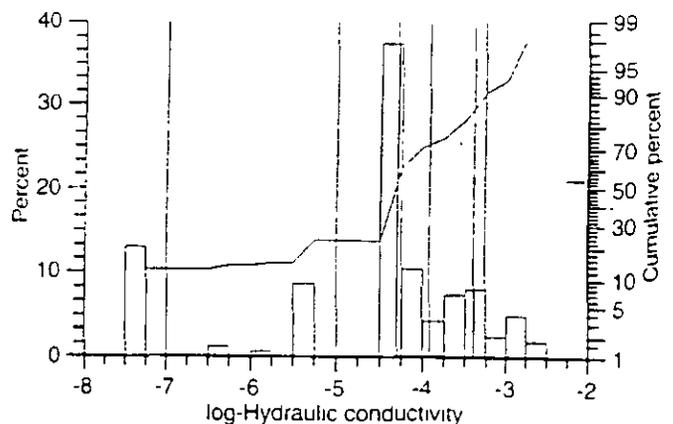


Fig. 1 Probability and cumulative density function of 163 K values (\log_{10}) at the Kladow-Gatow site, Berlin, Germany. The vertical lines indicate the seven indicator classes (from Schafmeister and Marsily 1994)

Table 1 Indicator classes and parameters of exponential variogram models for the permeability of the Kladow-Gatow site

Threshold, z , (m/s)	Cumulative Proportion	Sill	Effective range (m)		$\frac{a_h}{a_v}$
			Horizontal, a_h	Vertical, a_v	
1×10^{-7}	0.13	0.12	30	18	11
1×10^{-6}	0.23	0.20	60	38	16
5×10^{-6}	0.61	0.24	135	84	16
1.2×10^{-5}	0.71	0.23	100	9.0	11
4×10^{-5}	0.83	0.15	90	4.8	19
5.5×10^{-5}	0.91	0.10	78	3.0	26

The sill of the indicator variogram is the asymptotic value reached for long distances, i.e. the variance

The effective range of the exponential variogram is three times the integral scale, where 95% of the variance is reached

indicate that the different classes of K values show different spatial structures.

Whereas the low-permeability classes have relatively short ranges, the medium classes exhibit longer spatial correlations. With increasing hydraulic conductivity, the ranges decrease again. The anisotropy ratio is highest for the two high-K classes, which suggests that the coarse lenses are scattered in space (short horizontal correlation range) and thin compared with their horizontal extension (much shorter range in the vertical direction). This is due to the fact that coarse sediments in a glacial deposit are often formed by outwashed and eroded older sediments.

The parameters in Table 1 were used in a sequential indicator simulation that generated numerous spatial conditional realizations of the random function K as shown in Figure 2a. These realizations served as input for a numerical groundwater flow and transport model, in a two-dimensional vertical cross section, 750 m long and 30 m high. The same boundary conditions were applied (prescribed heads at both ends), and particles representing a conservative solute were uniformly injected at one boundary and their travel time recorded after a travel distance of 200 m downstream. Figure 3, from Schafmeister and Marsily (1994), shows the cumulative distribution of the particle arrival times, for ten such

realizations. The range of these arrival times is the consequence of the uncertainty about hydraulic conductivity and flow paths.

Combined Lithofacies and Within-Facies Simulations on a Vertical Cross Section

The same data from the Kladow-Gatow test site (Fig. 1) were used to simulate classes of "lithofacies" (i.e., sediment subpopulations with very different hydraulic conductivities). From Figure 1 it is not unreasonable to assume that the peculiar shape of the K-value distribution function can be represented by three different subpopulations of sediments, each with a more-or-less log-normal distribution of K within any given population. Three classes of lithofacies were thus defined: sediments with K values greater than 1×10^{-4} m/s were classified as highly conductive (G); those with K values ranging from 1×10^{-6} m/s to 1×10^{-4} m/s were grouped as less conductive (S), and values lower than 1×10^{-6} m/s indicated very low-permeability sediments (C). For each class of lithofacies, a geostatistical analysis was performed separately to estimate the variograms for the continuous K values within each class. K values of conductive facies G and S are seen in Figure 1 to be approximately log-normally distributed, for simplicity, facies C was represented by one single K value (5×10^{-7} m/s), because small variations of K in this class do not influence transport for early arrivals. Table 2 summarizes the statistics.

The geostatistical parameters differ from those obtained from the indicator-transformed data with seven classes. Subdividing the distribution into only three distinct K categories yields a somewhat higher proportion of small-scale variability (nugget effect). The effective ranges are, however, of the same order of magnitude. As expected, both models reveal almost identical ratios of anisotropy.

Three discrete simulations, generating the three facies, followed by two continuum simulations within each discrete facies (facies C was considered to have a constant permeability), are necessary to generate each realization of a K field. Figure 2b is an example of such a realization, with the resulting K values, compared

Table 2 Geostatistical parameters for the combined categorical and within-category approach for the permeability of the Kladow-Gatow site

	Proportion	Nugget effect + Sill	Effective range (m)		Within-facies nugget effect + Sill	Statistical range (m)	
			Horizontal	Vertical		Horizontal	Vertical
G	0.35	0.05 + 0.19	143	9.5	0.14 + 1.43	143	9.5
S	0.47	0.05 + 0.20	120	8.0	0.01 + 0.30	210	14.0
C	0.17	0.04 + 0.11	90	6.0	—	—	—

The sill of the indicator variogram is the asymptotic value reached for long distances, i.e. the variance
The nugget effect is the variance at very small distances, indicating uncorrelated variability

The effective range of the exponential variogram is three times the integral scale, where 95% of the variance is reached

G = high Conductivity litho Facies
S = medium Conductivity litho Facies
C = low Conductivity litho Facies

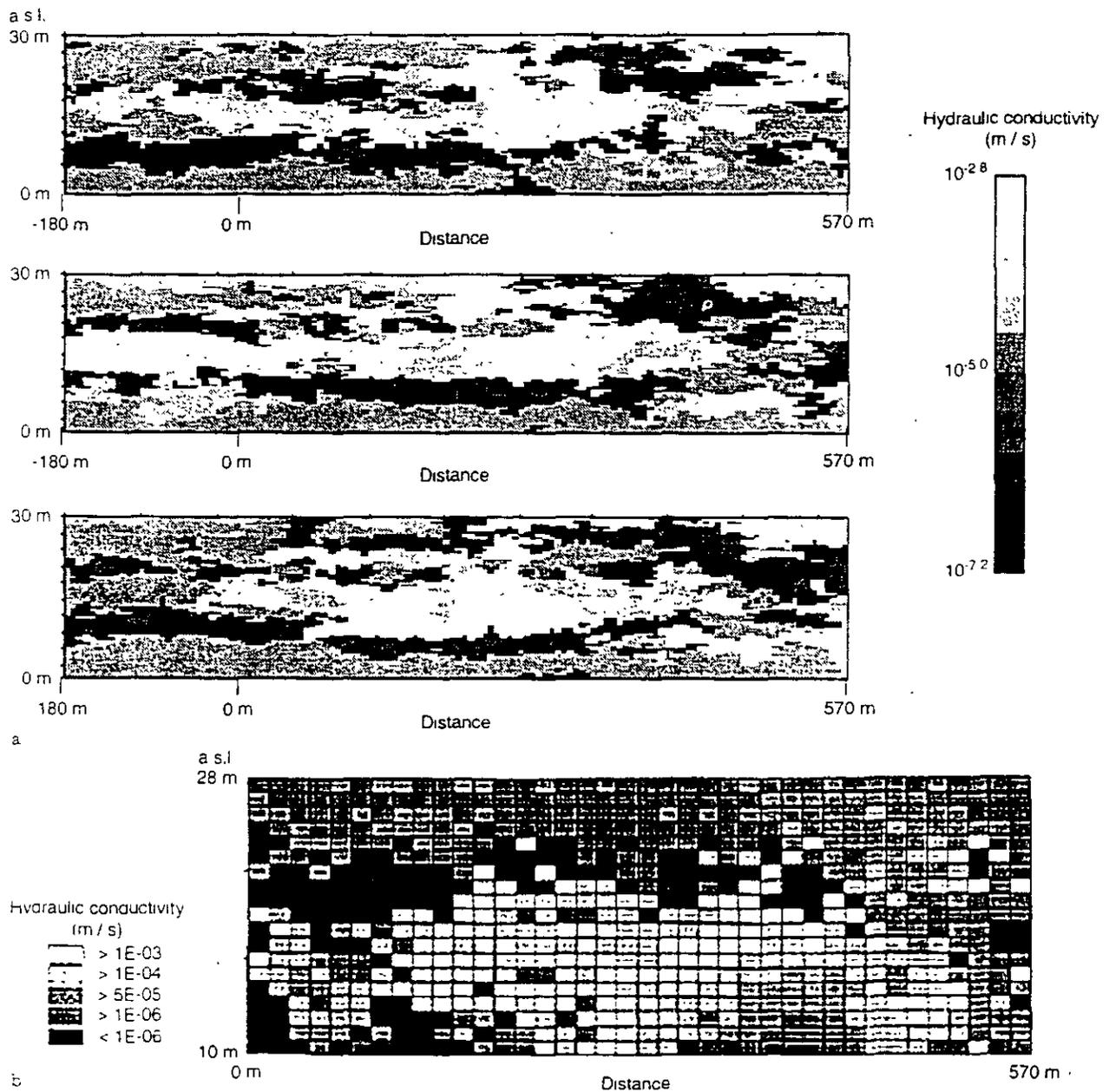


Fig. 2a,b Simulations of the hydraulic-conductivity distribution on a vertical cross section at the Kladow-Gatow site, Berlin, Germany. **a** Three simulations using seven indicator classes. **b** One simulation using first three facies-classes simulation followed by two hydraulic-conductivity simulations within the two more permeable facies. Vertical enlargement, tentfold (Schalmeister 1990)

with *Figure 2a*, obtained with the indicator method with seven classes of hydraulic conductivity. This is a more computer-intensive procedure than the indicator simulation, but its results were equivalent to those of the indicator approach in this specific case, i.e., the same range of arrival times as in *Figure 3* (not shown). It can, however, be very useful for modeling lithofacies that are different not only in permeability but also in mineralogic composition, if sorption were to play a role

Example 2: The Chalk River Quaternary Aquifer, Ontario, Canada

The Chalk-River test site, near Ottawa, Canada, consists of well-stratified layers of fluvial and eolian fine and very fine sands of Wisconsin and early Holocene age (Both 1996; Killey et al. 1990, 1994). The horizontal extension of the investigated area is approximately 100 m. Due to the smaller investigation scale and denser sampling pattern at the Chalk River site, the image of K values is more homogeneous than in the previous example. They range within one order of magnitude ($0.5 \times 10^{-4} < K < 3.5 \times 10^{-4}$ m/s) and can be seen as almost normally distributed. The exponential variogram of K is characterized by an effective horizontal range of 3 m (i.e., an integral scale of 1 m), a vertical

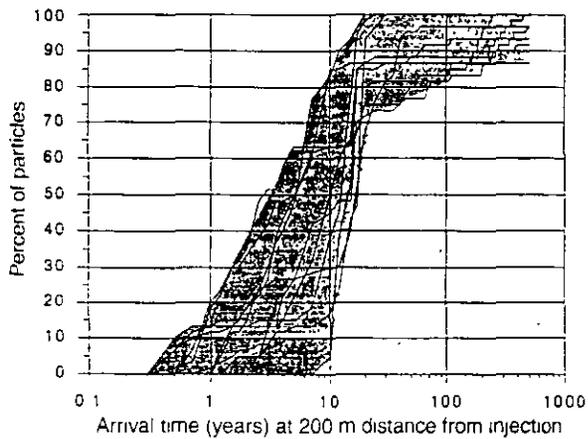


Fig. 3 Cumulative probability distribution of arrival times of tracer particles, modeled on the basis of ten realizations of spatial distribution of K values, for a horizontal transport distance of 200 m on the vertical cross section of the Kladow-Gatow site (Schatmeister and Marsily 1994)

anisotropy of approximately one to four, and no nugget variance (Both 1996). This single variogram of K is needed here to generate many equally probable conditional realizations of K with the simulated annealing method. The results were used in a numerical flow model in order to assess the possible flow paths of radioactive tracers in the medium. These flow paths are shown in Figure 4, together with the head contour lines, for six different conditional realizations. The advantage of the simulated annealing method over the more classical geostatistical techniques is that it is possible to optimize each realization (through the objective function to be minimized) to simultaneously meet several criteria: have a given variogram be conditioned on direct or indirect measurements, such as hydraulic heads through a head-calibration criterion without actually solving an inverse problem

Example 3: Imposing Further Regularity Constraints on the Simulations

In this theoretical example, we assess the possibility of further controlling the local variability of a conditional simulation in order to obtain K fields that are between the "smooth" kriged estimates and the "disordered" conditional simulations. Various degrees of smoothing a simulated field are used to avoid numerical difficulties with some flow or transport codes, or prompted by concerns that the simulated fields may overestimate the disorder, even if they are consistent with the estimated variograms. A simulated field is a tool that helps in the

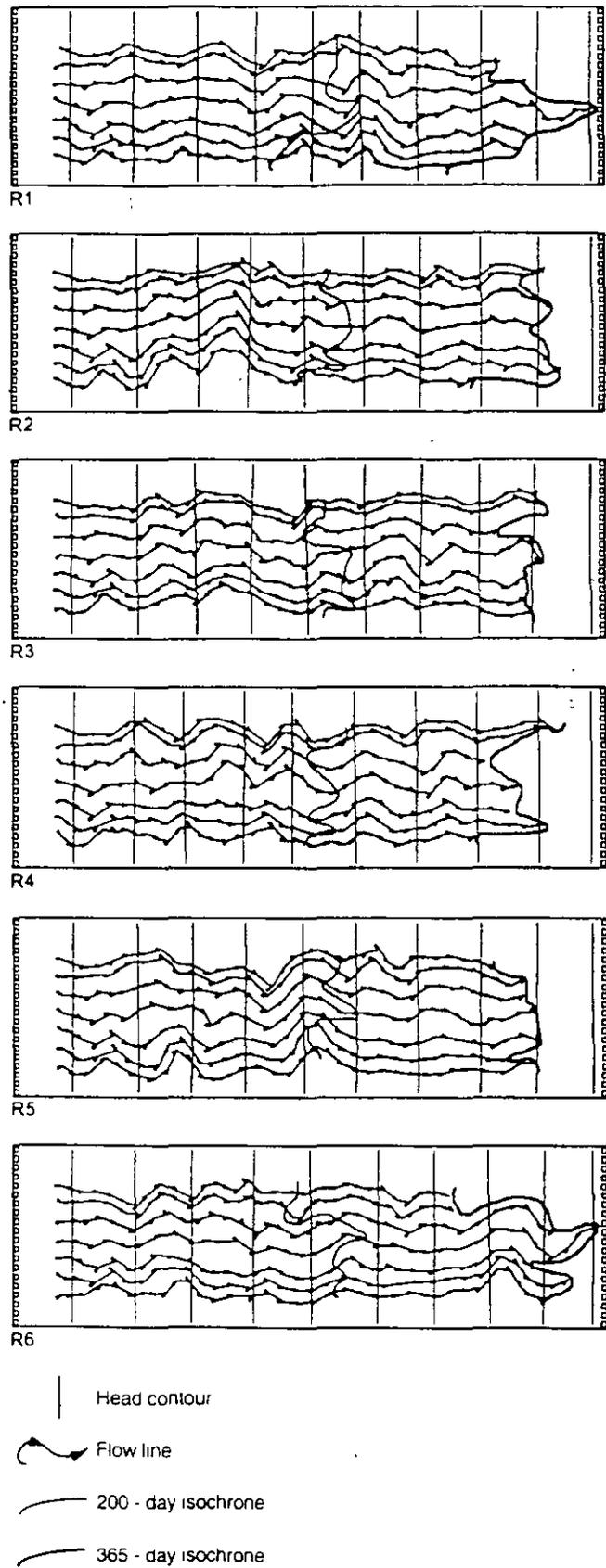


Fig. 4 Calculated head contours, flow lines and isochrones within a vertical cross section, based on six simulated K -field distributions of the Kladow-Gatow site Berlin, Germany (vertical exaggeration eightfold) (Both 1996)

understanding of a system and it is always possible to add further constraints to such fields, if one desires.

The notion of entropy can be used to characterize the "smoothness" of a simulated field (e.g., see Christakos 1990; Journel and Deutsch 1993). It can be defined as an estimate of the mathematical expectation of the logarithm of the probability density function (pdf) of a set of random variables. For a single random variable $Z(X)$ at a point X in space with a pdf $f(v) = \text{prob}[Z(X) = v]$, the univariate entropy is defined as:

$$S_1 = - \int_{-\infty}^{+\infty} \ln(f(v)) f(v) dv$$

For two random variables $Z(X)$, $Z(X+h)$ at points X and $X+h$, respectively, with a bivariate pdf

$$f(v, w) = \text{prob}[Z(X) = v \text{ and } Z(X+h) = w],$$

bivariate entropy is written as a function of the lag distance h :

$$S_2(h) = - \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \ln(f_h(v, w)) f_h(v, w) dv dw$$

The bivariate entropy is thus a tool that expresses in a single function of the lag h both the nature of the K distribution and its variogram. It can thus be used to measure the "smoothness" of random fields.

To evaluate this, we conducted numerical experiments on a synthetic aquifer that we intentionally created as a "smooth" field (Fig 5, log-permeability values in the range 10^{-2} – 1.25×10^{-1} m/s). It was produced by kriging from a few selected values, on a rectangular grid of 3348 square blocks of 4 units length; it has a cubic variogram without nugget effect with a range of 90 length units. We then sampled the synthetic aquifer at regular grid points (50–100 sample points), performed sequential Gaussian simulations of the field conditioned on the sample points, and then compared the simulated aquifers with the "true" one. In this work, we assumed that the true variogram of the log-permeability is known, except for its nugget effect, which characterizes the small-scale variability, the inference of which is never accurate (Delay and Marsily 1994; Marcotte 1995).

The first simulations were carried out with the true variogram of the reference aquifer, without local variability (no nugget effect). A visual appraisal of the results (Fig 6 conditioned with 75 points) shows more spatial disorder in these simulations than in the reference reservoir. Moreover, the simulations do not improve when the data set is increased beyond 75 conditioning points, regularly distributed in space. A second simulation was carried out, with 100 sampling points, artificially increasing the local variance (the nugget of the variogram) up to 12% of the total variance, which was kept constant; results are shown in Figure 7. The spatial disorder of the simulated fields strongly increases when this local variance is added, indicating

that this is a very sensitive parameter of the "disorder" of simulations, which is in general poorly estimated from the data. But this excessive disorder of the simulations exists even in Figure 6, where there is no nugget effect.

The calculation of the discrete bivariate entropy of the simulated fields is shown in Figure 8. All fields are based on 100 sampling points, using the exact variogram, but with no nugget effect (S3) or, respectively, a nugget effect of 4, 8, or 12% of the total variance, which is kept constant (S3B to S3D). This figure shows that the larger the local variability of the fields (i.e., the nugget effect), the higher the "visual" spatial disorder of the simulations and the higher the values of the bivariate entropy at short lag distances h . At this stage, the work in progress consists in integrating this original measure of the simulation disorder into an optimization tool, e.g., as part of the objective function of a simulated annealing approach. Thus, we intend to reinforce the conditioning of simulations so that they possess any a priori bivariate entropy, if one so desires.

The Truncated Gaussian Method of Facies Simulation

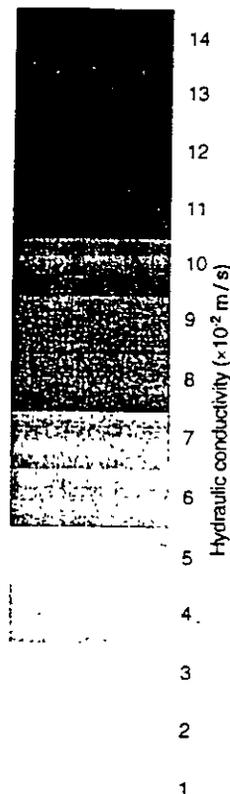
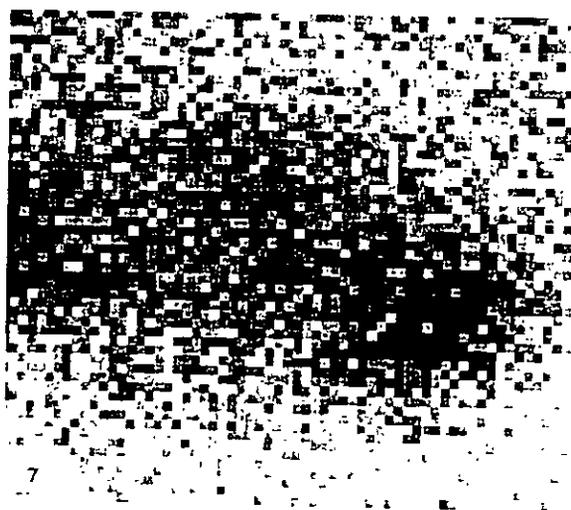
The Gaussian thresholds method (Matheron et al. 1987, 1988; Galli et al. 1990; Guerillot et al. 1990) is another technique for simulating the geometry of facies in three dimensions. It starts with the definition of a continuous function $F(X)$, where X is a point in three-dimensional space and F is a Gaussian random function. To associate F at a point X with a facies, one divides the interval over which F is defined ($-\infty, +\infty$) into a series of continuous intervals. For example, a "coarse sand" facies will be associated with any value of F in the range $(-\infty, -1.96)$, a fine sand will be between $(-1.96, +1.645)$, silt between $(+1.645, +2.38)$, and clays between $(+2.38, +\infty)$. The three threshold values chosen in this manner define four facies. The cumulative probability of the normal distribution function between $(-\infty, -1.96)$, equal to 2.5%, represents the observed percentage of coarse sand in the formation, and the one between $(-1.96$ and $+1.645)$, equal to 92.5%, represents the percentage of fine sands, etc. Any large set of random samples of function F , transformed into a set of facies through the above convention, will produce percentages of each facies equal to the observed percentages.

In order to assign these facies distributions in space, one generally uses very fine grids. For example, to simulate a secondary basin within the greater London basin, UK, Mackay and Riley (in press) used grid cells of 16×16 m over 10 cm for a zone of 51×41 km over a thickness of 500 m, yielding a total of 40 billion cells. If a sampled value of the function F is assigned to each grid block without constraints, the facies generated in this manner would be discontinuous and irregular types. They would contain the right proportions of sediment types but would not reproduce the real stratification. To recreate the stratification as well as the correct suc-

Fig. 5 Synthetic aquifer hydraulic-conductivity distribution, produced by kriging on 62×54 square blocks of 4-unit length with a cubic variogram with a range of 90-unit length. K values range from 10^{-2} (light gray) to 1.25×10^{-1} m/s (dark gray), in \log_{10}

Fig. 6 Sequential Gaussian simulation of the hydraulic conductivity of the synthetic aquifer, shown in *Figure 5*, produced with the "true" cubic variogram and no nugget effect (each pixel of the simulation is a square of 4-unit length) Simulation conditioned with 75 data points regularly sampled in the synthetic field:

Fig. 7 Sequential Gaussian simulation of the hydraulic conductivity of the synthetic aquifer conditioned with 100 data points and using a cubic variogram with the same range and sill as the "true" one, but with a nugget term of 12% of the sill



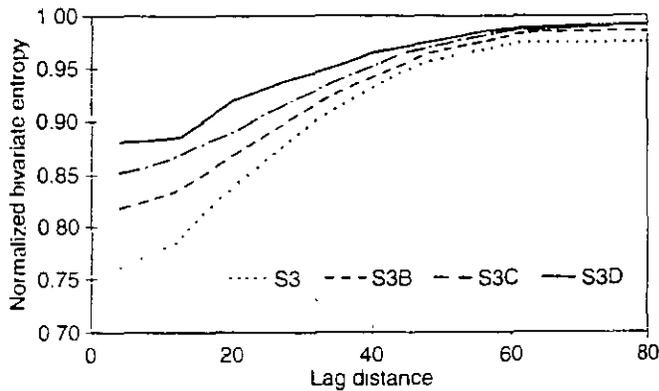


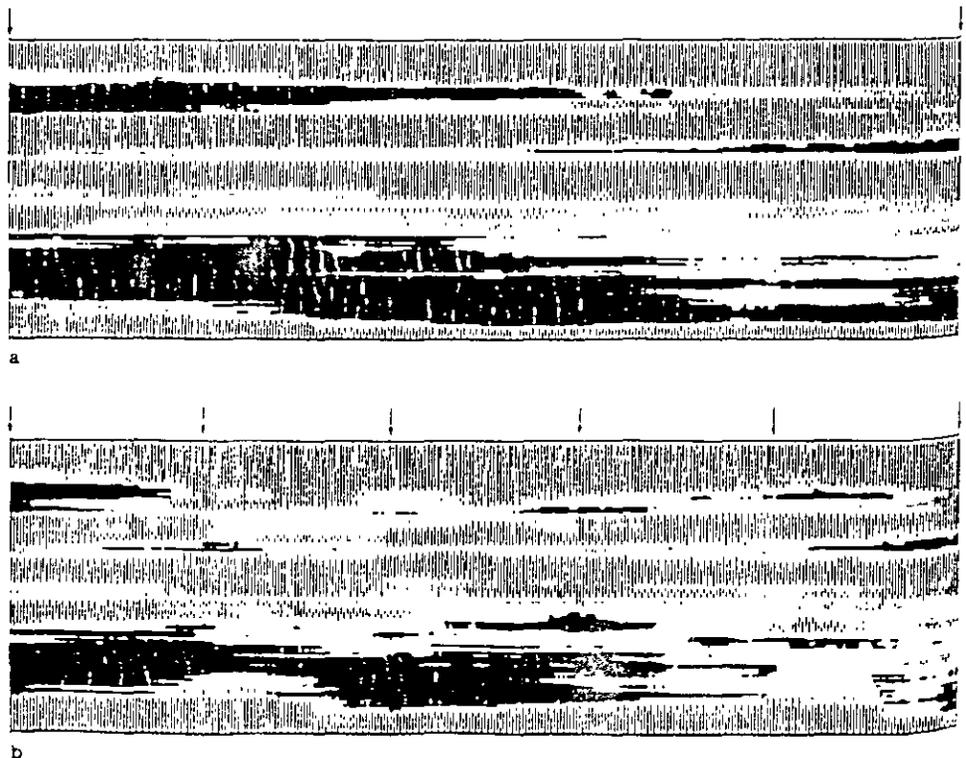
Fig. 8 Normalized bivariate entropy function calculated on four simulation series, as a function of the lag distance, in numbers of unit length *S3* no nugget effect, *S3B*, *S3C*, *S3D* with a nugget effect of 4, 8, and 12%, respectively, of the total variance

cession of facies, it is sufficient to associate a spatial covariance with the random field defined by *F*, generally anisotropic in the horizontal and vertical directions. Such a spatial covariance makes *F* continuous between neighboring points. Without it, values of *F* at neighboring points are statistically independent, and in that case, two successive random draws of *F* might produce coarse sand next to clay in an extremely disordered manner. If values of *F* at two neighboring points are correlated, the probability will increase that coarse sand occurs next to coarse sand rather than next to fine sand or clay. By selecting appropriate horizontal and vertical covariance functions, one can generate realistic

“facies” distributions in a geologic cross section, as exemplified in Figure 9. The “fitting” of a Gaussian, threshold model to a given cross section consists of first choosing the thresholds to define the facies so as to obtain the right proportions of each one. One then fits the horizontal and vertical covariance functions to field observations. For the vertical ones, borehole data are often sufficient, but for the horizontal ones, outcrops are usually necessary and the assumption is made that what is observed along the outcrops applies at depth. The Gaussian threshold method requires only one covariance for the function *F* and is thus more parsimonious than the indicator method, which requires one covariance for each indicator. The Gaussian assumption is, of course, very strong, but there is no further approximation; for instance, there is no need to neglect the cross-covariances between indicators. It is also possible to have a variable percentage of each facies over the vertical, i.e., to simulate media that have, for example, more coarse sands at the bottom and more fine sands on top, just by making the values of the thresholds depend on depth.

The Gaussian threshold method can easily be conditioned on observations in wells: one specifies values of *F* at the well locations, depending on the observed facies, then generates conditional simulations of *F* that respect the known values. It is not yet possible to condition *F* to observed hydraulic-head values (as in inverse methods), but research into this problem is in progress. Once the facies have been defined, one can (as in the indicator approach described above) associate with each facies either a single permeability or a

Fig. 9a,b Example of a three-facies threshold Gaussian model. The vertical/horizontal scale ratio is 1:3. a The two extreme vertical lines (arrows) are used as conditioning data. b The same vertical lines plus four additional ones in-between (arrows) are used as conditioning data. (From Matheron et al. 1988)



distribution of permeabilities that is either random or correlated in space.

Typically, the geologic simulation grid is much too fine to be accommodated in current numerical flow models (40 billion cells used by Mackay and Riley, in press, as compared with less than one million in most flow models). It is therefore necessary to combine a large number of facies cells to create a single hydraulic cell. A recent review of upscaling techniques available for this purpose is in Renard and Marsily (1997).

Boolean Methods

In the petroleum literature the Boolean method was popularized in 1986 by Haldorsen and Chang under the term "stochastic shales" (see also Haldorsen and Damsløth 1990, and Fayers and Hewett 1992). The method entails generating "objects" in space that have deterministic shapes but whose position and dimensions are random. *Figure 10*, from Haldorsen and Damsløth (1990), shows an example of such objects in the form of "shoe boxes": Each dimension of a box is drawn independently from a given (usually uniform) probability distribution as is its center (generally drawn from the Poisson distribution). Each "box" is assumed to represent a facies, such as a sand lens embedded in another facies such as a clay matrix between the boxes. A permeability value is then simply attributed to each "box" and another value to the homogeneous material between the boxes. Superimposing a grid on this framework allows one to calculate flow going through it.

However, there are many problems. Firstly, it is necessary to choose the right geometry for the objects, and this opens up infinite possibilities. For example, in a fractured medium, the traditional choice is a circular

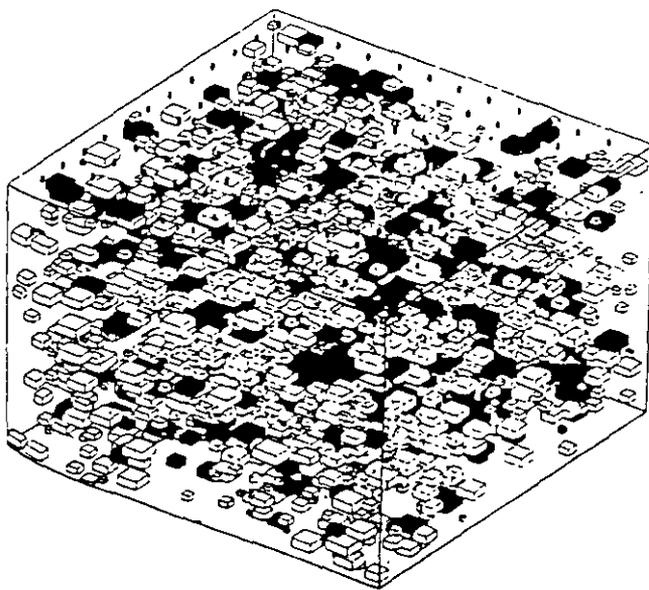


Fig. 10 Example of a Boolean model of sedimentary facies (from Haldorsen and Damsløth 1990) Copyright Soc. of Petroleum Eng.

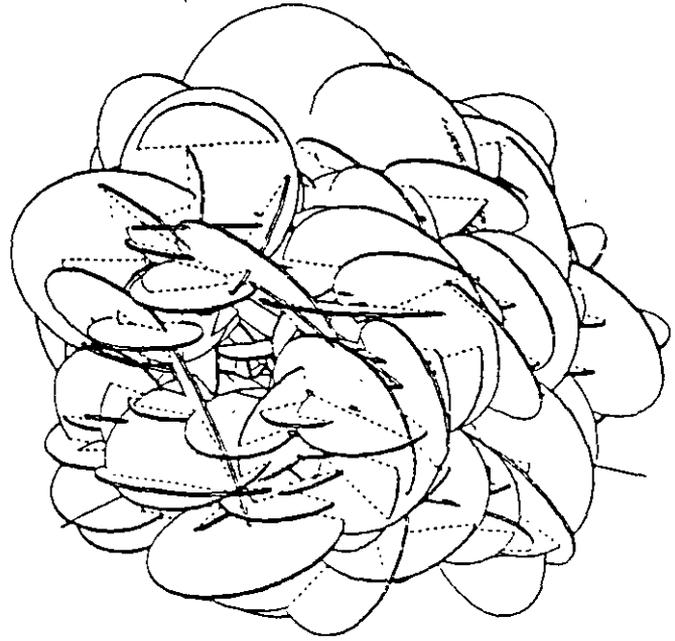


Fig. 11 Example of a Boolean model of fractured media (from Billaux 1990, BRGM Document n°18)

disk of random size and orientation as shown in *Figure 11* (e.g., see Billaux 1990). In an alluvial or delta channel, the suggestion has been made to choose half-moon cross sections with a large, zigzag longitudinal extension as shown in *Figure 12* (from Haldorsen and Damsløth 1990). Here, the art of the geologist can express itself fully. Various types of objects can be superimposed to represent several different facies (e.g., coarse sand, fine sand, silt, clay). One must, however, decide which facies to choose when two objects overlap or prevent objects from overlapping by eliminating those that do. One has to decide what permeability to attribute to each facies: constant, randomly drawn from a certain range, variable inside one object, etc.

In particular, one must select the distributions from which the position and the geometry of the objects are drawn. For both the density and the vertical dimension, this can be done on the basis of information provided by borehole data. For horizontal dimensions and orientations one must, however, use data from outcrops in order to sample the lengths and directions of the "objects" and then assume that they are the same within the rock. Moreover, the outcrops must be such that these structures are easily visible. In fractured media, the orientations and lengths of fractures are often visible on surface outcrops and along the walls of underground drifts. Another unanswered question is: How to condition the simulations on data? It is very difficult to condition simulations so as to make them consistent with the geologic cross sections as derived from borehole data. Conditioning is generally done by introducing, in a non-random manner, objects observed in the course of drilling (while selecting randomly the non-ob-

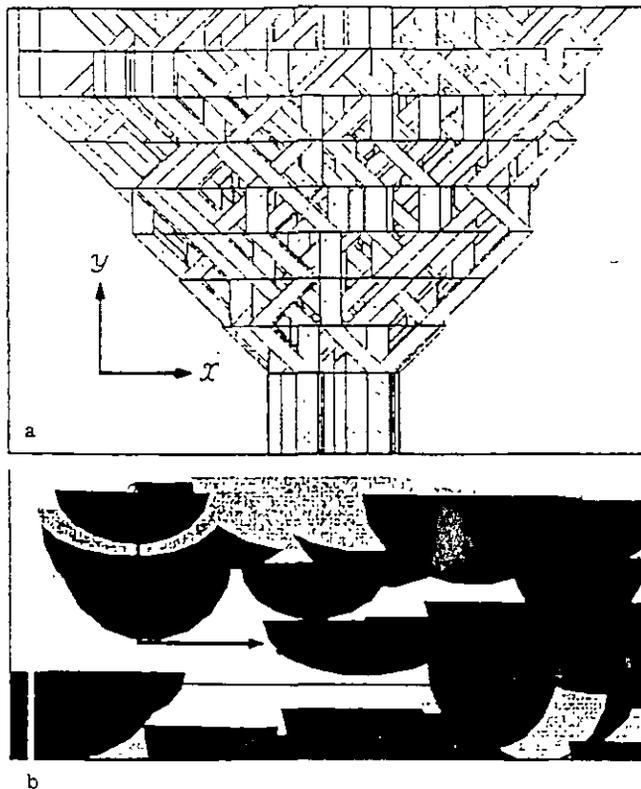


Fig. 12a,b Boolean model of deltaic sedimentation. a Plane view, b cross section (Haldorsen and Damsleth 1990) Copyright Soc of Petroleum Eng

served lengths) and adding other random objects to the medium until the right density is obtained, but eliminating random objects that cross a borehole where they have not been observed, as done by Andersson (1984) for fractured rocks. However, such conditioning is imperfect and empirical. Furthermore, results of conditioning by hydraulic-head data are not available at present, although research is being done along these lines. An application of the Boolean model to alluvial media occurs, for example, in Stauffer et al. (1993)

Simulations of Sedimentary Processes

The last method to be discussed is still in its infancy and presently very few publications with hydrogeologic applications are available. Its aim is to generate facies, not by simulating statistical processes that resemble observed distributions but as a result of a physical sedimentation process. In this way, one goes one step further into the physical processes and the effort is concentrated on the mechanisms that create the deposits in the course of time as functions of the climate, the slope of the terrain, erosion, solid transport, etc. The deposited facies then appear as by-products of the sedimentation modeling. The full hydrodynamic flow equations in rivers, coupled with the sedimentation equations, are commonly solved in hydraulic engineering, but they are

very complex. They cannot be applied over several centuries in large basins. They can be used only in small areas and over a small number of years, e.g., for calculating the impact of the construction of a bridge on erosion in a stream or on the silting-up of a harbor in an estuary.

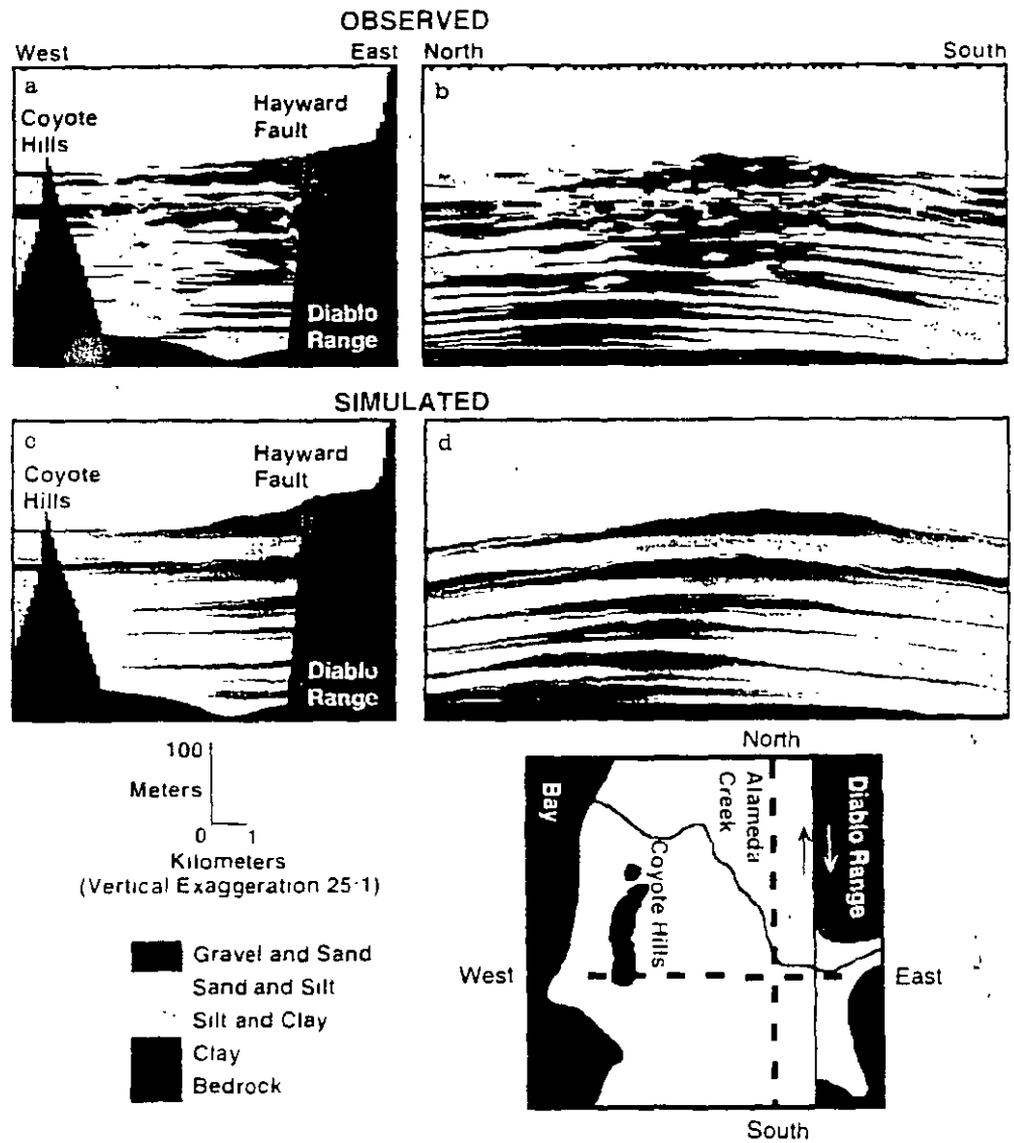
Most simulations are, therefore, based on simplifications. The theory of Tetzlaff and Harbaugh (1989), developed at Stanford, is perhaps the most complete. They generate a succession of floods in rivers or deltas, simulating flow rates in rivers, sedimentary load, and sedimentation, followed by a possible reactivation of all or part of these sediments by erosion, in the course of ensuing floods. The feature governing erosion/sedimentation in the basin is the geometry of the deposit at any given time.

One of the most innovative achievements in hydrogeology is perhaps the work by Koltermann and Gorelick (1992) on the sedimentation of the San Francisco Bay, California. These authors simulated the sedimentation in the bay over 600,000 years, starting with a reconstruction of the climate on the west coast of the United States, by analyzing the isotopic data of oxygen from cores taken at sea. Then, they reconstructed variations in sea level, and finally, of the solid load of the rivers according to the climate. The last was done by observing present-day variations of this load in the California rivers that flow over similar formations as function of their latitude: high latitudes provide the values to simulate humid periods, and lower ones to simulate dry periods. Although their simulation requires huge amounts of computer time and storage (250 CPU units on an IBM 3090-600 J super computer), one must admit that the result, depicted in Figure 13 provides a very realistic representation of the real sedimentary structure insofar as it has been explored by boreholes.

However, the method cannot be conditioned on observations in boreholes. At present, there is no way of "forcing" the simulation to respect observed facies. Only one simulation was produced, as opposed to methods that generate many equally likely simulations. It is possible, in principle, to generate several simulations by the genetic method, because the succession of floods has a large random component, but the cumbersome calculations make this impossible at present.

Paola et al. (1992) have also simulated sedimentation processes in basins with the aim of understanding the role of various factors, such as variations of total sediment or water fluxes, increase in coarse sediment flux, and variation of the subsidence rate and of its spatial distribution (driven by tectonics). However, they used a simplified form of the equations of flow and sediment transport in two dimensions, which can be reduced, under some assumptions, to the linear diffusion equation, making it very easy to solve. The diffusivity is a function of sediment particle size and water flux, with two limiting values, one for braided streams and one for meandering streams. This simplified transport equation was coupled with a sediment-partitioning model

Fig. 13a-d Simulation by the genetic method of the sediments in the San Francisco Bay, California, USA. **a,b** Observed sections. The data are from 63 boreholes (shown as ticks on the upper lines of **a** and **b**). **c,d** Simulated sections. The lateral shift, visible on both the observed and simulated cross sections, is the result of the displacement of the Hayward fault (Koltermann and Gorelick 1992). Copyright Am. Ass. For the Advancement of Science



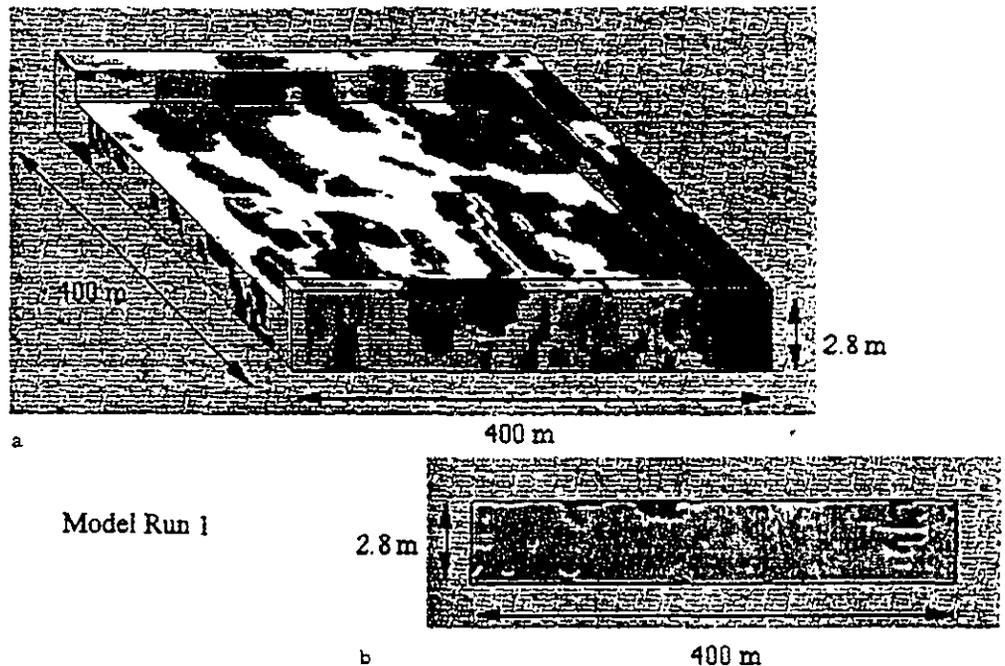
The authors examined the response of a theoretical alluvial basin to variations in each of the four basic variables of the model: input sediment flux, subsidence rate, gravel flux, and diffusion coefficients. The responses depend on the time scale of the variations relative to the specific equilibrium time of the basin. From these theoretical results, Heller and Paola (1992) interpreted geologic records of a real basin and determined, for their specific case, which one of the four variables was driving the system.

Granjeon (1996) also developed a deterministic diffusion model to represent sedimentation. The motion of the sediment load and the sedimentation rate are governed by a diffusion equation with various coefficients for each lithology and for each sedimentation zone (continental or marine). Using this model in an inverse mode, he reconstructed the volumetric space generation rate or "accommodation rate" (subsidence + eustasy, or sedimentation + bathymetry) from borehole data and stratigraphy of a real basin.

Webb (1995) and Webb and Anderson (1996) developed a computer code that simulates a three-dimensional braided channel system. Based on the random-walk method of sediment transport, this model first creates a braided network and then uses hydraulic equations to describe the hydraulic geometry of the channel, its shape and the braided channel geomorphic surface. Each individual channel has a width, depth, and discharge value that are associated with a Froude number and with the sediment facies likely to fill up the channel. This model cannot be directly conditioned on site data but produces a realistic approximation of the three-dimensional spatial distribution of sediment units in braided stream deposits, as shown in Figure 14.

At the University of Paris VI, we are currently testing another idea for alluvial deposits. On the basis of empirical observations and hydrodynamic equations, we are trying to determine global rules of sedimentation and erosion in rivers according to their morpho-

Fig. 14a,b Simulation by the genetic method of alluvial sediments. **a** Distribution of hydraulic conductivity, **b** tracer concentration at the downstream end of the block, for a continuous injection of tracer. (From Webb and Anderson 1996)



gy and geometry. We first divide the sediment load into four lithologies (gravel, sand, sandy silt, clay). Then, for each lithology, we determine a set of empirical transport rules, using a particle-tracking approach. Here, a particle is an elementary volume of a given lithology. Each particle will move along the stream and will “decide” to settle depending on the geometry of the river, e.g. the radius of curvature for a meandering channel, based on a random decision factor. Deposited particles may also be eroded. To reconstruct an alluvial aquifer, we need to know the climatic fluctuations that govern river patterns by modifying the solid and liquid discharge rates and the sediment-load grain-size distribution. Since the end of the last glacial era in Europe, streams have alternated between meandering periods and braided-river periods. For each period, motion and sedimentation patterns are different. From time to time, we randomly generate catastrophic events such as major floods, which often drastically modify the river morphology. The random part in this model allows us to simulate several images of the alluvial flood-plain aquifer. At the beginning of each period, it would be possible to constrain the stream location when it is known from field data, thus imposing some degree of conditioning. An example of the deposit created by this method is given in *Figure 15*.

Conclusion

Where do we go from here? For present-day applications, it seems that geostatistical simulations (Gaussian threshold or indicators, for facies, and Gaussian or non-Gaussian simulations, for parameters) are readily available tools. They have the immense advantage that they

can be fully conditioned on all the available local information, even on indirect data such as hydraulic heads, and they leave no empirical decisions to the user once the statistical parameters have been established. This is particularly important when uncertainties have to be estimated, as in nuclear waste disposal or petroleum exploration, where subjective “bias” is to be avoided whenever possible.

Boolean methods are best suited to “objects” whose shape is assumed to be known, such as fractures. For sediments, their role is less clear, especially because they are very hard to condition on data and therefore are more subjective.

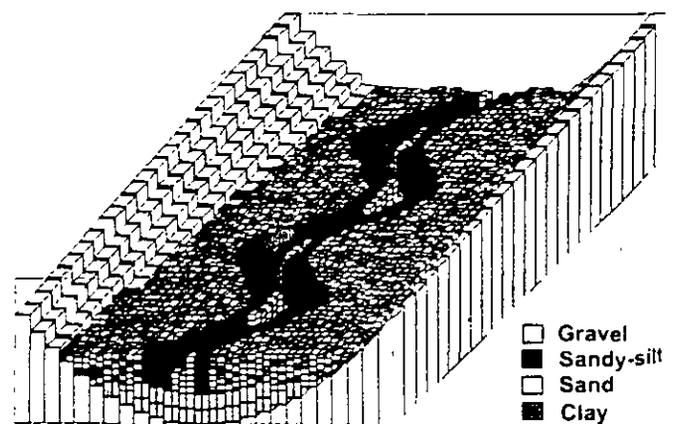


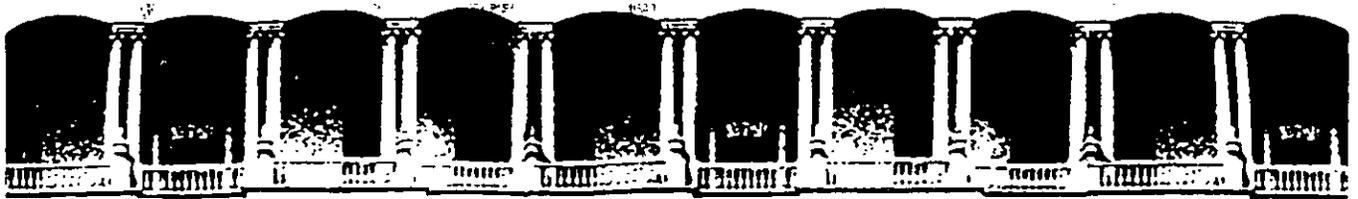
Fig. 15 Filling of an alluvial flood plain with a meandering stream. *White section* initial topography of the bedrock; *gray section* small “particles” of sediments deposited on the bedrock, with four different sediment classes. The meandering river channel occurs in the center. No scale, but intended to represent square kilometers

At present, dynamic sedimentation models are still only research tools, but they provide a means of introducing a genetic perspective into the description of the heterogeneity, which statistical models fail to achieve. Since realistic modeling of the flow of water and sediment transport in streams over thousands of years is presently impossible (due to lack of historical data, poor definition of the governing processes on geologic space-time scales, and insufficient computer resources), a compromise must be found between simplified sediment transport rules, type of available information on sediment structure, and type of heterogeneity produced by the model, in order to fulfill the needs of hydrogeologic applications. It is, however, conceivable that, in the future, the geostatistical and the genetic approaches could be combined, e.g., by using the latter to build the statistical tools for the former (variograms, distributions, etc.), or by post-processing the genetic simulations to make them conditioned on local observations.

References

- Ahmed S, Marsily G de (1987) Comparison of geostatistical methods for estimating transmissivity using data on transmissivity and specific capacity. *Water Resour Res* 23:1717-1737
- Ahmed S, Marsily G de (1988) Combined use of hydraulic and electrical properties of an aquifer in a geostatistical estimation of transmissivity. *Ground Water* 26:78-86
- Annea S, Marsily G de (1993) Cokriged estimation of aquifer transmissivity as an indirect solution of the inverse problem: a practical approach. *Water Resour Res* 29:521-530
- Andersson JA (1984) Stochastic model of a fractured rock conditioned by measured information. *Water Resour Res* 20:79-88
- Anderson MP (1996) Characterization of geological heterogeneity. In: Neuman SP, Dagan G (eds) *Stochastic subsurface hydrology*. Cambridge University Press, New York
- Billaux D (1990) Hydrogéologie des milieux fracturés. Géométrie, connectivité, et comportement hydraulique. PhD dissertation, Ecole des Mines de Paris, Document du BRGM no 186. Orleans, France, 310 pp
- Both A (1996) Erlassung und Reproduktion der engraumigen Struktur von Durchlässigkeitsbeiwerten zur Quantifizierung der Variationsbreite von Modellergebnissen. Diplomarbeit, IfGGG, FB Geowissenschaften, Free University Berlin, 73 pp
- Cartera J, Neuman SP (1986) Estimation of aquifer parameters under transient and steady-state conditions. I. Maximum likelihood method incorporating prior information. *Water Resour Res* 22:199-210
- Christakos G (1990) A bayesian-maximum entropy view to the spatial estimation problem. *Math Geol* 22:763-777
- Delay F, Marsily G de (1994) The integral of the semivariogram: a powerful method for adjusting the semivariogram in geostatistics. *Math Geol* 26:301-321
- Delhomme JP (1979) Spatial variability and uncertainty in groundwater flow parameters: a geostatistical approach. *Water Resour Res* 15:269-280
- Deutsch CV (1992) Annealing techniques applied to reservoir modeling and the integration of geological and engineering (well test) data. PhD dissertation, Stanford University, Stanford, California
- Deutsch CV, Journel AG (1992) *GSLIB: Geostatistical software library and user's guide*. Oxford University Press, New York
- Fayers FJ, Hewett TA (1992) A review of current trends in petroleum reservoir description and assessing the impacts on oil recovery. In: Russel TF et al. (eds) *Mathematical modeling in water resources*, 2. Computational Mechanics Publications, and Elsevier, Amsterdam, pp 3-33
- Galli A et al. (1990) Combining geology, geostatistics and multiphase flow for 3D reservoir studies. Proceedings of the 2nd European Conference on the Mathematics of Oil Recovery, Arles, France, published by Technips, Rueil, France
- Gomez-Hernandez JJ, Srivastava RM (1990) ISIM3D: An ANSI-C three-dimensional multiple indicator conditional simulation program. *Comput Geosci* 16:395-440
- Gomez-Hernandez JJ, Cassiraga EF (1994) Theory and practice of sequential simulations. In: Soares A (ed) *Geostatistics*. Kluwer, Dordrecht, The Netherlands
- Grandjeon D (1996) Modélisation stratigraphique déterministe: conception et applications d'un modèle diffusif 3-D multilithologique. PhD dissertation, Rennes University, Rennes, France, 280 pp
- Guerillot D, Rudkiewicz JL, Ravenne C, Renard G, Galli A (1990) An integrated model for computer-aided reservoir description, from outcrop study to fluid flow simulations. *Revue l'Institut Français Pétrole* 45:71-77
- Gutjahr A, Bullard B, Hatch S, Hughson L (1994) Joint conditional simulations and the spectral method approach for flow modeling. *Stochastic Hydrol Hydraul* 8:79-108
- Haldorsen HH, Chang DM (1986) Notes on stochastic models from outcrop to simulation models. In: *Reservoir characterization*. L. W. Lake and H. B. Carroll, Jr. (eds) Academic Press, New York, pp 152-167
- Haldorsen HH, Damsleth E (1990) Stochastic modeling. *J Petrol Technol* 42:404-412
- Heller L, Paola C (1992) The large-scale dynamics of grain-size variations in alluvial basins. 2. Application to syntectonic conglomerate. *Basin Res* 4:91-102
- Journel AG (1989) *Fundamentals of geostatistics in five lessons*. Short course in geology, 8. Am Geophys Union, Washington, DC, 40 pp
- Journel AG, Deutsch CV (1993) Entropy and spatial disorder. *Math Geol* 25:329-355
- Journel AG, Gomez-Hernandez JJ (1993) Stochastic imaging of the Wilmington clastic sequence. *SPE 19857*, SPE Formation Evaluation, pp 33-40
- Killey RWD, Champ DR, Nakamura H, Sakamoto Y (1990) The glassblock site radionuclide migration study: database review and current studies. In: Molyaner G (ed) *AECL-10308*, AECL, Chalk River, Canada, 866 pp
- Killey RWD, Klukas M, Sakamoto Y, Munch JH, Young JL, Welch SJ, Risto BA, Eyvindson S, Molyaner G (1994) The CRNL glass block experiment: radionuclide release and transport during the past thirty years. Report, AECL, Chalk River, Canada, 174 pp
- Kolterman CE, Gorelick SM (1992) Paleoclimatic signature in terrestrial flood deposits. *Science* 256:1775-1782
- Kolterman CE, Gorelick SM (1996) Heterogeneity in sedimentary deposits: a review of structure-imitating, process-imitating, and descriptive approaches. *Water Resour Res* 32:2617-2658
- Mackay R, Riley MS (in press) A method for geologic media generation. Part I. Application to the formations of the Harwell region, Oxfordshire, UK. *J Contam Hydrol*
- Mantoglou A, Wilson JL (1982) The turning band method for simulation of random fields using line generation by a spectral method. *Water Resour Res* 18:1379-1384
- Marcotte D (1995) Conditional simulation with data subject to measurement errors: post-simulation filtering with modified factorial kriging. *Math Geol* 27:749-762
- Marsily G de (1993) Quelques méthodes d'approches de la variabilité spatiale des réservoirs souterrains. *Hydrogéologie* 4:259-268
- McLaughlin D, Townley LR (1996) A reassessment of groundwater inverse problem. *Water Resour Res* 32:1131-1161

- Matheron G (1965) Les variables régionalisées et leur estimation. Masson, Paris
- Matheron G (1973) The intrinsic random functions and their applications. *Adv Appl Probability* 5:438–468
- Matheron G, Beucher H, Fouquet C de, Galli A, Guenilot D, Ravenne C (1987) Conditional simulation of the geometry of fluvio-deltaic reservoirs. *Soc Petroleum Engineers, SPE* 16753
- Matheron G, Beucher H, Fouquet C de, Galli A, Ravenne C (1988) Simulation conditionnelle à trois faciès dans une falaise de la formation du Brent. *Sci Terre, Série Informatique* 28:213–249
- Neuman SP (1982) Statistical characterization of aquifer heterogeneity: an overview. *Geol Soc Am Spec Pap* 189:81–102
- Paola C, Heller L, Angevine CL (1992) The large scale dynamics of grain-size variations in alluvial basins. 1. Theory. *Basin Res* 4:73–90
- Ramarao B, LaVenue M, Marsily G de, Marietta MG (1995) Pilot point methodology for automated calibration of an ensemble of conditionally simulated transmissivity fields. Part 1: Theory and computational experiments. *Water Resour Res* 31:475–493
- Renard Ph, Marsily G de (1997) Calculating equivalent permeability: a review. *Adv Water Resour* 20:253–278
- Schafmeister M-Th (1990) Geostatistische Simulationstechniken als Grundlage der Modellierung von Grundwasserströmung und Stofftransport in heterogenen Aquifersystemen. PhD dissertation. Verlag Schelzky and Jeep, Berlin, 143 pp
- Schafmeister M-Th, Marsily G de (1994) The influence of correlation length of highly conductive zones in alluvial media on the transport behaviour. In: Dracos T, Stauffer S (eds) *Transport and reactive processes in aquifers*. Balkema, Rotterdam, pp 171–176
- Stauffer S, Jussel P, Rauber M, Dracos T (1993) Effect of field-scale heterogeneities in gravel aquifers on contaminant transport in groundwater. *Proc 25th Conf of the International Association of Hydraulic Research, Tokyo*, pp 45–56
- Tetzlaff DM, Harbaugh JW (1989) *Simulating elastic sedimentation*. Van Nostrand Reinhold, New York
- Vail R, Audemard F, Bowman SA, Eisner N, Perez-Cruz C (1991) The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy, and sedimentology: an overview. In: Einsele G, Ricken W, Seilacher A (eds) *Cycles and events in stratigraphy*. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp 617–657
- Webb EK (1995) Simulation of braided channel topology and topography. *Water Resour Res* 31:2603–2611
- Webb EK, Anderson MP (1996) Simulation of preferential flow in three-dimensional, heterogeneous, conductivity fields with realistic internal architecture. *Water Resour Res* 32:533–545
- Yarus JM, Chambers RL (eds) (1994) *Stochastic modeling and geostatistics*. AAPG Comput Appl Geol 3:1–358



**FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA**

CURSOS ABIERTOS

XII CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACIÓN DE ACUIFEROS

MODULO I: GEOHIDROLOGIA

TEMA

**DIGITAL SIMULATION OF THE SCALE EFFECT IN
HDRAULIC CONDUCTIVITY**

**EXPOSITOR: ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES
PALACIO DE MINERIA
SEPTIEMBRE DEL 2000**

Digital simulation of the scale effect in hydraulic conductivity

Charles W. Rovey II

Abstract Measured hydraulic conductivity increases with the scale of testing, but the reason for this increase is not clear. Possibly, high-conductivity heterogeneities are more effective in raising hydraulic conductivity over the regional scale than at the local scale. Alternatively, borehole skin and storage effects, among others, can systematically bias the results of small-scale tests; thus, the increase may simply be an artifact of the test method.

Radial-flow tests were simulated at various scales in digital models of fractured double-porosity media. The mean hydraulic conductivity increases until the radius of influence in the test exceeds the fracture spacing. Therefore, under radial flow, hydraulic conductivity is indeed dependent on measurement scale.

The increase in hydraulic conductivity with scale is a natural consequence of heterogeneity. Over short distances, water converging toward a borehole must generally flow across heterogeneities. Therefore, small-scale tests tend to measure a weighted harmonic mean of the hydraulic-conductivity field. Over a large area, however, flow is primarily along high-conductivity heterogeneities. Therefore, large-scale tests approach a weighted arithmetic mean where high-conductivity heterogeneities have a greater influence.

Résumé La conductivité hydraulique mesurée augmente en même temps que l'échelle de l'essai, mais la raison de cette augmentation n'est pas claire. Il est possible que les hétérogénéités soient plus efficaces lorsque la conductivité hydraulique croît à l'échelle régionale qu'à l'échelle locale. Il se peut aussi que les effets de surface et de stockage du forage, parmi d'autres, puissent systématiquement biaiser les résultats des essais à l'échelle locale; ainsi, l'accroissement observé peut être simplement un artefact dû à la méthode d'essai.

Des essais en écoulement convergent ont été simulés à différentes échelles au moyen de modèles numériques de milieux fracturés à double porosité. La conductivité hydraulique moyenne augmente jusqu'à ce que le rayon d'influence de l'essai atteigne l'espacement des fractures. Par conséquent, en écoulement convergent, la conductivité hydraulique dépend vraiment de l'échelle de mesure.

L'accroissement de la conductivité hydraulique avec l'échelle de l'essai est une conséquence de l'hétérogénéité du milieu. Sur des distances courtes, l'eau convergeant vers le forage doit généralement s'écouler dans ces hétérogénéités. Les essais à l'échelle locale tendent donc à mesurer une moyenne pondérée harmonique du champ de conductivité hydraulique. Cependant, sur un secteur étendu, l'écoulement se fait essentiellement en suivant les hétérogénéités à forte conductivité. Les essais à une échelle plus large tendent alors vers une moyenne pondérée arithmétique dans laquelle les hétérogénéités à forte conductivité possèdent une plus grande influence.

Resumen Los valores medidos de conductividad hidráulica crecen con la escala del ensayo, pero la causa de este incremento no está clara. Posiblemente, las zonas de alta conductividad son más efectivas a la hora de incrementar el valor de la conductividad a nivel regional que a escala local. Además, los efectos de piel y de almacenamiento en el pozo de bombeo, entre otros, producen sesgos sistemáticos en los resultados de los ensayos a pequeña escala; por tanto, el aumento puede ser simplemente un efecto del método de ensayo usado.

Se simularon ensayos a varias escalas bajo condiciones de flujo radial en modelos digitales de medios fracturados de doble porosidad. La conductividad hidráulica media crece hasta que el radio de influencia del ensayo sobrepasa el espaciado de las fracturas. Por tanto, bajo condiciones de flujo radial, la conductividad hidráulica depende realmente de la escala de medida.

El incremento de la conductividad hidráulica con la escala es una consecuencia natural de la heterogeneidad. A distancias cortas, el agua que converge hacia un pozo debe fluir a través de todas las zonas (heterogéneas). Así, los ensayos de corta duración tienden a medir una media armónica ponderada de la conductividad hi-

Received: April 1997
Revised: January 1998
Accepted: December 1997

Charles W. Rovey II (✉)
Department of Geography, Geology and Planning,
Southwest Missouri State University, 901 S. National Ave.,
Springfield, MO 65804 USA
Fax: +1-417-997-2432
e-mail: charlesrovey@mail.smsu.edu

drálica. Si consideramos un área mayor, sin embargo, el flujo se mueve principalmente a lo largo de las zonas más conductivas. Entonces, los ensayos de larga duración tienden a la media aritmética ponderada, donde los valores de conductividad más altos tienen una mayor influencia.

Key words numerical modeling · hydraulic testing · scale effect · hydraulic conductivity

Introduction

Various authors have observed that hydraulic conductivity is an apparent function of measurement scale (e.g., Bradbury and Muldoon 1990; Sauter 1991; Rayne 1993). The usual pattern is for hydraulic conductivity to increase with measurement scale up to a point, beyond which it is approximately constant over at least several orders of magnitude in scale, as illustrated in Figure 1. Neuman (1994), Rovey (1994), Rovey and Cherkauer (1995), and Sanchez-Vila et al. (1996) have all linked this scale dependence to heterogeneity, albeit in different manners.

Most of these authors have neglected the possibility that the measured increase in hydraulic conductivity might have been forced by the method of testing. For example, skin and borehole storage effects can systematically bias small-scale field measurements toward low values. Zlotnik (1994), Hyder and Butler (1995), and Butler et al. (1996) have also shown that other factors can cause conventional slug and pressure-injection tests (both small-scale tests) to yield erroneously low values. Among these are nondarcian flow losses in

highly permeable media, noninstantaneous slug injection, and partial penetration within anisotropic media. Thus, the measured scale increase could be an artifact of the test method.

A need exists to further evaluate the underlying cause(s) of the observed scale increase in hydraulic conductivity. If the increase is real and not simply an artifact of the test methods or analyses, several important implications follow. Most obviously, slug tests would not yield valid regional-scale hydraulic conductivities, no matter how refined the methodology or analysis. Consequently, transport velocities and solute migration distances estimated from slug-test data could underestimate the true values.

Skin factors, borehole storage, anisotropy, and the other factors mentioned previously can easily be excluded from digital models. Moreover, heterogeneity can be introduced and altered at will. Therefore, models offer an ideal means of testing the relative importance of heterogeneity in relation to skin, storage, and other factors in causing the increase in measured hydraulic conductivity.

Procedures and Initial Simulations

All simulations were performed with the US Geological Survey's modular groundwater flow model, commonly called "MODFLOW" (McDonald and Harbaugh, 1984). The objective is to construct synthetic aquifers with various patterns of heterogeneity and then to simulate field tests that have yielded a scale-dependent hydraulic conductivity. This methodology partially follows that of Rayne (1993) and Sanchez-Vila et al. (1996), but with refinements described below. If mean hydraulic conductivity measured by the simulations increases systematically with scale, then the scale effect is a function of heterogeneity, not methodological shortcomings.

The most prominent field tests that have been employed are slug, pressure-injection, and pumping tests. All of these involve radially convergent/divergent flow around a line source. However, a finite-difference model does not have radial symmetry around a simulated borehole. Therefore, a set of initial simulations was completed with homogeneous conditions to ascertain how accurately MODFLOW can simulate these wellbore tests. For further control, "flownet" simulations with nonconvergent flow were also performed, as described below.

The initial simulations were completed with successively larger grids of 100×100 , 200×200 , and 250×250 nodes. For the two larger grids, a constant nodal spacing of 5 cm was maintained between rows and columns, yielding model domains as large as 12.5×12.5 m. For the smallest grid a 5-cm spacing was maintained around the center nodes, while the spacings of the outer rows and columns were increased to yield model domains as large as 30×30 m. In all cases, the models simulated a

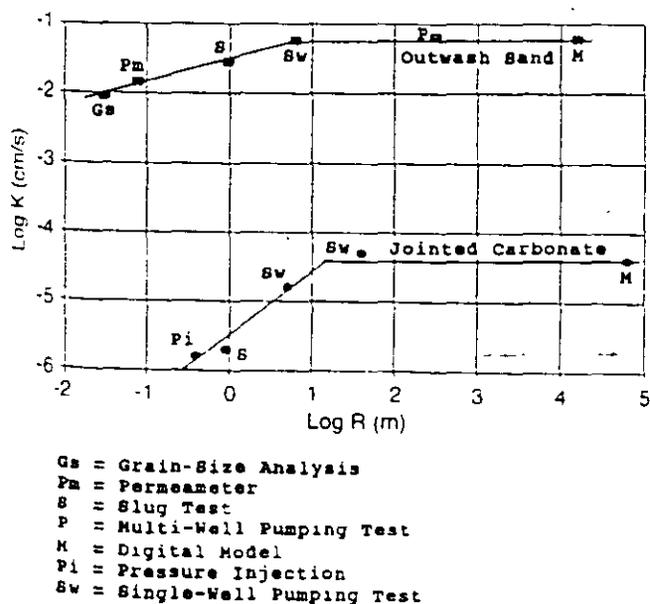


Fig. 1 Scale increase in hydraulic conductivity in fractured and porous media. R, is the approximate radius of influence for a given type of test (Alter Rovey and Cherkauer 1995, data for the outwash sand after Bradbury and Muldoon 1990)

confined aquifer 10 m thick. For wellbore tests, a fully penetrating borehole was simulated at the center node by raising its hydraulic conductivity by a factor of 100 over the remaining nodes.

Flownet simulations were enacted by selecting square areas of various sizes within the model domain. The "northern" and "southern" boundaries (along rows) were set at different constant-head values, while the side boundaries (along columns) were set to no-flow conditions. The boundary conditions thus created a desired gradient along one coordinate direction only, parallel to the model columns. The model was run to a steady state, and the mass-balance flux into the lower constant-head boundary was used in Darcy's Law to calculate hydraulic conductivity.

Slug tests were simulated by setting the storage coefficient at the wellbore equal to 1.0 (which simulates an open borehole) and the initial head to 60 cm above the remaining nodes. The initial head difference was then allowed to dissipate over time to approximately 80% recovery, and hydraulic conductivity was calculated using the Hvorslev (1951), Bouwer-Rice (1976), and Cooper et al. (1967) methods.

During pressure-injection tests, water is injected under constant pressure into a borehole between sealed packers for 5–10 min. Because the pressure is externally controlled, the gradient near the wellbore stabilizes very rapidly (within several minutes, maximum), and a quasi-steady state is reached where no significant decline occurs in injection rate. Hydraulic conductivity is then calculated with Eq. (1) (Cedergren 1977)

$$K = \frac{q}{2\pi Lh} \ln\left(\frac{L}{r}\right) \quad (1)$$

where K = hydraulic conductivity (l/t); q = injection rate (l³/t); L = tested length of borehole (l); h = differential injection head (l); r = borehole radius (l).

To simulate pressure-injection tests, the center node was given a constant head of 60 cm above the initial heads of the remaining nodes. The model simulation was run for a standard duration of 5 min, and the "stabilized" rate of water injection was measured by MODFLOW's mass-balance routine. This rate was then used to calculate hydraulic conductivity according to Eq. (1).

For pumping tests, the storage coefficient at the pumped node was kept at the background value of the remaining nodes. This avoids the problem of borehole storage entirely, so no need exists to isolate its effects in the subsequent analysis. The simulations were run for various times, depending on the model size, storage coefficient, and transmissivity, until time-drawdown plots showed a clear boundary influence. Transmissivities and hydraulic conductivities were then calculated from both Theis type-curve matching and the Cooper-Jacob time-drawdown technique (hereinafter termed the "semilog method"), using the portion of the plots prior to the onset of boundary interference.

Precision and Accuracy

For the various grid sizes and spacings and with a constant storage coefficient, hydraulic conductivities calculated from simulation results were generally reproducible to within 3%, with a maximum deviation of approximately 10% for some procedures. The accuracy, however, was more variable and generally not as great. Flownet simulations had perfect accuracy within three significant digits. For the wellbore tests, however, the simulated values had deviations from assigned hydraulic conductivities ranging from 4–60%, depending on method and storage coefficient; results are shown in *Table 1*. These deviations are consistently repeatable within the precision limits above, therefore, they are not a matter of grid design. Considering the distances and variability (5–15 m) from the simulated wellbore to the model boundaries, it is also unlikely that these deviations might have been caused by boundary interference. Nevertheless, to ensure that boundary interference was not a factor, several tests were repeated using both constant-head and no-flow boundaries. Simulation values for the two types of boundaries were within the precision limits noted above.

Correction Factors

The modeled drawdowns closely match appropriate type curves or theoretical drawdown plots, indicating that the simulations reproduced the essence of each type of test. However, systematic inaccuracies occurred among the simulated tests involving radial flow (*Table 1*). These deviations were further analyzed, because the raw values from each respective test could create a "false scale effect." For example, a direct comparison between the Cooper et al. slug-test and the pumping-test values under homogeneous conditions would indicate that the large-scale hydraulic conductivity (pumping test) is nearly 1.5 times the small-scale (slug) value. However, this difference is only a numerical artifact. Therefore, these systematic deviations, which do not depend on heterogeneity, are used to correct the raw values so that the cause of any increase in mean hydraulic conductivity under heterogeneous conditions is isolated to the measurement scale.

Three types of discrepancies are shown in *Table 1* relating to (1) type of test, (2) analytical procedure, and (3) storage coefficient. For example, with a storativity of 0.01, the pressure-injection tests give values larger than any of the slug-test analyses. For example, the Cooper et al. method of slug-test analysis gives smaller values than either the Hvorslev or Bouwer-Rice methods, which are quite similar. Decreasing the storativity causes a systematic decrease in the Hvorslev and Bouwer-Rice values, which gradually converge toward the constant Cooper et al. value.

The dependency of Hvorslev and Bouwer-Rice values on storativity was predicted theoretically by Chirlin

Table 1 Calculated hydraulic conductivity for an assigned input value of 10^{-4} cm/s. Correction factors are listed only for those methods selected for the final analysis

Test	Analytical Method	Assigned S	Calculated K (cm/s)	Correction Factor	
Pressure Injection	Eq. 1	0.01	1.6×10^{-4}	0.62	
		0.001	1.2×10^{-4}	0.83	
			9.1×10^{-5}	1.1	
			8.6×10^{-5}	1.2	
			7.7×10^{-5}	1.3	
		0.0005	1.1×10^{-4}		
			8.3×10^{-5}		
			8.2×10^{-5}		
			7.1×10^{-5}		
		0.0001	6.6×10^{-5}		
			6.2×10^{-5}		
			6.5×10^{-5}		
6.6×10^{-5}					
Pumping Tests	Type-Curve Matching	0.01	9.2×10^{-5}		
		0.001	9.0×10^{-5}		
		0.0001	9.1×10^{-5}		
	Semilog	0.01	9.7×10^{-5}	1.0	
		0.001	9.6×10^{-5}	(< 1.05)	
		0.0001	9.5×10^{-5}		
	Time-Drawdown				

(1989) and Hyder and Butler (1995), and the ratios between the Bouwer-Rice and Cooper et al. values are nearly the same as those predicted from theory, as shown in *Table 2*. The underlying reason for the dependency on storativity is straightforward. The Hvorslev and Bouwer-Rice solutions (as well as pressure-injection) assume negligible storage; consequently, water that actually enters storage around the wellbore is incorrectly assumed to flow outward beyond an effective distance, and hydraulic conductivity is thus overestimated. In contrast, the Cooper et al. method accounts for water entering storage, and its values are constant with respect to storage coefficient, even though they are less accurate in this case.

In summary, for homogeneous conditions, simulated borehole tests gave hydraulic conductivities with minor deviations from input values. For some of the tests, at least part of the deviation is caused by analytical procedures that neglect storage. The remaining deviations are probably caused by the inability of the model to perfectly simulate radial flow. Regardless, the raw conductivity values are corrected using the factors listed in

Table 1. This ensures that the true mean hydraulic conductivity is calculated for each type of test, and that systematic changes in mean conductivity will depend on heterogeneity and measurement scale, not numerical inaccuracy. As indicated in *Table 1*, pumping tests are subsequently analyzed with the semilog method, which requires no correction. Slug tests are analyzed using the Hvorslev method, mainly for convenience, but also because it was more precise and generally more accurate than the other methods.

Radius of Influence

To display the dependency of hydraulic conductivity on measurement scale, an effective length must be associated with each type of test. The effective length of each flownet simulation is taken as the square root of the test area. For the remaining tests, a radius of influence (R_i) is used as the measure of scale. For pumping-test simulations, the R_i is determined by the distance from the pumping (center) node to the model boundaries. Immediately prior to the beginning of boundary interference, the pumping is affecting the entire model domain. Thus, if the distance from the pumping well to the model boundary is 5 m, the R_i will be the same.

For the remaining borehole tests, the R_i must be obtained indirectly, and, as noted by Sageev (1986, p. 1328), the R_i "depends on the way we define it." By intuition (or simple demonstration), the R_i for a borehole test depends on transmissivity, storage coefficient, borehole radius, and test duration. The dependency on storativity is fortunate, since it provides a means of controlling the R_i of a given test method while keeping all

Table 2 Ratio between Bouwer-Rice and Cooper et al. slug test values. Model ratios are calculated from *Table 1*. Theoretical ratios are interpolated between curves in Figure 4 of Hyder and Butler (1995)

Storage Coefficient	Model Ratio	Theoretical Ratio
0.01	1.8	1.7
0.001	1.2	1.3
0.0005	1.2	1.2
0.0001	1.1	1.1

Table 3 Radius of influence for various test methods. See text for explanation

Type of Test	R_i (m)
Pressure-Injection ($S=0.01$, $K=5.0 \times 10^{-9}$ cm/s)	0.09
Slug ($S=0.01$)	0.32
Slug ($S=0.001$)	0.76
Slug ($S=0.0005$)	1.02
Slug ($S=0.0001$)	2.30

other factors constant. For example, the R_i of slug tests can be systematically increased by lowering the model storativity. This in turn affords an additional means of checking the internal consistency of simulation results. Any increase in hydraulic conductivity with scale should be apparent from different methods (e.g., pressure-injection and pumping tests) and from results of a single type of test (in this case, slugs) with varying R_i .

Both Sageev (1986) and Guyonnet et al. (1993) suggest that R_i be defined in terms of some desired degree of accuracy. Here, the interest is in the degree to which measurement scale may affect the measured conductivity. Therefore, the R_i used here is the distance from the wellbore to the model boundaries at which boundary interference causes a 25% deviation in the calculated hydraulic conductivity. For example, with an assigned hydraulic conductivity and storage coefficient of 10^{-4} cm/s and 0.01, respectively, slug tests (Hvorslev method) with extended model boundaries give a conductivity value of 1.2×10^{-4} cm/s. As the boundaries are moved closer, the same conductivity is returned until the boundaries are less than 1 m away. Thereafter, the calculated value increasingly deviates from this value.

The 25% value is subjective, but not totally arbitrary. First, it should be greater than the lowest analytical precision, which for the models is approximately 10%. Second, in the author's experience, 25% is an approximate precision for most slug tests in highly permeable media. Finally, a 25% difference would cause a deviation of approximately 0.1 log units on the plots that follow, thus, it is the minimum deviation which would be visually appreciated. This R_i corresponds to the dimensions of a square and is only approximately a true radius. It also varies with borehole radius and saturated thickness, which herein are always 2.5 cm and 10 m, respectively.

The R_i for the slug and pressure-injection tests was therefore measured by sequentially moving the model boundaries closer to the center test node. The percent deviations in calculated hydraulic conductivity were plotted against boundary distance, and the value of R_i was interpolated between data points using regression lines. Relevant values of R_i determined in this manner are listed in Table 3.

Fractured Simulations

Heterogeneity was introduced to the models to approximate a uniformly fractured double-porosity system. These models were again two dimensional with a constant saturated thickness of 10 m. For symmetry, these simulations were all conducted with a 200 row \times 200 column grid with a constant 5-cm spacing. The assigned "matrix" hydraulic conductivity was always 5×10^{-9} cm/s. Uniformly spaced "fractures" were superimposed on the matrix by raising hydraulic conductivity along individual columns and rows. For example, a 2-m fracture spacing was simulated by raising hydraulic conductivity along every 40th row and column, as shown in Figure 2, first by factors 100 and then 1000. Unfortunately, simulations with a conductivity contrast of 1000 times were unstable at the lowest storativity (10^{-4}), so simulations with this contrast were limited to storativity values of 5×10^{-4} and greater.

The models should not be interpreted as having fractures actually 5 cm wide. Instead, two equally plausible alternative interpretations are known. In the first, higher conductivities associated with "fractures" would be an equivalent value averaged over the entire 5 cm width. In the second, the 5-cm-wide strips would represent a swarm of individual fractures, each with very narrow apertures. The latter case is common in some fractured media where "fractures" are actually zones with numerous individual breaks.

Even though the representation of individual fractures is not perfect, the model simulates a fractured system quite well. When a simulated well is placed on a

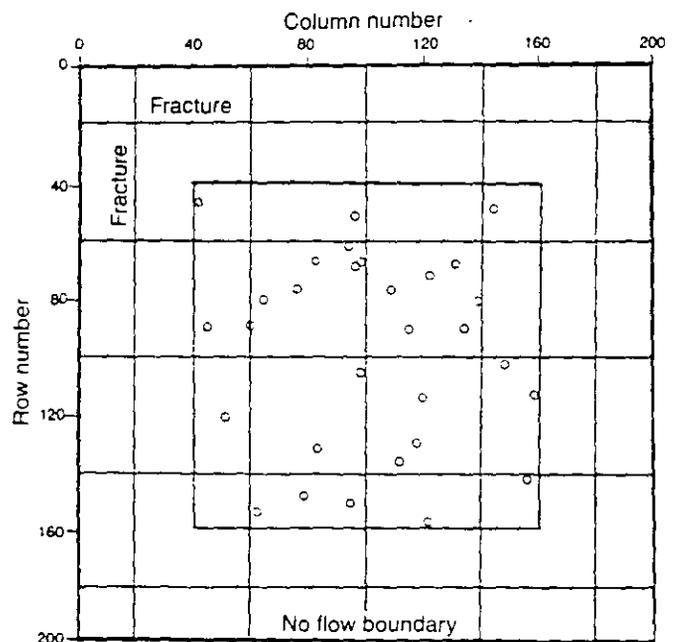


Fig. 2 Digital model representation for a 2-m fracture spacing. Grid spacing is a constant 5 cm. Dots show locations of slug and pressure-injection tests relative to model boundaries and fractures

"fracture," simulated early-time drawdowns of pumping tests follow double-porosity type curves, displaying a distinct transition between early "pure fracture" and late "fracture-block" flow. This behavior may seem paradoxical, since a single storage coefficient was used for both "fractures" and matrix. However, the nature of a double-porosity system is actually controlled by the conductivity contrast between fracture and matrix and by the corresponding ratio of total storage, not nominal storativity (e.g., McConnell 1993). That is, exaggerating the width of a fracture has the same effect on the model as increasing the storativity within the fracture.

Therefore, despite the simplicity, this model suffices for the objectives. It reproduces the pattern of heterogeneity associated with idealized double-porosity fractured systems and isolates the effects of fracture spacing and gross conductivity contrasts. The system as a whole is also isotropic, because the fracture sets are intersecting and orthogonal. The simplicity is also advantageous in that the modeled systems, along each coordinate axis, are analogous to a layered medium. Therefore, the hydraulic conductivity over the entire model domain can be calculated with Eq. (2a), commonly employed to find the equivalent horizontal hydraulic conductivity in a layered medium.

$$K_h = \frac{\sum_i K_i d_i}{d} \quad (2a)$$

$$K_v = \frac{d}{\sum_i \frac{d_i}{K_i}} \quad (2b)$$

where K_h = equivalent horizontal hydraulic conductivity, K_v = equivalent vertical hydraulic conductivity, K_i = hydraulic conductivity of layer i ; d_i = thickness of layer i , and d = total thickness.

Equation (2a) is a weighted arithmetic mean and, more generally, it describes the equivalent conductivity parallel to heterogeneity, as used here. Actually, Eq. (2a) slightly underpredicts the system's hydraulic conductivity, because flow also crosses high-conductivity "fractures." Therefore, Eq. (2b), in which a weighted harmonic mean was used to calculate equivalent vertical conductivity (or across heterogeneities), should be employed in conjunction with Eq. (2a). However, for the models here, any change in the final value is negligible. The negligible impact of high-conductivity heterogeneity oriented perpendicular to flow is a natural consequence of harmonic averaging, which assigns very low weight to the high values within a distribution. This fact plays an important role in the forthcoming discussion.

Thirty test nodes were selected with a random number generator (Fig. 2). Their locations were limited to nodes at least 2 m from the outer boundary so that the various R_i would generally be less than the distance from a test node to the nearest boundary. Values of R_i are shown in Table 3. The outer boundaries were set to no-flow conditions, so that any nominal boundary in-

fluence among the tests with the larger R_i , would lower, not raise, calculated hydraulic conductivities. The model "fractures" were also strategically placed so that the area containing test nodes would have a fracture density identical to the model as a whole (Fig. 2). The same test nodes were used in all the models to avoid possible variations in mean hydraulic conductivity caused by random fluctuations in test locations.

For each model, hydraulic conductivity was measured around each of the 30 test nodes with pressure-injection tests and with slug tests at various storage coefficients. For one model, flownet simulations were also centered around each of the test nodes. Finally, the regional hydraulic conductivity, that of the entire model domain, was measured by a pumping-test simulation using drawdowns at the test node analyzed with the semilog method. The late-time slopes on semilog time-drawdown plots are generally preferable for determining transmissivity in dual-porosity media, because the early-time transition between fracture and matrix flow can make type-curve matching difficult (McConnell 1993).

Results

Flownet Simulation

The objective of the flownet simulation is to demonstrate the variation of mean hydraulic conductivity with scale under unidirectional flow. However, this flow condition is highly unrealistic of a field situation. In the model, water is forced to flow in one direction only, either parallel or orthogonal to "fractures;" it cannot adjust its flowpath to heterogeneity. Therefore, the results, although instructive, are unlikely to have much bearing on most field problems.

The term "simulation" is also somewhat a misnomer, because it was unnecessary to simulate flow around each test node to obtain the final results. Thus, this test is more of a controlled "thought experiment." If a test area does not intercept a "fracture," the measured hydraulic conductivity should be equal to the input matrix value. If a test area intercepts a fracture along columns (parallel to the direction of forced flow), the measured conductivity should be the weighted arithmetic mean given by Eq. (2a). If the test area intercepts a "fracture" along rows (perpendicular to flow), the conductivity should be the weighted harmonic mean given by Eq. (2b). For areas that intercept one "fracture" along columns and another along rows, the theoretical conductivity can be obtained by using Eqs. (2a) and (2b) in conjunction. Initially, the simulated values and these theoretical values were within three significant digits, as was the case under homogeneous conditions. Therefore, the remaining conductivity values around each test node were simply calculated using Eqs. (2a) and (2b).

Results from the single set of flownet simulations are summarized in Figure 3. The arithmetic means do

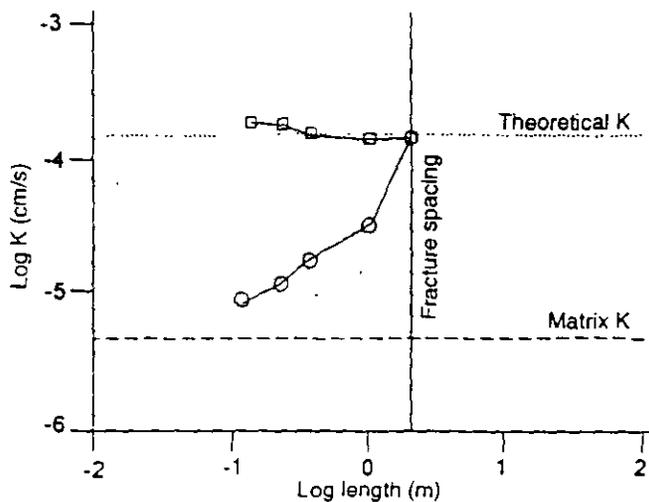


Fig. 3 Mean hydraulic conductivities measured by flownet simulations. Squares show arithmetic means, circles geometric means, of 30 measurements around test nodes (Fig. 2). The length parameter is the square root of the simulated test area. Theoretical K (upper dashed line) is that for the entire model domain, calculated from Eq. (2a)

not increase with scale. They are nearly constant and essentially equal to the theoretical hydraulic conductivity for the entire model domain (hereinafter termed the "regional hydraulic conductivity"). The slight overestimation at the smallest scale is caused by chance: the randomly located test nodes are slightly over-concentrated near the "fractures" for this particular model. Such behavior should be expected for this particular system under unidirectional flow, because the regional conductivity is a weighted arithmetic mean, the type of mean measured by each flownet test. The arithmetic average of the individual tests statistically provides the proper weighting implicit in Eq. (2a).

Commonly, field values of hydraulic conductivity are averaged geometrically, which gives greater weight to small values than do arithmetic means. For the model here, most of the smaller-scale tests measure the matrix conductivity exclusively, and the geometric means are biased toward that value. At a dimension of 2 m, the fracture density within each test area is exactly equal to the fracture density of the entire model (a 2-m spacing), and each test returns a value equal to the regional hydraulic conductivity. Therefore, the geometric means do increase with scale until the test measures a representative area where the fracture density equals that in the whole model.

It could be argued that the most appropriate method of averaging depends on the scale of the problem. In this case (intersecting fractures, continuous over the entire domain), arithmetic means of small-scale tests are more accurate for estimating the regional-scale hydraulic conductivity. On the other hand, geometric means of small-scale tests are closer to the matrix value. With reference to Figure 2, if one were interested in flow over a 5-cm distance, the geometric mean provides

a better prediction of groundwater flux than the arithmetic mean at approximately 19 out of 20 locations.

The different behavior of the arithmetic and geometric means under unidirectional flow raises the question of whether the increase in geometric means is a scale effect or not. This is a difficult question, meant only to illustrate that different methods of averaging can lead to different responses in mean hydraulic conductivity.

Borehole Tests

Four sets of simulations were completed to model borehole tests. Results of these simulations are presented in Figure 4. The pumping-test simulations, which affected the entire model domain, closely match the theoretical regional hydraulic conductivity in all cases. The pressure-injection and slug tests affect smaller areas and generally have much smaller mean values, whether geometric or arithmetic. They also show a distinct increase in mean conductivity with scale.

The largest-scale test (pumping) has conductivities ranging from 2.5–7.6 times greater than those of the smallest-scale (pressure-injection) tests, depending on the fracture density and contrast in hydraulic conductivity. The rate of increase accelerates with increasing R_i , thus, the sensitivity is greatest just prior to reaching the constant regional value.

For each model, the slug and pressure-injection tests have a similar range in value from at or near the matrix to slightly above the theoretical regional value (Fig. 4a,c). As the R_i increases, the range decreases slightly, and mean values shift from near the low toward the high end of the range (see especially Fig. 4c). That is, as the R_i increases the mean values are influenced less and less by the lower matrix conductivity and more and more by the higher fracture conductivity.

Figure 4c shows the most instructive results: mean hydraulic conductivity reaches a constant value at an R_i approximately equal to the fracture spacing. The arithmetic means of a single method (slug tests) also reach a constant value very close to the theoretical regional and pumping-test value. The extrapolated trends from the other simulations (Fig. 4a,b,d) intersect the regional value at an R_i of one to two times the fracture spacing. Unfortunately, the exact value in these cases could not be determined, due to numerical instability with smaller storativity values.

Discussion

Several important features of the field data were reproduced with the model simulations. First, the mean hydraulic conductivity increases with scale at small R_i (Fig. 4). Second, mean conductivity eventually becomes constant as measurements reach and exceed the scale of a statistically homogeneous medium. In this case,

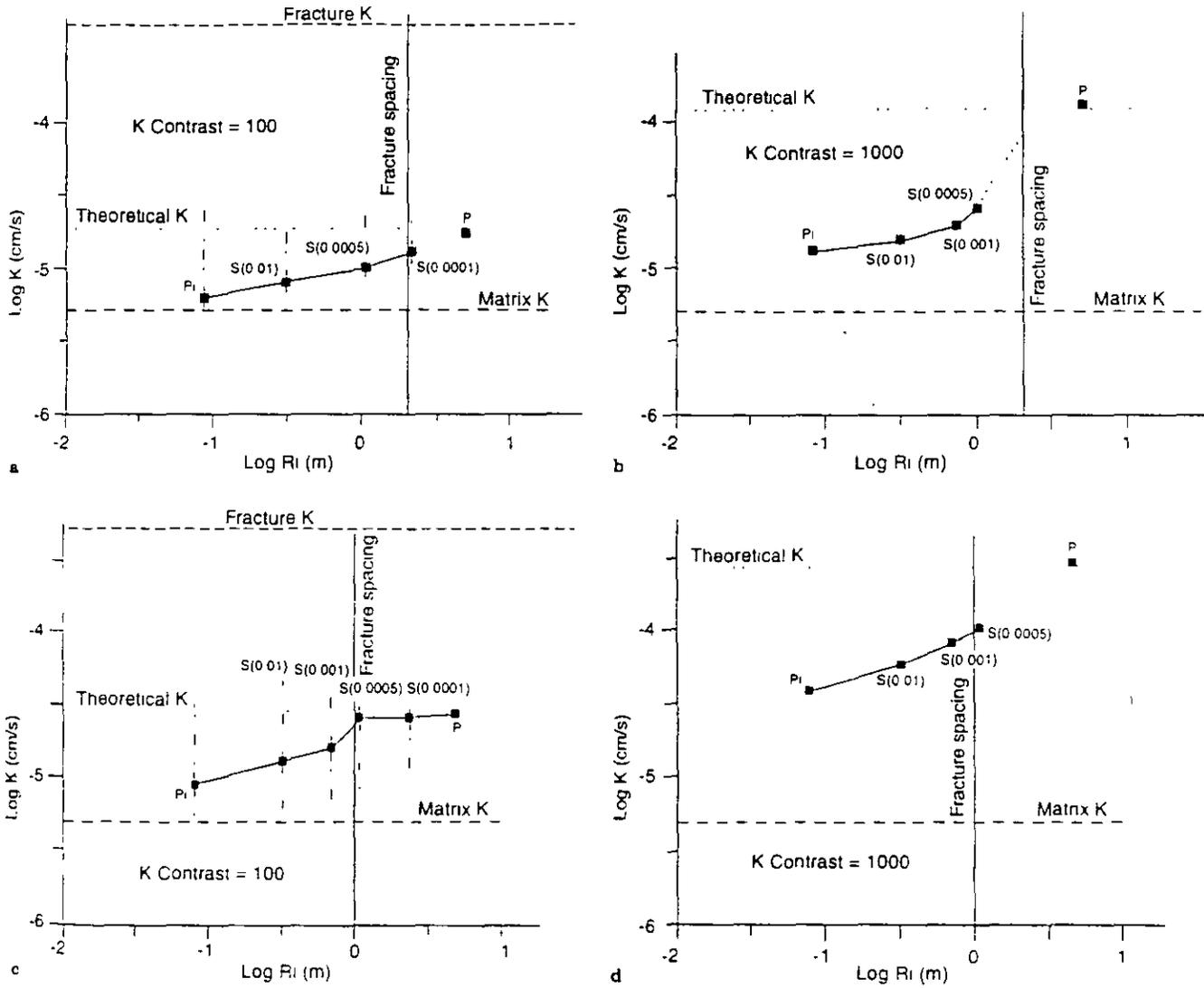


Fig. 4a-d Simulated scale increase in mean hydraulic conductivity under radial flow. Squares show arithmetic means of 30 measurements around test nodes (Fig 2). Geometric means (not shown) plot slightly below arithmetic means along the same trends. *P*i denotes pressure-injection test. *S*(*t*) Slug tests at a given storativity; *P* pumping test. The *R*_i for the pressure-injection and slug tests is taken from Table 3. Theoretical *K* (upper dashed line) is that for the entire model domain, calculated from Eq. (2a). **a** Fracture spacing equals 2 m; conductivity contrast equals 100 times. Vertical dotted-dashed lines show ranges in simulated values. **b** fracture spacing equals 2 m; conductivity contrast equals 1000 times. **c** fracture spacing equals 1 m; conductivity contrast equals 100 times. Vertical dotted-dashed lines show ranges in simulated values. **d** fracture spacing equals 1 m; conductivity contrast equals 1000 times.

ear functions over the distances measured, but the simulation results are clearly nonlinear. Possibly, an important factor influencing the field tests was omitted from the simulations. Skin factors and partial penetration are two possibilities (Butler et al. 1996; Hyder and Butler 1995) that would progressively bias (lower) the small-scale means during field testing. If the magnitude of these biases were added to the model results, the plots in Figure 4 would be closer to linear functions, like the field data. Therefore, it seems likely that the measured increase in field hydraulic conductivity is caused by multiple factors, minimally a real dependency on scale as well as test bias.

constant simulation values are reached as the *R*_i (as defined here) exceeds the fracture spacing by one to two times. Finally, the rate of increase in the simulated hydraulic conductivity is proportional to the degree of heterogeneity; in this case, the contrast in conductivity between the fractures and matrix.

The dependence of mean hydraulic conductivity on measurement scale can be understood qualitatively by considering the measured conductivity as a function of distance from "fractures," as shown in Figure 5. The measured hydraulic conductivity of the small-scale tests declines very rapidly away from "fractures." Only those nodes on or directly adjacent to "fractures" have hydraulic conductivities greater than the regional average. At distances greater than 30 cm, the smallest tests have

The main difference between the field and simulation results is instructive. The field data seem to fit lin-

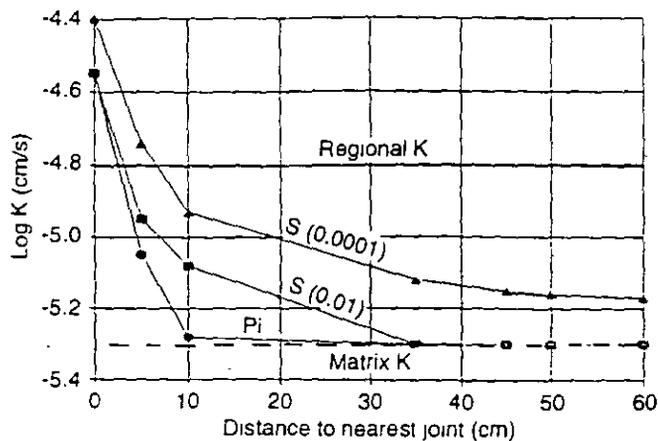


Fig. 5 Relation between simulated hydraulic conductivity and distance to closest fracture. Results are plotted for nodes that are at least twice as far from the second-closest fracture as they are to the nearest fracture. P_i refers to pressure-injection tests, S to slug tests at various storage coefficients. Results are for a joint spacing of 2 m, with a conductivity contrast of 100 times

values equal to the matrix conductivity, and the "fractures" have no measurable effect. Thus, randomly located small-scale tests give mean values lower than the regional, because most of the test locations are not on or directly adjacent to a "fracture."

Figure 5 also shows that the weighting between matrix and fractures changes as the test area expands. For example, the node 10 cm from the nearest fracture gives a pressure-injection value slightly greater than the matrix hydraulic conductivity. The test was influenced to a small degree by the nearby "fracture" but the weighting is highly biased toward the lower matrix value. As the R_i increases (slug-tests at $S=0.01$ and 0.0001), the higher fracture value has a greater influence in determining the measured hydraulic conductivity.

The scale increase observed here for a simulated fractured medium is similar to that obtained by Rayne (1993), who modeled heterogeneous porous media generated by stochastic simulation of model variograms. For his specific variogram models, pumping-test simulations gave hydraulic conductivities approximately three to seven times greater than mean slug-test values. This ratio also increased with variance in hydraulic conductivity (analogous to a greater conductivity contrast between "fracture" and matrix), as was observed here. Therefore, the greater the heterogeneity, the larger the scale increase in hydraulic conductivity. Further, this increase does not require a self-similar or affine field of hydraulic conductivity, as suggested by Neumann (1994), although such a pattern would enhance the scale effect, by increasing variance at larger scales. It seems, therefore, that hydraulic conductivity, as measured by radial flow, should increase with scale in all media as long as high-conductivity heterogeneities have distinct trends with long correlation scales. This is espe-

cially likely for most outwash aquifers (Webb and Anderson 1996). The same pattern of increasing conductivity would also be expected under nonradial flow, to the extent that boundary conditions do not force perfectly unidirectional flow throughout the entire flow domain (e.g., Sánchez-Vila et al. 1996).

Summary and Conclusions

Hydraulic-conductivity tests were simulated in a hypothetical aquifer having intersecting and uniformly spaced conductive "fractures." Under unidirectional flow, the effective regional hydraulic conductivity is a weighted arithmetic mean, and the arithmetic means of individual tests do not increase with scale.

Under radial flow to a borehole, however, the same modeled configuration has a scale increase in mean hydraulic conductivity, regardless of the method of averaging. The different results under unidirectional and radial flow indicate that heterogeneity and the type of flow are both important factors in determining the scale effect in hydraulic conductivity. This is because radial tests tend to "average" heterogeneity in different ways, depending on the scale.

A close analogy exists here with layered aquifers. On a regional scale, flow is primarily along the high-conductivity heterogeneities (joints in this case), even if it ultimately converges toward a wellbore. Therefore, the hydraulic conductivity measured by large-scale tests approaches a weighted arithmetic mean controlled by the higher values within a distribution; low values have a much smaller effect. Therefore, hydraulic conductivity measured over a large area is analogous to the higher horizontal conductivities in layered systems. At a small scale, however, the weighting is reversed. Then, a significant portion of the flow must be across the lower-conductivity matrix. Therefore, the hydraulic conductivity measured over short distances is a weighted harmonic mean. But, a harmonic mean is heavily weighted toward the low values of distribution, whereas the high values have little effect. Therefore, hydraulic conductivity measured over a short distance is analogous to the lower vertical conductivity of layered systems.

As the scale increases, a greater proportion of the flow occurs within the high-conductivity heterogeneities. Therefore, as the test area enlarges under radial flow, the weighting is shifted more and more toward the high-conductivity heterogeneities. That is, the measured hydraulic conductivity at a small scale approaches a harmonic mean of the hydraulic conductivity field, but over a large scale it approaches an arithmetic mean. The degree to which it approaches the arithmetic mean (as opposed to geometric) should depend on the degree of connection among the high-conductivity heterogeneities, which suggests that scale effects in fractured media might be useful in ascertaining the continuity and degree of connection between individual fractures.

In conclusion, radial hydraulic conductivity in jointed media does depend on the scale of measurement. To obtain regional values, the test area must exceed the scale of an equivalent homogeneous medium, the statistical scale of heterogeneity.

Acknowledgments Jeff Cawfield, Doug Cherkauer, and Jim Butler all reviewed drafts of this manuscript and made several valuable suggestions for improvement

References

- Bouwer H, Rice RC (1976) A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water Resour Res* 12 (3):423–428
- Bradbury KR, Muldoon MA (1990) Hydraulic conductivity determinations in un lithified glacial and fluvial materials. In: Nielson DM, Johnson AI (eds) *Ground water and vadose zone monitoring*. American Society for Testing and Materials, ASTM STP 1142, pp 138–151
- Butler JJ Jr, McElwee CD, Liu W (1996) Improving the quality of parameter estimates obtained from slug tests. *Ground Water* 34 (3):484–490
- Cedergren HR (1977) *Seepage drainage and flow nets*. Wiley-Interscience, New York
- Chirin GR (1989) A critique of the Hvorslev method for slug test analysis: The fully penetrating well. *Ground Water Monitor Rev*, Spring 1989, 130–138
- Cooper HH, Bredehoeft JD, Papadopoulos IS (1967) Response of a finite-diameter well to an instantaneous charge of water. *Water Resour Res* 3 (1):263–269
- Guyonnet D, Mishra S, McCord J (1993) Evaluating the volume of porous medium investigated during slug tests. *Ground Water* 31 (4):627–633
- Hvøer Z, Butler JJ Jr (1995) Slug tests in unconfined formations: an assessment of the Bouwer and Rice technique. *Ground Water* 33 (1):16–22
- Hvorslev MJ (1951) Time lag and soil permeability in ground-water observations. *Waterways Experimental Station, US Army Corps of Engineers, Bull 36*, 50 pp
- McConnell C (1993) Double porosity well testing in the fractured carbonate rocks of the Ozarks. *Ground Water* 31 (1):75–83
- McDonald MG, Harbaugh AW (1984) A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. *US Geological Survey*, 528 pp
- Neuman SP (1994) Generalized scaling of permeabilities: validation and effect of support scale. *Geophys Res Lett* 21 (5):349–452
- Rayne TW (1993) Variability of hydraulic conductivity in sandy till: the effects of scale and method. PhD Dissertation, University of Wisconsin-Madison, 134 pp
- Rovey CW II (1994) Assessing flow systems in carbonate aquifers using scale effects in hydraulic conductivity. *Environ Geol* 24:244–253
- Rovey CW II, Cherkauer DS (1995) Scale dependency of hydraulic conductivity measurements. *Ground Water* 33 (5):769–780
- Sageev A (1986) Slug test analysis. *Water Resour Res* 22 (8):1323–1333
- Sánchez-Vila X, Carrera J, Girardi JP (1996) Scale effects in transmissivity. *J Hydrol* 183 (1/2):1–22
- Sauter M (1991) Assessment of hydraulic conductivity in a karst aquifer at local and regional scale. In: *Proc 3rd Conf on Hydrogeology, ecology, monitoring, and management of ground water in karst terranes*, Dublin, Ohio National Ground Water Assoc, pp 39–56
- Webb EK, Anderson MP (1996) Simulation of preferential flow in three-dimensional, heterogeneous conductivity fields with realistic internal architecture. *Water Resour Res* 32 (3):533–545
- Zlotnik V (1994) Interpretation of slug and packer tests in anisotropic aquifers. *Ground Water* 32 (5):761–766



**FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
CURSOS ABIERTOS**

**XII CURSO INTERNACIONAL DE
CONTAMINACIÓN DE ACUÍFEROS**

MODULO I: GEOHIDROLOGIA

TEMA

HIDROLOGIA ISOTOPICA

**EXPOSITOR: FIS. ALEJANDRA CORTES SILVA
PALACIO DE MINERIA
SEPTIEMBRE DEL 2000**



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOFISICA

CIUDAD UNIVERSITARIA

DELEGACION DE COYOACAN

CODIGO 04510 MEXICO, D.F.

Alejandra Cortés Silva
Departamento de Recursos Naturales
Instituto de Geofísica
Tels: 56-22-41-34, 33 y 35
Fax: 56-22-41-98 y/o 55-50-24-86
E-mail: acortes@tonatiuh.igeofcu.unam.mx

HIDROLOGIA ISOTOPICA

SEPTIEMBRE, 2000.

***PALACIO DE
MINERIA***

CONCEPTOS BÁSICOS DE HIDROLOGÍA ISOTÓPICA E HIDROGEOQUÍMICA

Características generales de los isótopos

Los isótopos son átomos del mismo elemento químico cuyo núcleo contiene la misma cantidad de protones y diferente de neutrones. Son especies de igual número atómico, pero diferente masa atómica, con propiedades químicas prácticamente iguales. Debido a su diferencia en masa sus propiedades físicas varían. Estas especies atómicas pueden ser estables o inestables; el contenido de las primeras no cambia con el transcurso del tiempo; las inestables o radioactivas decaen en isótopos de otro elemento (Hoefs, 1980).

Los isótopos estables se encuentran como constituyentes de los elementos existentes en la naturaleza. En la mayoría de los elementos pesados, las cantidades relativas entre ellos casi no varían. Empero, en elementos ligeros, pequeñas diferencias en masa generan variación de propiedades físicas, tales como diferentes puntos de ebullición y de condensación, así como diversas velocidades de reacción.

La distribución de los isótopos de un elemento ligero entre dos compuestos que reaccionan entre sí o coexisten entre dos fases no es uniforme. Por tanto, a mayor diferencia relativa de masa entre dos isótopos de un elemento dado su fraccionamiento es más significativo y en consecuencia el efecto isotópico es más intenso.

La notación más común de los isótopos es de la manera siguiente: mE , el índice superior m representa la masa y E el elemento, por ejemplo 1H , ${}^{12}C$, ${}^{16}O$, ${}^{32}S$, etc. En su modalidad elemental o como compuesto, cada elemento tiene diversos isótopos, de los cuales actualmente algunos se utilizan como herramienta muy valiosa en investigaciones en el área de Ciencias de la Tierra.

Para el caso específico del agua todas las especies isotópicas del hidrógeno y del oxígeno se incorporan a su molécula. Por ello en cualquier masa hídrica están presentes las moléculas integradas por combinación de los respectivos isótopos. De todas las posibles combinaciones sólo tres son de interés práctico, debido principalmente a su abundancia.

Aun cuando los isótopos más comúnmente utilizados son los que constituyen la molécula de agua (${}^{16}O$, ${}^{17}O$, ${}^{18}O$ y 1H , 2H o D , 3H), en hidrología isotópica se utilizan también algunos otros isótopos ambientales que ocurren en compuestos disueltos tales como Carbono-13 (${}^{13}C$), Carbono-14 (${}^{14}C$), Azufre-34 (${}^{34}S$), Nitrógeno-15 (${}^{15}N$) y Radón-222 (${}^{222}Rn$), muy valiosos en estudios de agua subterránea (Clark and Fritz, 1997).

Notación delta

Dada la dificultad de cuantificar con exactitud suficiente el contenido absoluto de cada isótopo se ha preferido determinarlo relativamente con respecto a un estándar. Se obtiene por medio de espectrómetros de masas tipo Nier (1950); son instrumentos diseñados para moléculas según su relación carga - masa, basados en su movimiento a través de campos eléctricos y/o magnéticos (McDowell, 1963).

Los valores relativos de contenido isotópico de una muestra con respecto a uno de referencia se expresan en unidades δ (delta), determinadas así (Gat J y Gonfiantini R., 1981):

$$\delta_{mr} = [(Rm - Rr) / Rr] \times 1000$$

R es la razón (cociente) del isótopo pesado o raro con respecto al ligero o abundante, relativo a la muestra (m) y a la referencia (r). Debido a que las diferencias entre muestras y referencias son pequeñas conviene expresar los resultados en tanto por mil (‰), las relaciones entre los diversos elementos para los isótopos más usados se expresan así: ${}^{18}O/{}^{16}O$, ${}^{13}C/{}^{12}C$, D/H , ... etc.

Para fines de interpretación, el hecho de que el valor delta sea mayor que cero significa que con respecto a la referencia la muestra está enriquecida en el isótopo pesado, y para deltas menores que cero la muestra está empobrecida (Gonfiantini, 1978).

Patrones de referencia

Uno de los mayores problemas surgidos al inicio del uso de isótopos estables en agua fue la comparación de resultados obtenidos por diversos laboratorios. Por ello internacionalmente se ha aceptado que los datos isotópicos se comparen con patrones de referencia distribuidos por organismos como la IAEA (International Atomic Energy Agency) y el NBS (National Bureau of Standards).

Actualmente los datos se expresan en ‰ con respecto a un patrón internacional; esto es, cada laboratorio debe hacer una calibración del patrón de trabajo interno con respecto a una referencia obtenida de los organismos mencionados. El patrón de referencia internacionalmente aceptado como base para cuantificar las variaciones de abundancia relativas de isótopos estables de oxígeno e hidrógeno en agua es el SMOW (Standard Mean Ocean Water). Corresponde a un tipo de agua hipotética, con relaciones isotópicas iguales de oxígeno e hidrógeno implicados en este valor: el de referencia cero (Clark and Fritz, 1997).

Para muestras de agua el uso de la referencia SMOW aporta las ventajas siguientes:

A. Cortés S IGFUNAM

- I) El océano constituye los puntos inicial y final del ciclo hidrológico, por lo que se puede considerar referencia lógica de la composición isotópica de aguas naturales.
- II) Respecto del agua dulce los valores referidos al SMOW representan evaluación del fraccionamiento isotópico desde su evaporación en los océanos hasta el momento de obtención de la muestra. Tal diferenciación es resultado de procesos físicos y químicos de la historia hidrológica de cada porción de agua.
- III) Los océanos contienen el mayor porcentaje del total de agua contenida sobre la superficie terrestre, además su composición isotópica se conserva invariable

Muestreo

El muestreo para análisis isotópicos en muestras de agua es un procedimiento muy simple, pero en su obtención y manejo se deben tomar algunas precauciones, pues de esto depende un buen resultado y por lo tanto una buena interpretación. En cualquier tipo de análisis el contenedor de cada muestra se debe etiquetar con los datos más importantes del lugar de recolección.

Todas las botellas han de estar completamente llenas, cerradas con tapa y contratapa. Para el caso específico de oxígeno y deuterio se deben sellar con cera para evitar evaporación, la cual modifica el valor isotópico original y en consecuencia en la interpretación de resultados genera errores.

Para este caso oxígeno y deuterio se requiere una muestra de 70 ml. en botella de polietileno de alta densidad (HDPE, Nalgene®) o vidrio, de preferencia de color ambar, para evitar proliferación de microorganismos que pueda contener el agua.

Línea meteórica mundial

El contenido de ^{18}O expresado como relación isotópica en el agua pluvial se correlaciona linealmente con el correspondiente al Deuterio. A pesar de los factores que pueden influir en la composición isotópica de las aguas meteóricas, dentro de una misma región geográfica del globo terrestre la composición isotópica media anual del agua pluvial se mantiene aproximadamente constante. Esto se debe a que año con año los factores determinantes del fraccionamiento actúan reiteradamente.

Esta propiedad se utiliza en estudios de caracterización global de la composición de isótopos estables durante el ciclo

hidrológico a escala mundial.

Debido a que el mayor porcentaje del agua que circula en la litosfera es de origen meteórico, con el fin de obtener una mejor evaluación en investigaciones con isótopos estables y para fines de extracción de recursos hídricos subterráneos es muy importante el estudio de la precipitación mundial.

La relación en el contenido de oxígeno 18 y deuterio, determinada por Craig en 1961 para aguas meteóricas, se representa por la ecuación:

$$\delta D = 8 \delta^{18}\text{O} + 10.$$

Esta relación lineal se puede explicar por el hecho de que, en equilibrio, la diferencia de presiones entre el agua y su vapor es aproximadamente 8 veces mayor que para el valor delta de Deuterio respecto de las relativas a ^{18}O . A escala regional la relación entre ^{18}O y D suele diferir de los valores mencionados, aunque casi siempre se conserva la pendiente de 8, sólo la ordenada puede variar un poco (Fritz y Fontes, 1980, Cortés *et al.*, 1997).

Isótopos ambientales como trazadores

En hidrología el concepto isótopos ambientales generalmente se usa para describir isótopos que de manera natural ocurren en el ciclo hidrológico. La mayoría de las masas de vapor atmosférico que llevan el agua a los continentes se originan en el océano. Debido a los diversos cambios físicos que afectan a los elementos integrantes de la molécula hídrica, comparados con el agua oceánica estas masas de vapor son empobrecidas en isótopos pesados (^{18}O y D) (Gat, 1971).

Esto se debe principalmente a que en los océanos la evaporación se efectúa en condiciones fuera de equilibrio y a que el proceso de condensación que origina las precipitaciones involucra efectos cinéticos (Castillo R., 1985).

Por ello en casi toda el agua pluvial el contenido de isótopos pesados es menor que en los océanos. La condensación remueve preferentemente los isótopos pesados de la nube, así el enfriamiento continuo y la condensación progresiva empobrecen en ^{18}O y D a la masa de vapor.

El fraccionamiento isotópico durante la condensación en las nubes es un proceso dependiente fundamentalmente de la temperatura a la cual ocurre.

La presión atmosférica del momento de la condensación influye muy poco. Esto se manifiesta en la relación de la composición isotópica del agua pluvial con respecto a la temperatura media anual del lugar.

Variaciones de deuterio y ^{18}O en el ciclo hidrológico

Los diferentes tipos de agua se pueden clasificar de varias maneras. La más común es agruparlos según diversos procesos físicos y químicos, es decir, debido a variados procesos termodinámicos y de intercambio que les afectan durante su historia.

Referente a las aguas meteóricas, las que siguen el ciclo hidrológico: evaporación, condensación y precipitación, en términos generales las aguas continentales pertenecen a esta categoría y por tanto las que más conciernen al estudio de agua subterránea (Gat and Gonfiantini, 1981).

El origen de las variaciones isotópicas temporales y espaciales del agua pluvial ocurre en la redistribución isotópica durante los cambios de fase del ciclo hidrológico. El grado de fraccionamiento isotópico depende de varios factores:

- Composición isotópica inicial
- Velocidad de reacción
- Condiciones termodinámicas durante el cambio de fase

La intervención de estos factores, esencialmente la temperatura, de manera individual o combinada, propicia ciertos patrones de fraccionamiento o efectos que de modo determinante influyen en la composición isotópica del agua pluvial (Clark and Fritz, 1997)

Efecto de latitud

La latitud geográfica de un lugar ejerce una relación fuerte con la temperatura media anual; el contenido de isótopos del agua pluvial denota el efecto latitudinal. La red mundial establecida por la IAEA reconoció que las estaciones ubicadas a grandes latitudes en los hemisferios boreal y meridional registran valores más negativos que las localizadas cerca del ecuador. Para Norteamérica este efecto es de -0.5% de oxígeno por grado de latitud.

Efecto de altitud

Experimentalmente se ha determinado que según las masas de aire suben o bajan, dependiendo de la topografía y el clima local, ocurre variación isotópica, con valores más negativos a mayor altitud. La magnitud de este efecto deviene en gradientes por cada 100 metros, de 0.15 a 0.5% de ^{18}O y de 1.5 a 4% de D. En este estudio se tomó la ecuación del efecto de altitud determinada para la Cuenca de México (Cortés *et al.*, 1997), expresada así

$$h = -2.13 \delta^{18}\text{O} - 3.2$$

Efecto de cantidad

También existe correlación entre la cantidad de lluvia y el contenido isotópico; este efecto sucede principalmente en las estaciones ubicadas en las islas tropicales.

Efecto continental

A medida que se toman muestras de agua meteórica partiendo de la costa hacia el centro de los continentes se empobrecen en los isótopos pesados de oxígeno e hidrógeno.

Variaciones estacionales

Por razones de temperatura, en comparación con las estivales (del verano), en general las lluvias invernales son más pobres en isótopos pesados

Características isotópicas del agua subterránea y superficial

Agua subterránea

La importancia de determinar el origen geográfico de la recarga y de los procesos que afectan al agua subterránea de alguna región radica en que el contenido isotópico del agua infiltrada se conserva y que se puede relacionar con la composición isotópica promedio del agua de recarga. En general a la interpretación isotópica se debe adicionar un análisis hidrogeológico y de evolución geoquímica de la zona en estudio. Idealmente los lineamientos para interpretación de datos isotópicos de agua subterránea deben ser:

1) Elaboración de una base de datos acerca del contenido isotópico regional del agua pluvial. Los datos inherentes deben ser promedios ponderados con respecto a la cantidad de precipitación, referidos al período en el cual ocurren los procesos principales de recarga.

2) Determinación de la composición isotópica de acuíferos de la región y comparación con la del agua pluvial. Si coincide con la del mapeo del agua subterránea de la zona, de este análisis se pueden inferir altura de recarga, ocurrencia de recarga local y posibilidad de flujos regionales. En caso de discrepancia entre el contenido isotópico pluvial y el de agua subterránea es necesario tomar en cuenta otros factores:

- I) Desplazamiento geográfico de las masas en el agua por escorrentía superficial, que genera variaciones del contenido isotópico
- II) Recarga subterránea por embalses de agua superficial, principalmente en evaporación, presas, ríos, etc., pues a medida que esta agua se evapora, se enriquece isotópicamente y se alteran los valores delta de las relaciones entre D y ^{18}O .

III) Variaciones cronológicas de la composición isotópica de la lluvia. Esto ocurre porque la recarga se efectuó en el pasado remoto y, por lo tanto, bajo condiciones de precipitación distintas a las actuales. Sucede especialmente donde imperan climas áridos o semiáridos, con agua subterránea pobre en isótopos pesados, discordante con el contenido isotópico del agua pluvial actual.

IV) Mezcla con cuerpos de agua de origen no meteórico, salmueras, agua marina, fósil o juvenil.

V) Interacción con formaciones geológicas que propician intercambio o fraccionamiento isotópicos entre los átomos componentes del agua y las especies químicas que constituyen el terreno. Un ejemplo de esta interacción es agua termal con temperatura superior a 100°C, donde por intercambio de oxígeno con las rocas se enriquece en ^{18}O , en este caso se mantiene el valor original de la delta del D en el agua en virtud de que, por lo general, en las rocas hay poca cantidad de hidrógeno con el cual pueda ocurrir intercambio.

Agua superficial

Ríos. A lo largo del recorrido del agua superficial, fenómenos como la evaporación la pueden afectar isotópicamente. Puesto que la composición isotópica de los ríos es función de la altura de las cuencas donde se originan y de los procesos que ocurren a lo largo de su cauce, sus aguas se pueden caracterizar por composición isotópica diferente a la integrante de la recarga local. Esto permite determinar la contribución de los ríos al agua subterránea de la región. (Cortés A., 1985)

Lagos. Imperan variaciones, influidas principalmente por:

- Zona geográfica de ubicación
- Composición isotópica del agua confluyente
- Regímenes de evaporación y precipitación

Debido a la fuerte evaporación a la que están expuestos, los lagos y otros cuerpos similares de agua superficial como las presas se caracterizan por enriquecimiento en las especies isotópicas pesadas, con respecto al agua meteórica que los origina.

Otro proceso importante se genera por evaporación y evapotranspiración en zonas de cultivo intensivo

En suma, el conocimiento del agua superficial en la región en estudio es de vital importancia, pues permite

estimar con mayor seguridad su contribución a la recarga del agua subterránea.

En sistemas de agua subterránea los isótopos ^{18}O y deuterio (D) son componentes conservativos: hasta por miles de años en acuíferos confinados. La razón fundamental es que son parte de algunas moléculas de agua (el agua pesada) que, en condiciones normales, no reaccionan con las rocas del acuífero.

Sus firmas (por su traza) se pueden emplear para determinar las proporciones de mezcla de los miembros finales: agua subterránea y pluvial, cuyos valores iniciales de ^{18}O y δD son diferentes. Además en el agua subterránea que recarga al mismo acuífero en diversas elevaciones difieren los valores de ^{18}O y δD . Por consiguiente estos valores facilitan la identificación de las diferentes zonas de recarga.

Generalidades del radón 222

El radón 222 es un gas inerte radiactivo, perteneciente al grupo de los gases nobles. De éstos, sus puntos de fusión y ebullición, así como la temperatura y la presión críticas son los más altos (Cothorn, 1987). Ocurre naturalmente como parte de la cadena de desintegración del uranio de donde derivan sus tres isótopos naturales. (Rn-219, Rn-220 y Rn-222)

Debido a su vida media y por ser subproducto de decaimiento, el isótopo más importante por analizar es el ^{222}Rn . Es incoloro, inodoro y químicamente inerte, sus características de emisión radiactiva y solubilidad en agua le confieren importancia como trazador en investigaciones hidrogeológicas.

Distribución geológica del radón

La distribución geológica del radón está directamente relacionada con la geoquímica del uranio (U) y del torio (Th). En la fusión parcial y la cristalización fraccionada del magma el U y el Th se concentran en la fase líquida y se incorporan en los productos más ricos en sílice. Por ello, en comparación con rocas ígneas (generadas por solidificación de lava o magma) de composición basáltica y ultramáfica, las de composición granítica están fuertemente enriquecidas en U y Th (Fauré, 1986)

Su distribución en distintos tipos de acuíferos ha sido estudiada por Michel (1987), quien determina que las mayores concentraciones en acuíferos compuestos por rocas ígneas y metamórficas están en función del contenido de U en el acuífero y el patrón de flujo subterráneo. Como es de esperarse, los niveles más altos se han encontrado en acuíferos compuestos por rocas intrusivas de composición félsica

El radón contenido en agua subterránea emplazada en rocas metamórficas varía ampliamente: no se ha encontrado relación evidente entre su contenido y el grado de metamorfismo. No obstante, en algunos estudios se ha determinado que altas concentraciones de Rn se relacionan con alto grado de metamorfismo, como lo es en terrenos donde se han desarrollado pegmatitas con mineralización de U, así como también en esquistos y gneises, que por su mineralogía emiten niveles de Rn más altos que las rocas metasedimentarias.

En acuíferos granulares compuestos principalmente por arenas de cuarzo, el U presente es casi nulo, debido a que -por su génesis- esas unidades han pasado por un largo proceso de intemperismo y transporte, lo cual propicia escaso contenido de radón. Sin embargo pueden existir areniscas que alojen yacimientos de U secundario, depositado a partir de agua subterránea en medio reductor.

Las arcosas generalmente provienen de sedimentos producto de intemperismo y disgregación de rocas graníticas, los cuales no han sido transportados muy lejos de la roca madre, por lo tanto un intenso intemperismo químico ha alterado los feldespatos a arcillas, que fijan parte del U original. El contenido de Rn de estos acuíferos dependerá de la distancia a los ambientes de depósito y procesos que hayan afectado a los sedimentos componentes, así como de las características hidráulicas del acuífero (conductividad hidráulica K y coeficiente de almacenamiento S).

Aplicación de detectores de estado sólido como trazadores en agua subterránea

Como ya se mencionó, el ^{222}Rn es un emisor de partículas alfa, por ello se utilizó CR-39 (policarbonato de aíl diglicol), polímero sensible solamente a este tipo de partículas. A los dispositivos para la aplicación de esta técnica se les denomina detectores de estado sólido (solid state nuclear track detectors) [SSNTD].

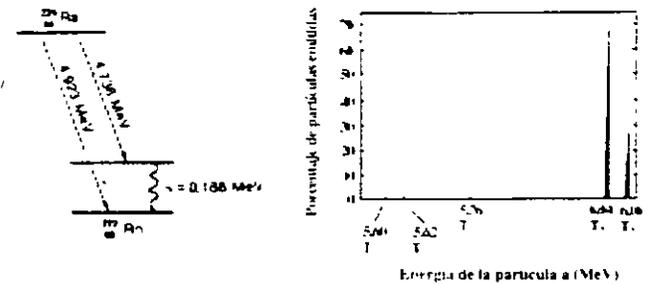
A continuación, de manera general se describen las partículas alfa, la metodología de la técnica de trazas nucleares y el procedimiento del muestreo llevado a cabo para este proyecto.

Partículas alfa

Un gran grupo de radionúclidos que decaen por emisión espontánea emiten las partículas α . Por lo general los números atómicos de estos radionúclidos son iguales o superiores a 58; en pocos son menores. Las partículas α están compuestas por 2 protones y 2 neutrones (4 una unidades de masa), consecuentemente su carga eléctrica es +2. Por poseer dos cargas positivas se trata de radiación directamente ionizante.

A causa de que su desplazamiento es relativamente lento, la ionización es intensa; por ello a pesar de sus elevadas energías su poder de penetración es pequeño, una hoja de papel o la piel son capaces de detener a las partículas alfa más energéticas. El manejo de isótopos radiactivos emisores alfa es peligroso, por el riesgo de radiación, esto es: si un emisor alfa se incorpora al organismo, sea por ingestión, inhalación o a través de heridas abiertas, puede causarle daños graves.

La explicación correcta de cómo desde el núcleo se emite la partícula α es sólo mediante razonamiento cuántico. El período de semidesintegración de los núcleos emisores alfa varía de 10^{-7} segundos a 10^9 años. Por otra parte, los núclidos de vida larga emiten partículas alfa menos energéticas que los de vida corta; estas energías de desintegración son variables.



Gráfica 1. Esquema de la desintegración alfa del radio 226 (^{226}Ra), que se transforma en radón 222 (^{222}Rn), y del espectro de desintegración α .

Mecanismos de formación de trazas

El paso de partículas nucleares y de iones pesados a través de la mayoría de los semiconductores sólidos genera patrones finos de daño intenso, en escala atómica. Éste es el origen de la denominada traza nuclear en sólidos.

Si bien las trazas se han formado en los materiales desde el principio de la creación, no fue hasta fines de los 50s y principios de los 60s cuando se tuvo conocimiento científico de ellas. Young (1958) anunció la posibilidad de formación de trazas de partículas nucleares en halogenuros alcalinos. Posteriormente, mediante un microscopio electrónico de transmisión, Price y Walker (1962a) observaron que para mica expuesta a fragmentos de fisión el diámetro de la región con daño intenso era de aproximadamente 50 Å (ångstroms).

Las trazas provocadas por las partículas son huellas estables causadas por centros de tensión que responden al ataque químico. Más que por detectos electrónicos, estos centros se generan básicamente por desplazamientos atómicos (Fleisher et al., 1965). También se ha demostrado que en materiales que son buenos conductores no se encuentran trazas.

Grabado de trazas generadas por partículas ionizantes

Como ejemplo de la diversidad de trazas que se pueden generar mediante radiación ionizante en material sólido, en la figura x se muestran trazas de partículas alfa en el CR-39. Como se aprecia, estas huellas o trazas pueden ser de forma muy variada, según el ángulo de incidencia, el tipo de partícula, su energía y el método de revelado químico. Por ello es importante hacer el análisis de la geometría de la traza grabada

Formación geométrica de la traza grabada

Cuando se considera que -por alguno de los efectos descritos- la radiación ionizante logra dejar huella de su paso en el interior del sólido, se puede obtener mediante grabado químico. Consiste en disolución química del material a lo largo de la huella (V_t) y disolución a ataque general de la superficie removida del material (V_g). El ataque es preferencial en la trayectoria de la partícula

(D) es el diámetro de la traza, medido en la superficie, otras literales representativas son: L longitud de la traza grabada, \odot alcance de la partícula en el material, y t tiempo de grabado químico. Así, L está dada por

$$L = (V_t - V_g) t$$

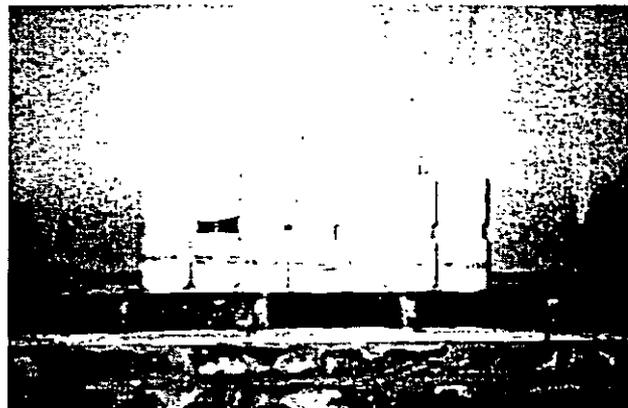
Con polímeros como el CR-39, para partículas incidentes a 90° y condiciones de grabado específicos se logran eficiencias hasta de 90%

Para el grabado de las trazas hay que considerar algunos efectos: a) ambientales; b) térmicos; c) de tensión mecánica; d) de pretratamiento químico; e) de campos eléctricos; f) de la irradiación misma; g) lumínicos; y h) por manejo y almacenamiento del material usado, especialmente en polímeros en cuyo espesor hay impurezas y, a profundidades diversas heterogeneidad del material; por ello para cada caso particular se debe estudiar, analizar y medir. Así al conocer su respuesta se pueden normalizar todos los parámetros para obtener resultados congruentes y confiables (Espinoza, 1994)

Muestreo de radón

Para el muestreo se utilizaron botellas de polietileno de un litro, una vez tomada la muestra, en la parte superior se colocó otra botella de un litro, como se muestra en la fotografía 5

Se colocaron dos detectores de estado sólido: uno para gas y otro para agua. En ambos casos el tiempo de integración fue de aproximadamente 28 días, que es aproximadamente siete veces la vida media del ^{222}Rn . Transcurrido este período de integración se retiraron los detectores y se transportaron al laboratorio de trazas, donde se revelaron las placas, utilizando el método siguiente

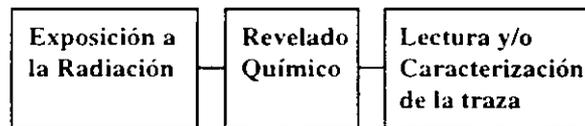


Fotografía 5. Muestreadores para radón 222

Metodología

Como se sabe, la creación de la traza en el material ocurre debido a fenómenos físicos. En esta sección se describe el procedimiento por el cual se hace evidente (ópticamente visible) la traza generada por la radiación ionizante incidente

De los diversos métodos de detección de radiación ionizante, el denominado Detección por trazas en sólidos (DTS) se caracteriza por simplicidad y por no necesitar grandes recursos tecnológicos. Se puede resumir en tres etapas:



IV.3.8.1 Exposición del detector a la radiación ionizante

Una de las características de los DTS es que son sensibles sólo a partículas alfa, protones, iones pesados y fragmentos de fisión, y básicamente son ciegos a partículas beta, radiación gama y rayos X. Para determinaciones en campos de radiación mixtos esta autodiscriminación detectora es una característica excelente.

La primera etapa consiste en exponer el material detector a la radiación ionizante. En casos de mediciones ambientales ésta puede ser radiación natural, para efectos de calibración, así como evaluación de compuestos, contaminantes y en general de partículas, se puede exponer a radiaciones ionizantes en condiciones específicas.

Al exponer el material detector a la radiación, en él se crea la traza nuclear, que por cientos o miles de años permanece latente, hasta que mediante ataque químico se revela. En gran cantidad de material expuesto a radiación ionizante hay trazas a la espera de que se les descubra y caracterice

Revelado por ataque químico

Después que un material específico se expone a radiación ionizante se debe someter a ataque químico de desgaste superficial, preferencial en las zonas donde incidió la radiación. A lo largo de la trayectoria de la partícula incidente se forma un como, al cual se le suele denominar traza grabada

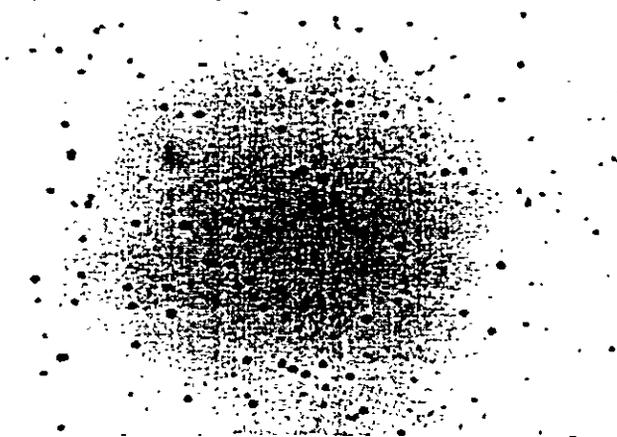
Los parámetros básicos relativos a este proceso de revelado son: a) características del material detector; b) tipo, concentración y temperatura de la solución química de grabado, y c) tiempo de permanencia en la solución. A este proceso se le llama grabado químico (GQ).

En general, para esta etapa son suficientes un recipiente con la solución y un baño de agua a temperatura controlada (baño maría)

Finalmente, después del revelado químico se obtiene una traza o huella de la radiación recibida, a escala microscópica entre 10 y 100 μm , que se debe leer y caracterizar. El procedimiento más directo es mediante un microscopio óptico. La cantidad de trazas grabadas por unidad de área equivale a la de partículas incidentes, y su diámetro, medido en la superficie del material, determina la energía de la partícula

LecturaPágina

Para leer trazas hay gran diversidad de sistemas: a) algunos simples como acoplar una cámara de video a un microscopio óptico y amplificar la señal en un monitor de televisión; b) otros más complejos, basados en densitometría; c) unos más por medición de imágenes, y d) los más avanzados actualmente, por medio de digitalización de imágenes. En general en los sistemas de análisis y conteo se puede considerar un proceso generacional, como se puede observar en la tabla II, donde secuencialmente se resumen las características básicas de los sistemas desarrollados (Espinoza y Gammage, 1993)



Fotografía 6. Trazas nucleares en una placa de CR-39 en pozos de la Muralla

Método de cloruros para estimación de la recarga

El ion cloruro en aguas subterráneas en provincias fisiográficas del tipo *cuencas y sierras* generalmente deriva de

- Disolución de minerales evaporíticos, como la halita (NaCl)
- Alteración de minerales no evaporíticos
- Mezcla con agua:
 - ◊ De formaciones salinas
 - ◊ Salina relacionada con áreas de descarga
 - ◊ Bajo contenido del ion en atmósfera seca y precipitación en lluvia (Feth, 1981)

Existen otras fuentes de cloruros, en cuencas con:

- Extensos depósitos evaporíticos
- Importante recarga de agua que ha circulado por depósitos evaporíticos
- Captación hídrica cuantiosa de áreas de recarga distantes (Dettinger, 1989)

En cuencas donde las fuentes no atmosféricas de cloruros son tan pequeñas que se puedan menospreciar, es posible realizar un simple balance de cloruros en una parte o en toda la cuenca (Smith y Drever, 1976; Johns, 1979; Kimball, 1981). Se estima la recarga natural de las montañas circundantes, reconociendo el contenido de cloruros determinado en

- Volumen precipitado en las áreas de recarga
- Precipitación media anual (mm)
- Agua subterránea
- Evapotranspiración

La cuantificación de la recarga mediante el método de balance de masa de cloruros en agua pluvial y subterránea se ha utilizado en numerosas partes del mundo (Allison and Hughes, 1978; Edmons *et al.*, 1988; Stone, 1990). Suponiendo un flujo estacionario, la conservación de masa de cloruros se puede evaluar por la relación de flujo de masa

$$(P \cdot Cl_p) - (E \cdot Cl_e) = R \cdot Cl_r$$

P = promedio anual de precipitación (mm/año)

Cl_p = contenido de cloruros del agua pluvial (mg/l)

E = promedio anual de evapotranspiración (mm/año)

Cl_e = contenido de cloruros de evapotranspiración (mg/l)

R = promedio de razón de recarga anual (mm/año)

Cl_r = contenido de cloruros en el agua de la zona saturada bajo la zona de evapotranspiración (mg/l)

Puesto que el contenido de cloruros de la evapotranspiración (Cl_e) es tan pequeño que se puede despreciar (Hana *et al.*, 1997, Edmons *et al.*, 1988), la ecuación anterior se puede reorganizar así (Wood and Stanford, 1995)

$$P \cdot Cl_p = R \cdot Cl_r$$

Este método no es idóneo para aplicar en algunas áreas como el valle del Río Turbio, donde gran cantidad de sales de aguas residuales de León y de tenerías de San Francisco del Rincón alterarían las condiciones naturales de recarga. Para otras áreas, como La Muralla y Silao - Romita, es posible utilizarlo, pues no existe una fuente contaminante como el Río Turbio (CNA-BGS-UACH-SAPAL, 1996).

El contenido de cloruros de las muestras de agua de la zona en estudio no denota relación con fuentes antropogénicas. Por lo tanto este método es confiable, pues adicionalmente se apoyó en otro tipo de análisis isotópicos y químicos, como se muestra en las gráficas presentadas en la discusión.

Hipótesis del método de cloruros

- El agua pluvial es la única fuente de cloruros en el agua subterránea. Feth (1981) notó que cuando en ésta el contenido de cloruros es inferior a 10mg/l, la fuente principal es la atmosférica, es decir el sitio es cercano a la zona de recarga
- Conservatividad del ion cloruro en el sistema
- Estabilidad a largo plazo de condiciones de precipitación y contenido de cloruros en el agua pluvial
- Evaporación del agua pluvial y recarga al agua subterránea
- Posibilidad de recarga mediante mezcla con aguas salinas, desechos antropogénicos y cargas químicas, en proximidades de los sitios de recarga.

Métodos hidrogeoquímicos

Método de muestreo

Las botellas utilizadas en el muestreo fueron de polietileno de alta densidad (HDPE Nalgene®), el proceso de limpieza comprendió enjuague de las botellas con agua destilada. Posteriormente se llenaron con una solución al 10% (v/v) volumen a volumen de ácido nítrico, se dejaron reposar durante 10 días, nuevamente se enjuagaron con agua destilada y durante 10 días adicionales se sumergieron en un segundo baño con ácido nítrico

Este proceso se realizó para evitar cualquier rastro de partículas que pudieran alterar los resultados. Luego las botellas se lavaron con agua destilada, la humedad se eliminó con aire limpio y seco de clase 100. Después se les colocó

dentro de bolsas de plástico previamente enjuagadas con el ácido y se almacenaron en cajas de polietileno a fin de transportarlas al campo para la realización del muestreo

Aniones y cationes

Se obtuvieron muestras no filtradas de agua subterránea en pozos de La Muralla (SAPAL Nos. 1, 2, 7, 8, 9, 12, 13, 16 y 17, en el oeste, y 3, 4, 5, 10, 18, y 19, en la noria de Tultitlán, manantial termal de Comanjilla y las aguas termales de los pozos Palenque y Charcas (Fig. 14), para solutos principales [(Na)⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, K⁺, Cl⁻, (SO₄)²⁻, (PO₄)³⁻ y (F)⁻]. El pH y la alcalinidad [(HCO₃)⁻ + (CO₃)²⁻] de cada muestra se determinaron *in situ* (Tabla 5).

Las muestras para aniones y cationes se analizaron por cromatografía de iones (Dionex, DX-500) en la Universidad de Old Dominion, Norfolk, Virginia. Los métodos para determinación cuantitativa de los diversos componentes se describen completamente en la literatura (Stetzenbach *et al.*, 1994; Graham *et al.*, 1996; Johannesson *et al.*, 1997; Hodge *et al.*, 1998; Halicz *et al.*, 1999; Cerral, 1966)

Elementos de tierras raras

En la región de La Muralla los elementos de tierras raras (ETRs) se usaron como trazadores naturales *in situ* de las rocas a través de las cuales el agua subterránea ha fluido durante su historia (Elderfield, 1982 y 1990; Henderson, 1984). En este estudio los ETRs se emplearon para dilucidar de cuál(es) acuífero(s) se originaron las aguas subterráneas de La Muralla y para cerciorarse si las firmas de los tipos de rocas que ocurren entre Comanjilla y La Muralla se pueden identificar en las aguas subterráneas de La Muralla. Si las aguas subterráneas de Comanjilla u otro foco termal se mezclan con las aguas locales para integrar las aguas de La Muralla, el origen de la mezcla debe ser detectable vía los ETRs (Hass, 1995)

Los ETRs se cuantificaron directamente por espectrometría de masas de plasma acoplado inductivamente (ICP-MS, Perkin Elmer Elan 6000) con nebulizador ultrasonico (Tecnologías Cetac modelo U-6000). Este método se puede consultar en Graham *et al.* (1996) y Halicz *et al.* (1999)

Otro método utilizado para determinación de ETRs fue el de coprecipitación de hidróxido férrico usando un equipo Perkin Elmer Elan 5000 con nebulizador ultrasónico (Tecnologías Cetac modelo U-5000). Las referencias respectivas son Stetzenbach *et al.* (1994) y Hodge *et al.* (1996, 1998). El nebulizador ultrasónico aumentó la sensibilidad del instrumento por aproximadamente un factor de 30 y disminuyó el potencial de interferencias de generación del óxido (Hodge *et al.*, 1996)

A. Cortes S. IGFUNAM

Los isótopos de los ETRs monitoreados fueron: ^{139}La , ^{140}Ce , ^{141}Pr , ^{146}Nd , ^{147}Sm , ^{151}Eu y ^{152}Eu (valores promedio), ^{157}Gd , ^{159}Tb , ^{163}Dy , ^{165}Ho , ^{166}Er , ^{169}Tm , ^{172}Yb y ^{175}Lu , pertenecientes al grupo de los lantánidos (números atómicos 57 a 71). Las razones de $\text{ETRO}^+/\text{ETR}^+$ fueron generalmente $<1\%$. Para los que resultaron $>1\%$ se hicieron las correcciones apropiadas (Stetzenbach *et al.*, 1994; Johannesson *et al.*, 1997b). Las determinaciones de estos elementos se realizaron en la Universidad de Old Dominion, Norfolk, Virginia, USA.

Análisis de componentes principales

Análisis de componentes principales (ACP) es una técnica de estadística multivariada usada en reducción de datos y para descifrar modelos dentro de grandes grupos de datos (Wold *et al.*, 1987; Jolliffe, 1986). Debido a que el ACP se basa solamente en análisis característico de la correlación o matriz de la covarianza los datos no requieren distribución normal (Meglin, 1991).

Mediante el método de ACP una matriz con gran cantidad de datos se reduce a dos más pequeños que constan del componente principal (CP), los resultados y el peso de cada uno de ellos. El CP de los resultados (s) es combinación lineal de los datos estandarizados (x) con el peso de cada uno (l) así como de los coeficientes (Farnham *et al.*, 2000).

En este estudio el ACP se aplicó a la matriz de correlación para asegurar el mismo peso de cada elemento en análisis. Para todo el ACP se usó el programa Suelto 5.1 (StatSoft, 1997). De cada análisis se aportan sólo los resultados de los primeros dos componentes principales, debido a que para la mayoría de las variantes en los datos originales se consideran estos dos. Por cada muestra de agua se graficaron los CP registrados, se observaron las similitudes de aguas composicionalmente semejantes en los CP como grupos.

En otras palabras, si en la gráfica se acerca el trazo de los datos de dos o más muestras significa que la composición química de esas aguas es muy similar. Estas similitudes se pueden interpretar como indicadores de una mezcla de agua originada posiblemente en la misma región de recarga, y/o flujo a través del mismo acuífero. Si, por otro lado, los trazos respectivos están muy alejados, su composición química es muy diferente y por consiguiente no son correlacionables (Carr, 1995).

Litio

El litio es un trazador conservativo, soluble en agua a temperaturas elevadas. Típicamente su contenido en aguas geotermales oscila entre 100 y 100 000 veces el relativo a aguas de baja temperatura (no termal). Por consiguiente su contenido en las aguas de la región en estudio ayudó a determinar si en las aguas subterráneas de La Muralla hay una componente geotérmica. De esta manera se podrá determinar si existe alguna conexión hidráulica con las aguas termal de Comanjilla o alguna otra fuente termal.

MODELO ISOTÓPICO CONCEPTUAL DEL ÁREA EN ESTUDIO

Se somete a discusión un marco conceptual simplificado para describir lo que se considera esencial del funcionamiento global del sistema acuífero de la zona de Silao-Romita y La Muralla. El marco se fundamenta en una interpretación basada en las características de conjunto de los datos isotópicos de pozos documentados por la CEASG (1998a), que se le referirá a un marco isotópico-hidroológico específico de la región.

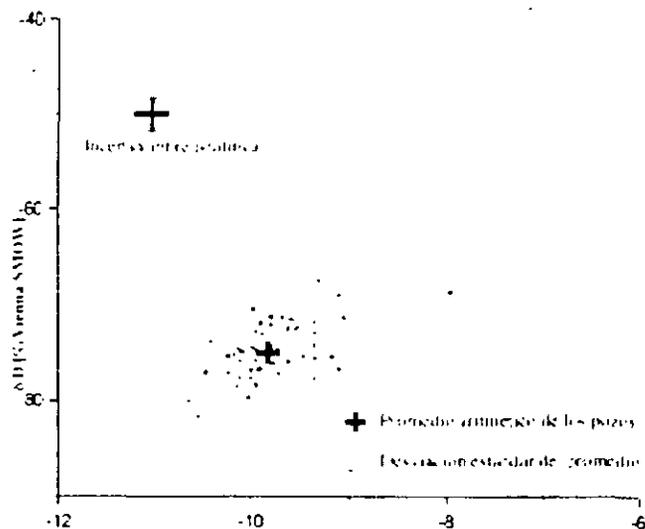
Con esto se postula que el agua subterránea extraída del sistema es una mezcla de tres tipos isotópicos comunes del agua; cada tipo se denominó como una familia diferente. Se cuantificaron las proporciones correspondientes de mezcla. Una de las familias, caracterizada por el agua pristina del sistema acuífero, indica que sigue habiendo aportaciones de una recarga profunda.

Tóth (1970 y 1995) propuso el concepto de recarga profunda; siguiendo las ideas acerca de sistemas regionales del flujo subterráneo, Trujillo-Candelaria (1974) introdujo el término en la región en estudio. Otros autores (Carrillo-Rivera *et al.*, 1992 y 1996; Ortega-Guerrero, 1999; Cortés y Durazo, 2000a) han descrito algunos casos de recarga profunda en el país.

Oxígeno 18 y deuterio en los pozos

En la gráfica 2 se representan los datos de contenido según documentos de la CEASG (1998a), así como algunas de sus características estadísticas.

En términos de mezcla, los datos de 53 pozos denotan alta dispersión entre las líneas determinantes de la combinación de las aguas de la región.

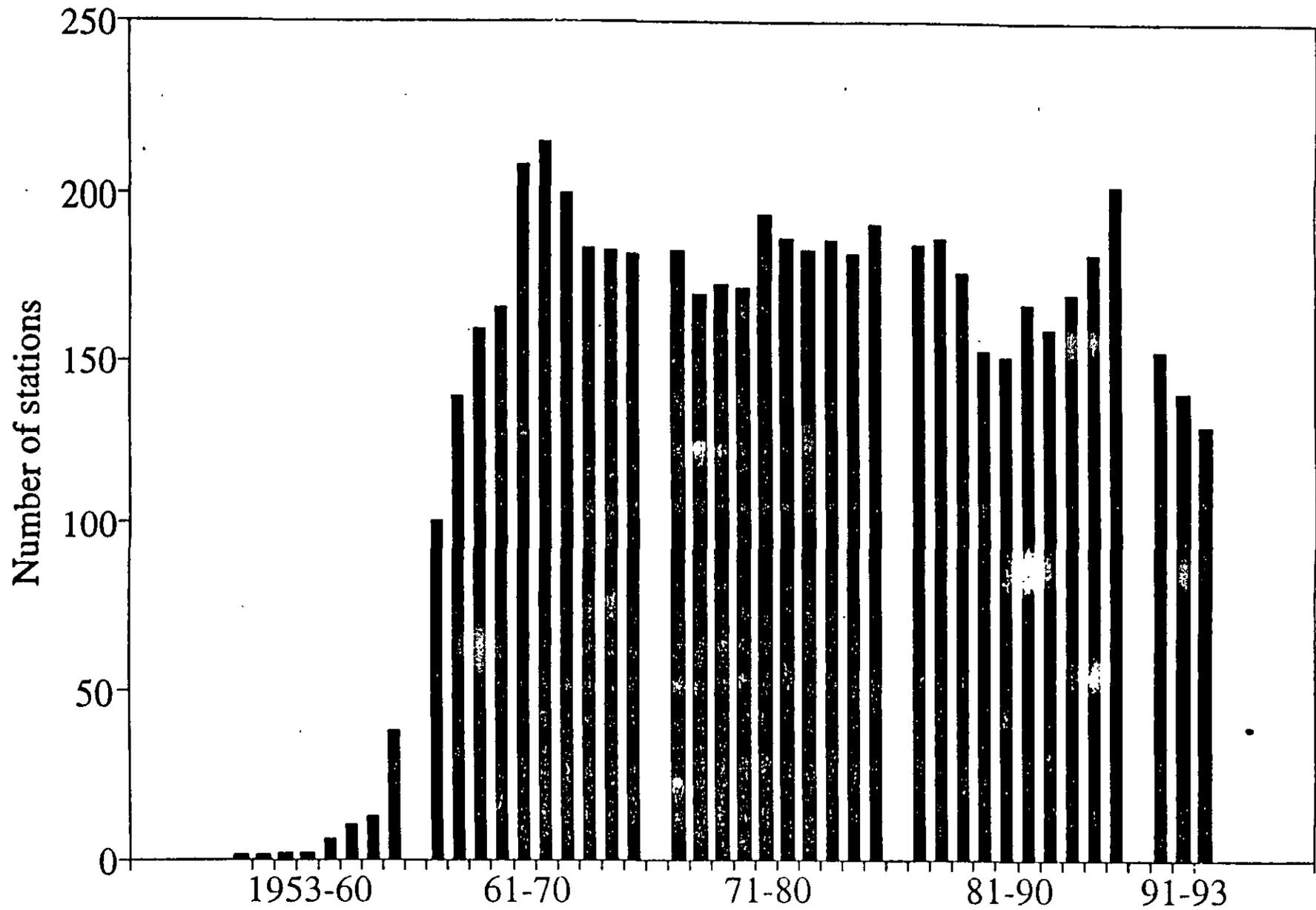


Gráfica 2. $\delta^{18}\text{O}$ vs δD (Datos CEASG, 1998a)

**MAJOR ENVIRONMENTAL ISOTOPES
USED IN HYDROLOGY
(Abundances in %)**

<i>Element</i>	<i>Most abundant stable isotope</i>	<i>Rare stable isotopes</i>	<i>Radiouactive isotopes</i>
Hydrogen	$^1\text{H} = 99.984$	$^2\text{H} = 0.016$ Deuterium	$^3\text{H} = 1 \times 10^{-15}$ 12.43 a Tritium
Helium	$^4\text{He} = 100$	$^3\text{He} = 0.00013$	
Boron	$^{11}\text{B} = 80.18$	$^{10}\text{B} = 19.82$	
Carbon	$^{12}\text{C} = 98.89$	$^{13}\text{C} = 1.11$	$^{14}\text{C} = 1.2 \times 10^{-10}$ 5730 a
Nitrogen	$^{14}\text{N} = 99.63$	$^{15}\text{N} = 0.37$	
Oxygen	$^{16}\text{O} = 99.76$	$^{17}\text{O} = 0.04$	
		$^{18}\text{O} = 0.2$	
Sulphur	$^{32}\text{S} = 95.02$	$^{33}\text{S} = 0.75$	
		$^{34}\text{S} = 4.21$	
		$^{36}\text{S} = 0.02$	
Chlorine	$^{35}\text{Cl} = 75.53$	$^{37}\text{Cl} = 24.47$	^{36}Cl 300,000 a

ISOTOPES IN PRECIPITATION - NETWORK



LA MOLECULA DE AGUA PUEDE TENER LAS SIGUIENTES MASAS:

$H_2^{16}O$, 18 $HD^{16}O$, 19 $D_2^{16}O$, 20

$H_2^{17}O$, 19 $HD^{17}O$, 20 $D_2^{17}O$, 21

$H_2^{18}O$, 20 $HD^{18}O$, 21 $D_2^{18}O$, 22

DE TODAS ESTAS COMBINACIONES, LAS ESPECIES ISOTOPICAS MAS IMPORTANTES SON:

$H_2^{16}O$, 18 $HD^{16}O$, 19 $H_2^{18}O$, 20

A. Cortés S.,

IGFUNAM

HIDROLOGIA

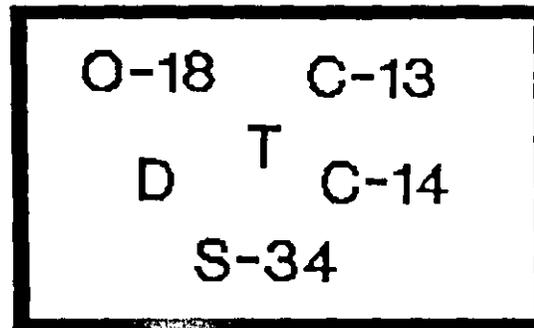
ISOTOPICA

INTRUSION SALINA

EDAD

EVAPORACION

FAMILIAS



RESIDENCIA

CONTAMINACION

RECARGA

MEZCLA

**SOLUBLE EN
AGUA**

**NO INTERCAMBIO
IONICO**

**TRAYECTORIA
FACIL DE DETECTAR**

**TRAZADOR
"IDEAL"**

**NO
ABSORCION**

**NO CAMBIOS
QUIMICOS**

NO TOXICO



El Gobierno del Estado a través de la Comisión Estatal de Agua y saneamiento ha desarrollado los estudios hidrogeológicos en las zonas acuíferas de León, Río Turbio y Silao- Romita con el fin de conocer el funcionamiento de los sistemas acuíferos así como de determinar el estado actual de explotación en que se encuentran. Dentro de la zona de León se encuentra un área conocida como la Muralla en donde existe una batería de pozos que presenta termalismo los cuales se encuentran emplazados en rocas de tipo félsico y que al parecer no guarda continuidad hidráulica con las zonas adyacentes. En la parte norte límite con el estado de Jalisco existe otro grupo de pozos con características similares a los pozos de la Muralla. Por lo que es necesario determinar la posible conexión hidráulica entre este grupo de pozos y las características isotópicas de las zonas hidrológicas que se intersectan en esta región.

II.- OBJETIVOS DEL ESTUDIO.

- a)- Identificar por métodos isotópicos la posible existencia o inexistencia de diferentes familias de agua.
- b)- Determinar si existe conexión hidráulica entre las subcuencas hidrológicas que se intersectan en la zona de estudio
- c) - Conocer la relación que pueda tener o no el área de la Muralla con los sistemas adyacentes.
- d). - Determinar el origen de la recarga y de ser posible donde se lleva a cabo la descarga de la Muralla.

III.- PROGRAMA DE ACTIVIDADES.

Para alcanzar los objetivos propuestos se programa la realización de las siguientes actividades.

- a) Recopilación revisión y análisis de información geohidrológica
- b) Instalación de siete estaciones pluviométricas.
- c) Selección de puntos de muestreo.
- d) Muestreo de agua.
- e) Espectrometría gamma.

ESTUDIO ISOTÓPICO PARA LA CARACTERIZACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA EN LA ZONA DE LA MURALLA, GUANAJUATO.

VII. TABLAS DE RESULTADOS

VII.1 Datos de estaciones pluviométricas en la zona de La Muralla

ESTACIONES PARA CAPTACIÓN DE AGUA PLUVIAL							
UBICACIÓN	$\delta^{18}O$	δD	V	d	A	GPSN	GPSW
	(‰)						
Gavia de Rionda AC-25	-9.6	-67	17	9.7	1732	20° 49' 56.1"	101° 36' 56.4"
La Muralla AC-5	-7.5	-53	23	7.7	1741	20° 48' 15.6"	101° 42' 53.6"
Jalpa de Canovas AC-4	-11	-73	28	12.0	1709	28° 52' 46.7"	101° 58' 53.8"
Hacienda Peñuelas AC-26	-8.7	-56	27	13.6	1711	20° 52' 48.2"	101° 51' 25.7"
Presa Reventada AC-1	-10.2	-68	27	13.7	1799	21° 03' 55.4"	101° 54' 00.7"
Jesus del Monte AC-9	-8.4	-58	27	8.9	1734	20° 55' 03.3"	101° 44' 31.1"
Barretos AC-14	-10.4	-73	20	10.6	1748	20° 55' 03.6"	101° 38' 27.5"

V = volumen recolectado (l)

A = altitud (msnm)

* = grados

GPSN = Global Positioning System Norte

GPSW = Global Positioning System Oeste

d = $\delta D - \delta^{18}O$ exceso de deuterio

Tabla 6. Datos de estaciones pluviométricas de la zona de La Muralla.

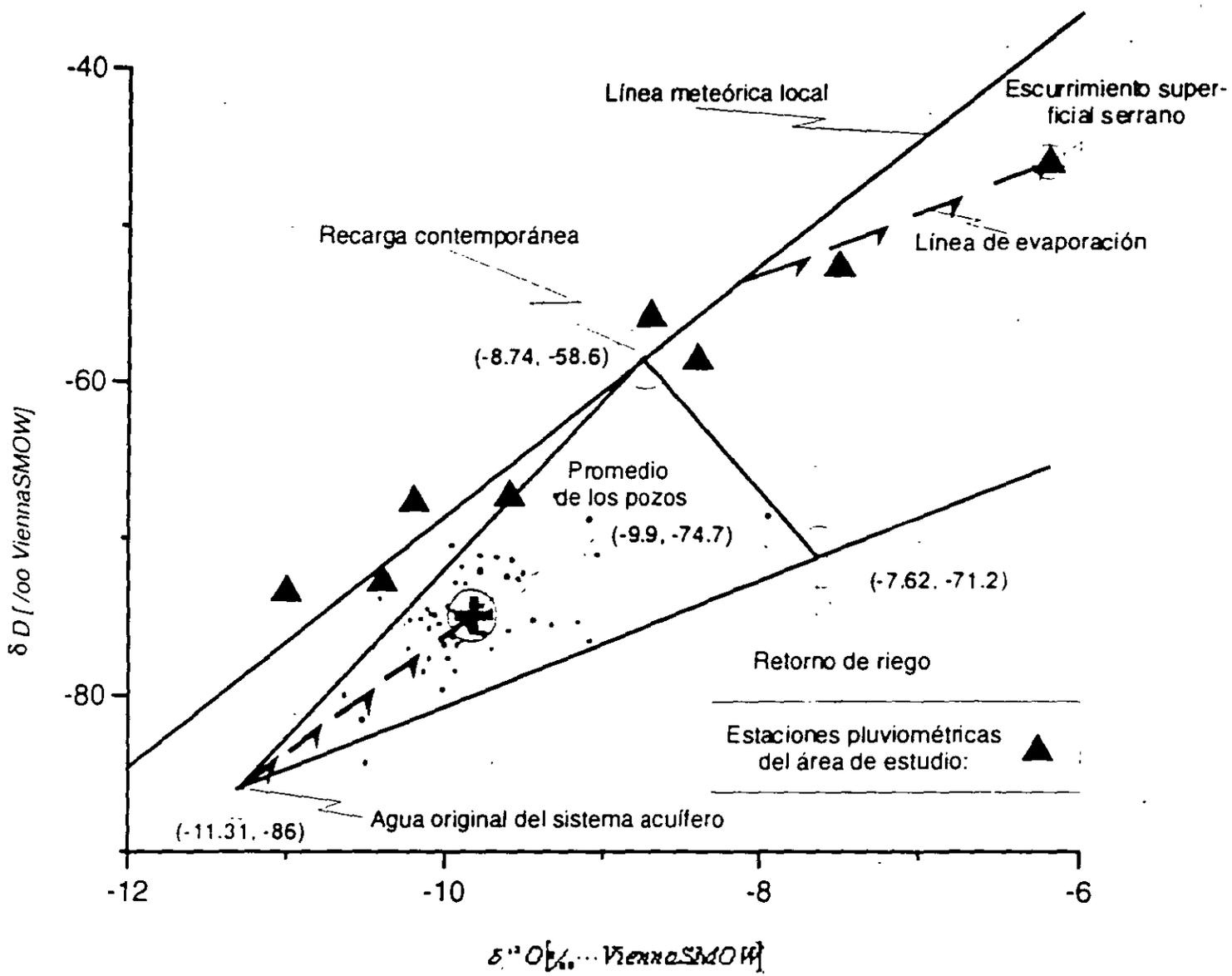
VII.2 Datos isotópicos de pozos, manantiales y agua superficial de La Muralla

DATOS ISOTÓPICOS DE LA MURALLA E INMEDIACIONES					
LAB.	LOCALIDADES DE MUESTREO	$\delta^{18}O$	δD	d	T (°C)
		(‰)			
AC-23	M2-G1376	-9.9	-76	3.1	32.3*
AC-21	M3-G1372	-9.6	-75	2.4	30.3*
AC-29	M5-G1386A	-10.0	-73	6.7	31.3*
AC-31	M6-G1364	9.7	-77	-	33.3*
AC-3	M9-G1382	-10.4	-73	9.7	29.3*
AC-33	M10-G1378	-10.0	-75	5.0	29.3*
AC-32	M11-G1379	-9.7	-75	2.6	32.3*
AC-2	M12-G1377	-10.5	-72	11.4	30.3*
AC-28	M13-G1375	-9.6	-73	3.6	29.3*
AC-22	M14-G1387	-10.0	-75	4.7	32.3*
AC-6	M16-G1374	-9.7	-73	4.2	34.3*
AC-24	M17-G1371	-9.7	-78	0.1	30.3*
AC-7	M18	-9.7	-75	2.1	31.3*
AC-19	M19	-10.1	-78	3.0	32.3*
AC-8	Turbio 8	-9.6	-73	3.4	26.6
AC-10	Marav-IGC595	-9.8	-72	6.1	-
AC-13	Las Coloradas (L-1393)	-9.8	-74	4.7	-
AC-15	Tunagra	-10.1	-75	5.4	-
AC-16	Charcas-IGC833	-9.6	-76	1.0	31.3*
AC-18	Palenque (SAPAL 15)	-10.0	-78	2.5	-
AC-20	Pozo (L-26)	-10.0	-76	3.5	-
AC-27	Arroyo Las Musas	-6.2	-46	3.6	23.3*
AC-30	Manantial Tullitlan (L-25)	-10.1	-73	8.1	26.3*

* = promedio de temperatura de 1994 a 1997 (Fuente: SAPAL)

d = $\delta D - \delta^{18}O$ exceso de deuterio

Tabla 7. Datos isotópicos de pozos, manantiales y agua superficial de La Muralla.



Gráfica 9b.- Marco isotópico de interpretación (Datos de CEASG, 1998a y presente estudio)

Recargas

La extracción intensa del agua subterránea, (9.7 m³/s en 1998, medida por CEASG,1998; Cap. 7), sobre el sistema acuífero de Silao-Romita y La Muralla ha transformado su régimen hidrogeológico; de un régimen original de descarga en superficie, anterior a los años 30's, al régimen contemporáneo de descarga a través de pozos.

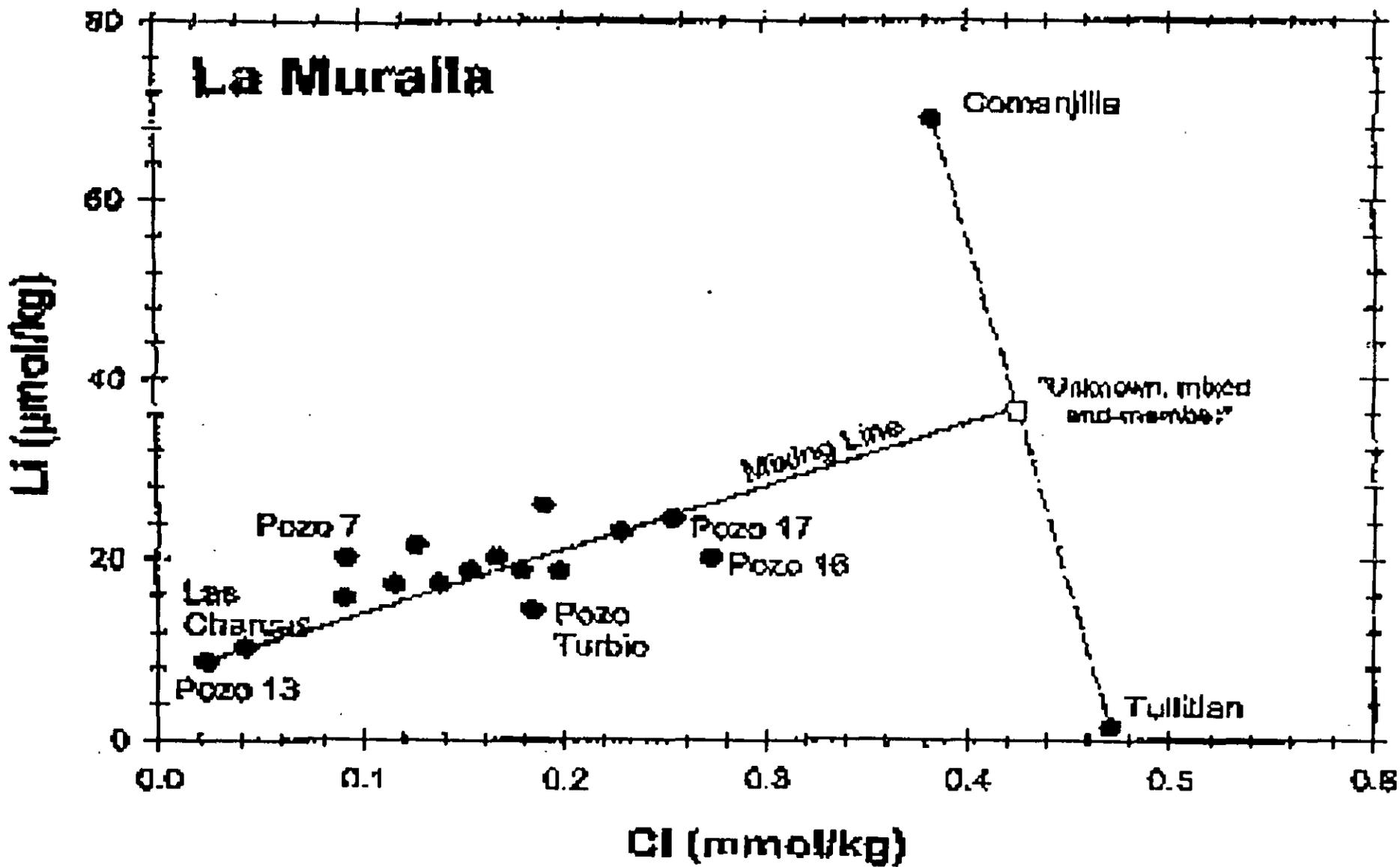
La operación de cientos de pozos agrícolas y el riego intensivo durante seis decenios *activó tres recargas*:

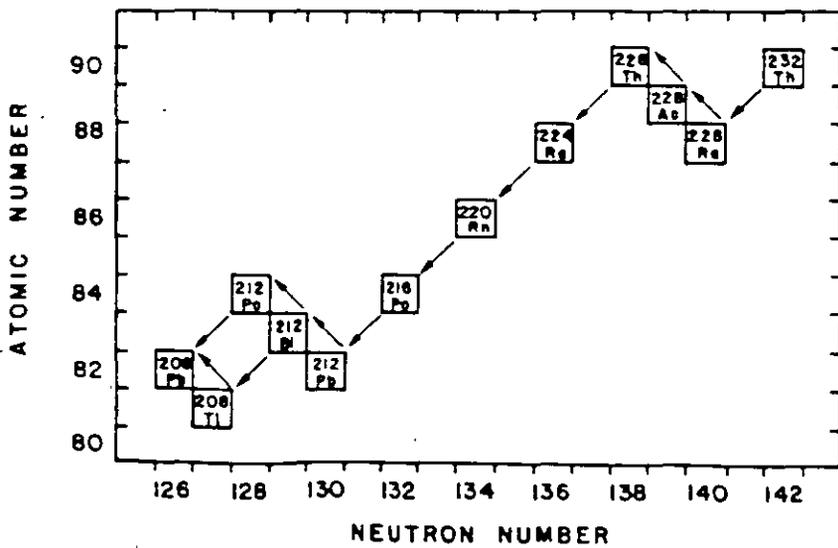
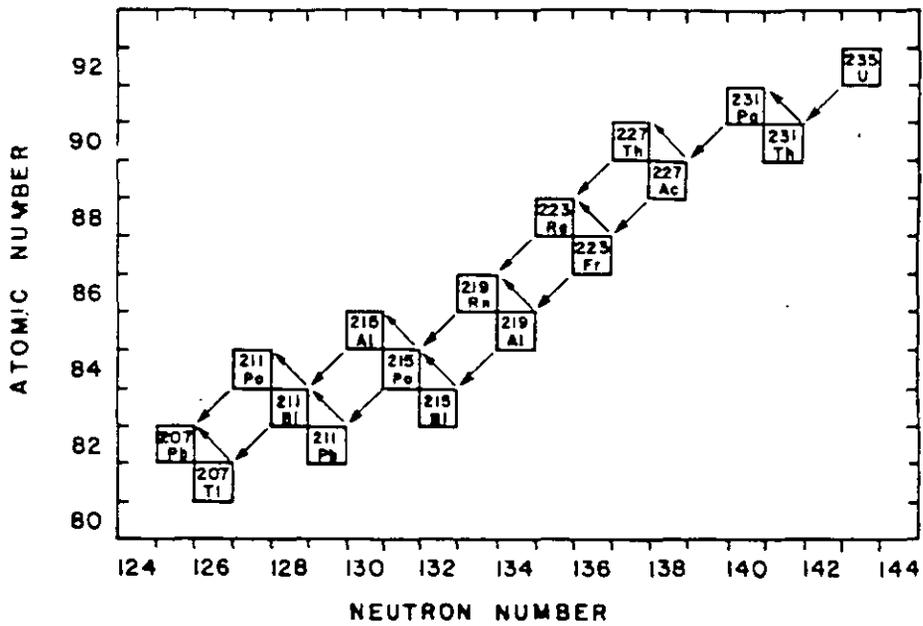
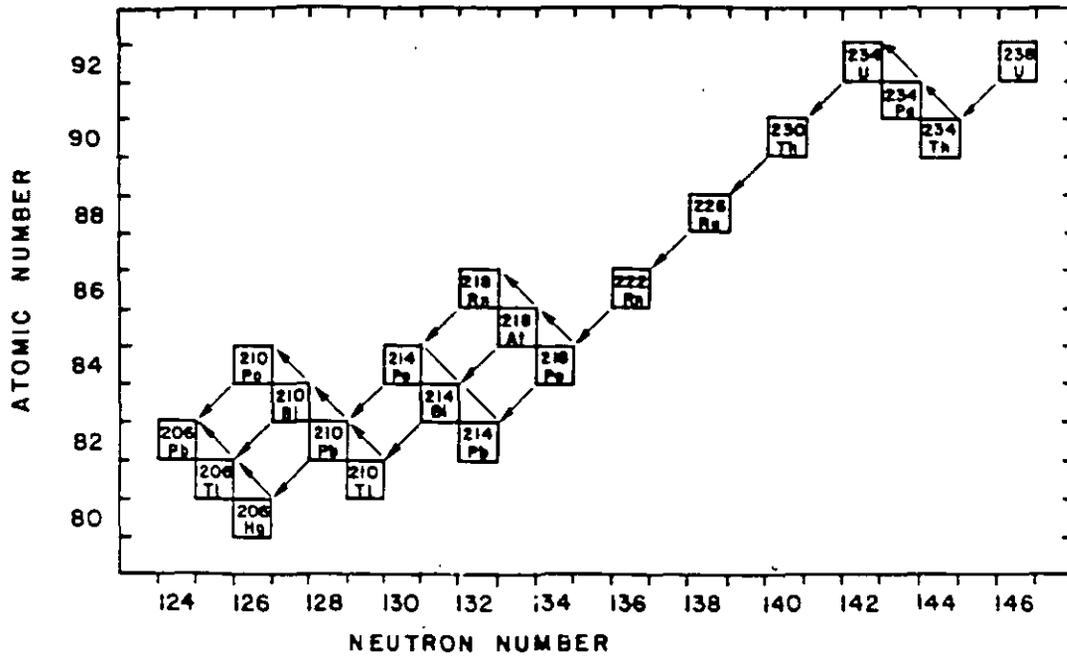
- *-La recarga por los retornos del riego, R_{RR}*
- *La recarga horizontal somera, R_{HS} ,*
- *La recarga profunda, R_p .*

R_{RR} inducida por recirculación

R_{HS} inducida radialmente desde las serranías circundantes por el abatimiento piezométrico

R_p durante el régimen original fue inexistente







**FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA**

CURSOS ABIERTOS

ADMINISTRACIÓN DE RIESGOS

TEMA

TABLAS

**PALACIO DE MINERIA
SEPTIEMBRE DEL 2000**

CEDULA DE IDENTIFICACION DE RIESGO

ROTURA DE MAQUINARIA

CIA FRESNILLO, S. A. DE C. V.

UNIDAD: NAICA

DATOS GENERALES

*AREA, ACTIVO :MOTOR ROTOR DEVANADO DE 1250 HP P/MALACATE		LOCALIZACION:EDIFICIO No. 7	
		MALACATE TIRO GIBRALTAR	
VALOR	N\$ 339,854	TIPO DE EQUIPO :	2
	\$ 68,796 E.U.Dis.	VIDA UTIL REMANENTE:	4
TIPO DE CAMBIO AL 31/12/94 =	N\$ 4.94	VIDA UTIL TOTAL:	20
ACTIVO CRITICO. SI		CENTRO DE COSTOS:	3644
		CLASIFIC.:	25
		REGISTRO :	7910
		PAGINA :	90

COMENTARIOS

EL DAÑO MAYOR EN ESTE EQUIPO, CAUSA PROBLEMAS SEVEROS DE PRODUCCION, YA QUE EL MALACATE CONTRIBUYE CON EL 55% DEL MATEO DEL MINERAL A PROCESAR EN LA UNIDAD, Y AL NO TENER EXTRACCION, EN ESE MISMO PORCENTAJE DISMINUYE EL BENEFICIO.

IDENTIFICACION Y EVALUACION

RIESGO IDENTIFICADO:	ROTURA/MONTAJE/CUERP.EXT./CORTOCIRCUITO		
CAUSAS DE DAÑO:	ROTURA ACCIDENTAL/MONTAJE INCORRECTO IMPERICIA/CORTOCIRCUITO/CUERPOS EXTRAÑOS FALLA EN SISTEMAS DE PROTECCION:		
PERDIDA MAXIMA PROBABLE:	85.00%	\$ 58,477.00	
DAÑO CONSECUCIONAL:		\$ 141,224.00	No. d/DÍAS de Paro = 3
TOTAL DAÑO DIRECTO MAS CONSECUCIONAL:		\$ 199,701.00	
FACTOR DE EXPOSICION A RIESGO (F.E.R.):			<u>3</u>

OBSERVACIONES:

LA PERDIDA DEL MOTOR, REPRESENTA LA PARALIZACION DE MANTEO DE POR LO MENOS 3 DIAS, SIEMPRE Y CUANDO SE CUENTE CON OTRO MOTOR DE RESERVA PARA SER SUSTITUIDO DE INMEDIATO Y EL PARO MINIMO SERA POR EL TIEMPO DE DESMONTAJE DEL DAÑADO Y MONTAJE DEL SUSTITUTO

TRATAMIENTO (TRANSFERENCIA/RETENCIÓN)

VALOR TRANSFERIDO / DEDUCIBLES.			
DAÑO DIRECTO:	\$ 68,796.00	CONSECUCIONALES:	\$ 65,476.00
	\$ 350,000.00		\$ 329,523.00
		TOTAL:	\$ 134,272.00
COSTO DE TRANSFERENCIA:	\$ 129.00		
VALOR DE LA RETENCIÓN:	\$ 210,020.00		DOLARES
MONTO DE LA ABSORCIÓN:	\$ 210,149.00		

PREVENCIÓN Y SEGUIMIENTO

MEDIDAS SUGERIDAS:	FECHA DE INICIO	STATUS:
A).- Revisión semanal del buen estado de sujeciones y conexiones eléctricas	30-Jun-95	c
B).- Verificar c/semana, protecciones contra humedad e intrusión cuerpos extraños.	30-Jun-95	c
C).- Verificar c/mes, el estado de rodamientos y una adecuada lubricación de partes	30-Jun-95	c
D).- Revisar c/mes, la perfecta alineación y acoplamiento del motor y reductor de vel.	30-Jun-95	c
E) - Revisar c/6 meses, estado de Dieléctricos y aislamientos, regenerar si es necesario	30-Jun-95	c
F).- Verificar c/mes, operabilidad de protecciones contra sobretensión y sobrecorriente	30-Jun-95	c

RESPONSABLE: ING. TOMÁS LÓPEZ **AREA :** Operación / Mantenimiento

STATUS. P = PENDIENTE DE EFECTUAR O IMPELENTAR, T = TERMINADO O EFECTUADO O IMPLEMENTADO, C = CICLICO, DEBERA EFECTUARSE A PERIODOS PREESTABLECIDOS



PEÑOLES

**CÉDULA DE RIESGO
TODO RIESGO**

COMPañIA:

UNIDAD:

AREA, ACTIVO U OPERACION: HORNO ROTATORIO NO. 2

LOCALIZACION: AREA 32 - CALCINADO DOLOMITA

VALOR DEL EQUIPO: \$ 2,300,000 U.S.

TIPO DE EQUIPO: 25

V.U.R.: 18 AÑOS

C. COSTOS: 223

CODIGO:

PAGINA: 812

RENGLON: 4

ACTIVO CRITICO: SI

COMENTARIOS: EN ESTE EQUIPO SE CALCINA EL 60% DE LA PRODUCCION

ELABORAR PLAN CONTINGENTE EN CASO DE SINIESTRO

IDENTIFICACION Y EVALUACION

RIESGO IDENTIFICADO: EXPLOSION (SE PRESENTA EN EL ENCENDIDO DEL HORNO DESPUES DE UN PARO PROLONGADO)

CAUSAS: A) ACUMULACION DEL GAS DENTRO DEL HORNO

B) DEFICIENCIA DEL SISTEMA DE BARRIDO DE GASES

C) FALLA DE LOS ELEMENTOS DE SEGURIDAD EN EL SUMINISTRO DE GAS

PERDIDA PROBABLE: \$ 1,150,000 U.S.

DAÑO CONSECUCIONAL: \$ 1,028,571 U.S.

TOTAL DAÑO DIRECTO Y CONSECUCIONAL: \$ 2,178,571 U.S.

F.E.R. : 7

OBSERVACIONES: SE CONSIDERA UN PARO POR 30 DIAS, TIEMPO MAXIMO PARA REPARAR EL DAÑO DEJANDO DE OBTENER UN VOLUMEN DE PRODUCCION DE 2,700 TONELADAS

**TRATAMIENTO
EN MATERIA DE SEGUROS**

TRANSFERENCIA: (\$ 2,300,000 U.S.)+(\$ 1,028,571 U.S.)= \$ 3,328,571 U.S.

RETENCION: (\$ 100,000 U.S. DED. DAÑO DIRECTO)+(\$ 240,000 U.S. DED. PERD. CONSEC.)=\$340,000 U.S.

ABSORCION: \$2,576 U.S.+\$1,166 U.S.= \$3,742 U.S.

D. DIRECTO D. CONSEC.

PREVENCIÓN Y SEGUIMIENTO

MEZIDAS:

1) REVISION Y ACTUALIZACION DEL PROCEDIMIENTO DE ENCENDIDO Y APAGADO DEL HORNO.

FECHA: JUL-91 **STATUS:**TERMINADO

AVANCE: AGO-91

2) REVISION Y CALIBRACION DEL SISTEMA DE PROTECCION Y DETECCION DE FLUJO EN LA ALIMENTACION DE GAS NATURAL

FECHA: SEP-91 **STATUS:** CICLICO

AVANCE: OCT-91

3) SUPERVISAR QUE SE CUMPLA CON LAS CONDICIONES DE SEGURIDAD PARA LA OPERACION DEL HORNO, PARTICULARMENTE DESPUES DE EXISTIR UN PARO DEL EQUIPO.

FECHA: SEP-91 **STATUS:** CICLICO

AVANCE: OCT-91

4) SIEMPRE DEBERA EXISTIR EN EL AREA PERSONAL CAPAZ DE EJECUTAR LOS PROCEDIMIENTOS DE ARRANQUE Y PARO DEL HORNO.

FECHA: JUL-91 **STATUS:**TERMINADO

AVANCE: JUL-91

RESPONSABLE:



PEÑALES

CEDULA DE RIESGO ROTURA DE MAQUINARIA

COMPAÑIA:

UNIDAD:

AREA, ACTIVO U OPERACION: MALACATE DE PRODUCCION

LOCALIZACION: TIRO GENERAL

VALOR DEL EQUIPO: 1,437,574 U.S.D.

TIPO DE EQUIPO: 25

V.U.R.: 21 AÑOS

C. COSTOS: 200

CODIGO:

ACTIVO CRITICO: SI

PAGINA: 116

RENLON: 1

COMENTARIOS: APORTA EL 65% DE LA PRODUCCION

IDENTIFICACION Y EVALUACION

RIESGO IDENTIFICADO: ROTURA SUBITA

CAUSAS: A) FRACTURA POR FALLA DE MATERIALES

B) DESGASTE DE ELEMENTOS

C) IMPERICIA O DESCUIDO

D) FALLA DE SISTEMA DE PROTECCION (CALIBRACION INADECUADA)

PERDIDA MAXIMA PROBABLE: 15% \$ 215,588 U.S.D.

DAÑO CONSECUCIONAL: \$ 399,375

TOTAL DAÑO DIRECTO Y CONSECUCIONAL: \$ 614,715

F.E.R. : 7

OBSERVACIONES: PERDIDA DE 4 DIAS DE PRODUCCION AL 65%
(NO SE INCLUYEN GASTOS INDIRECTOS)

TRATAMIENTO EN MATERIA DE SEGUROS

TRANSFERENCIA: \$ 1,437,251

RETENCION: \$ 10,000 A \$21,559 (DEDUCIBLE) + (399,379) NO ASEGURADO

ABSORCION: \$ 8,537 U.S.D.

PREVENCION Y SEGUIMIENTO

MEDIDAS:	1) SUPERVISAR LA OPERACION DEL EQUIPO	FECHA: MAYO 91 AVANCE: NOV 91	STATUS: CICLICO
	2) REVISION DE PARTES SUJETAS A ESFUERZO CON P. NO DESTRUCTIVAS	FECHA: MAYO 91 AVANCE: NOV 91	STATUS: CICLICO
	3) REVISAR PERIOD. EL SISTEMA ELECTRICO	FECHA: MAYO 91 AVANCE: AGO 91	STATUS: CICLICO
	4) VERIF. DE CALIBRACION Y OPER. DEL SIST. DE PROTECCION	FECHA: MAYO 91 AVANCE: SEMANAL	STATUS: CICLICO

RESPONSABLE:



IDENTIFICACION Y EVALUACION DE RIESGOS

PENALES AREA CONSIDERADA DESCRIPCION	DIRECTOS											DELICTIVOS Y LEGALES							CONSECUENCIALES				
	I	R	EX	CE	HC	GLL	IDA	V	DE	H	DRT	HM	R	AC	AI	P	E	C	CI	PC	GEF	GRC	RE
MANTENIMIENTO EN SUPERFICIE	9	9	9		9	9		9		9													
INTERIOR MINA, NIVEL 1130	9						9	9			9						9		9	9			9
INTERIOR MINA, NIVEL 1030/1048	9						9	9			9						9		9	9			9
ALMACEN Y PREP DE REACTIVOS	8	8			8	8		8											8	8		8	
ALMACEN GENERAL MAT. Y REFAC	8	8			8	8		8						8								8	
OFICINAS ADMINISTRATIVAS	8	8			8			8													8	8	
INSTALACIONES DE COMUNICACIONES	8	8			8	8	8	8			8								8				
TRITURACION FLOTACION Y FILTRADO		7			7			7		7									7	7	7		7
SUBESTACION DE PROCESO (F y F)		7			7			7											7	7	7		
CONSTRUCCION Y EQUIPO MALACATES	7	7			7					7	7								7	7	7		7
CASTILLO Y TIRÓ DE MINA		7									7								7	7			7

DIRECTOS

- I INCENDIO
- R RAYO/TEMPERAD ELECTRICA
- EX EXPLOSION
- CE COMBUSTION EXPONTAHEA
- HC HURACAN/CICLON
- GLL GRANIZO/LLUVIA
- IDA INUNDACION/DAÑOS POR AGUA
- V DAÑOS POR VEHICULOS
- DE DERRAME DE EQUIPO P C I
- H HUNDIMIENTO DE TERRENO
- DRT DESPRENDIMIENTO DE ROCAS/TIERRA

DELICTIVOS

- HM HUEL GAS/MOTIN
- R ROBO
- AC ABUSO DE CONFIANZA

LEGALES

- AI ACTIVIDADES/INMUEBLES
- P PRODUCTOS
- E USO DE EXPLOSIVOS
- C CONTAMINACION
- CI DAÑOS POR CONTRATISTAS INDEPENDIENTES

CONSECUENCIALES

- PC PERDIDA CONSECUCIONAL
- GEF GASTOS EXTRAS FLETE EXPRESS
- GRC GASTOS POR RECAPTURA DE INFORMACION
- RE REMOCION DE ESCOMBROS
- FIP FALTA DE INSUMOS POR PROVEEDORES



IDENTIFICACION Y EVALUACION DE RIESGOS

MAQUINARIA Y/O EQUIPO CRITICO	DIRECTOS					TECNICOS																	CONSECUENCIALES											
	I	EX	GLP	H	DRT	RF	FM	EF	ADE	CCS	CMA	DS	RS	PCR	IEP	ICE	DT	DMM	VOL	ECM	CMM	QIF	EC	IDS	EDC	STE	PRM	PEC	PEM	GEF	GRC	RE	FIP	
BOMBAS SULZER SCODIP TRAM STAL 5 Yds	9			9	9	9	9					9	9			9		9						9			9							
JUMBO ELECTRO HIDRAULICO ANTENA DE	9	9		9	9		9	9	9	9			9					9		9				9					9					
COMUNICACIONES QUEBRADORA 2da DE CONO NORDBERG	9		9		9					9	9	9				9								9										
QUEBRADORA 3ra DE CONO NORDBERG						8	8					8	8					8								8	8							
MOLINO DE BOLAS ALLIS CHALMERS MECANISMO	8			8		8	8		8	8	8	8	8			8		8								8	8							
ASENTADOR DE ZINC FILTRO PRENSA LAROX	8					8	8		8	8	8	8	8		8		8							8			8							
MOTOR ELECTRICO 700 HP MALACATE	8		8		8	8	8		8	8		8	8			8		8						8		8								
MOTOGENERADOR 1500 HP MALACATE	8		8		8	8	8		8	8		8	8			8		8						8		8								

DIRECTOS

- I** INCENDIO
- EX** EXPLOSION
- GLP** GASES LIQUIDOS/POLVOS CORROSIVOS
- H** HUNDIMIENTO DE TERRENO
- DRT** DESPRENDIMIENTO DE POCAS/TIERRA

TECNICOS

- RF** ROTURA POR FUERZA CENTRIFUGA O CENTRIFETA
- FM** FRACTURA DE MATERIALES
- EF** EXPLOSION FISICA
- ADE** ACCION DIRECTA ENERGI ELECTRICA
- CCS** CORTO CIRCUITO/SOBRETENSIONES
- CMA** CAMPOS MAGNETICOS/ARCOS VOLT
- DS** DEFORMACION SUBITA

TECNICOS (CONT)

- RS** ROTURA SUBITA
- PCR** PERDIDA DE CONT EN RECIPIENTES
- IEP** IMPLOSION EQUIPO SUJETO A VACIO
- ICE** INTRODUCCION CUERPOS EXTRAÑOS
- DT** DAÑOS MECANICOS A TUBERIAS
- DMM** DEFECTO MANO DE OBRAMONTAJE
- VOL** VOLCADURA
- ECM** EXPLOSION CARTER MOT COMB INT
- CMM** ROT CASCO EN MAQUINARIA MOVIL
- QIF** QUEMADURA/INSUFICIENCIA FLUIDOS
- EC** EXPLOSION DE CALDERAS
- IDS** IMPERICIA/DESCUIDO/SABOTAJE
- EDC** ERRORES DISEÑO/DEFECTO CONSTRUCCION
- STE** SOBRECARGA Y TRACCION EXCESIVA

CONSECUENCIALES TECNICOS

- PRM** PERDIDA DE BENEFICIO POR ROTURA DE MAQUINARIA
- PEC** PERDIDA DE BENEFICIO POR EXPLOSION DE CALDERAS
- PEM** PERDIDA DE BENEFICIO POR EQUIPO MOVIL PESADO

CONSECUENCIALES

- GEF** GASTOS EXTRAS POR FLETE EXPRESS
- GRC** GASTOS POR RECAPTURA DE INFORMACION
- RE** REMOCION DE ESCOMBROS
- FIP** FALTA DE INSUMOS POR PROVEEDORES