



**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.

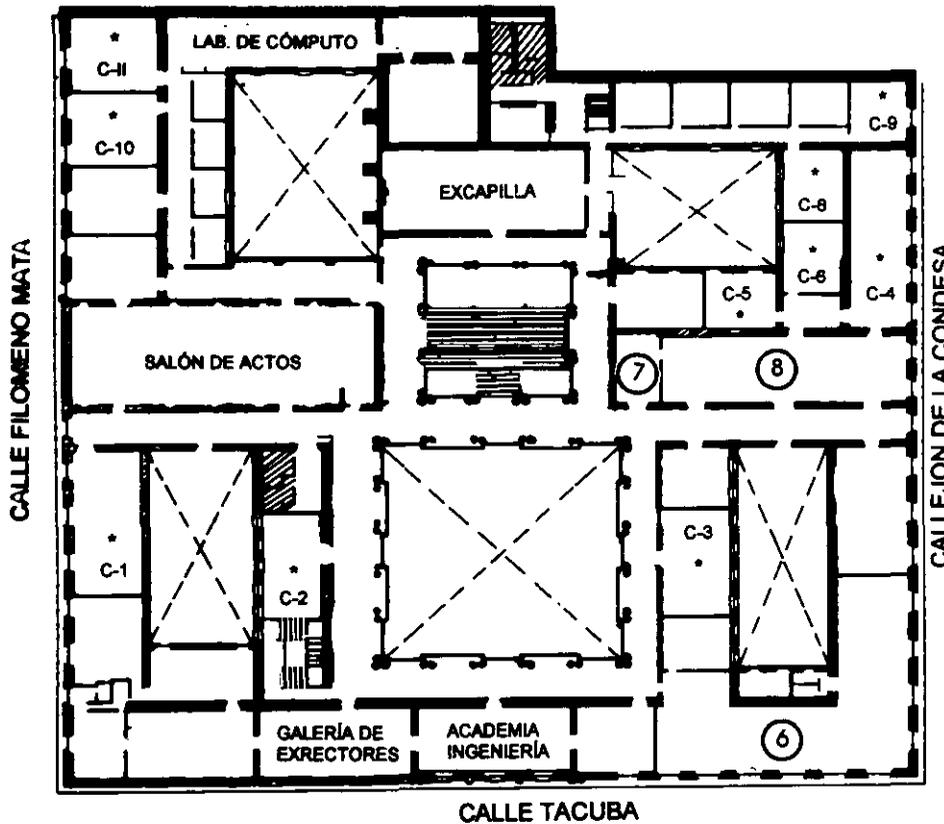
Con el objeto de mejorar los servicios que la División de Educación Continua ofrece, al final del curso deberán entregar la evaluación a través de un cuestionario diseñado para emitir juicios anónimos.

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 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

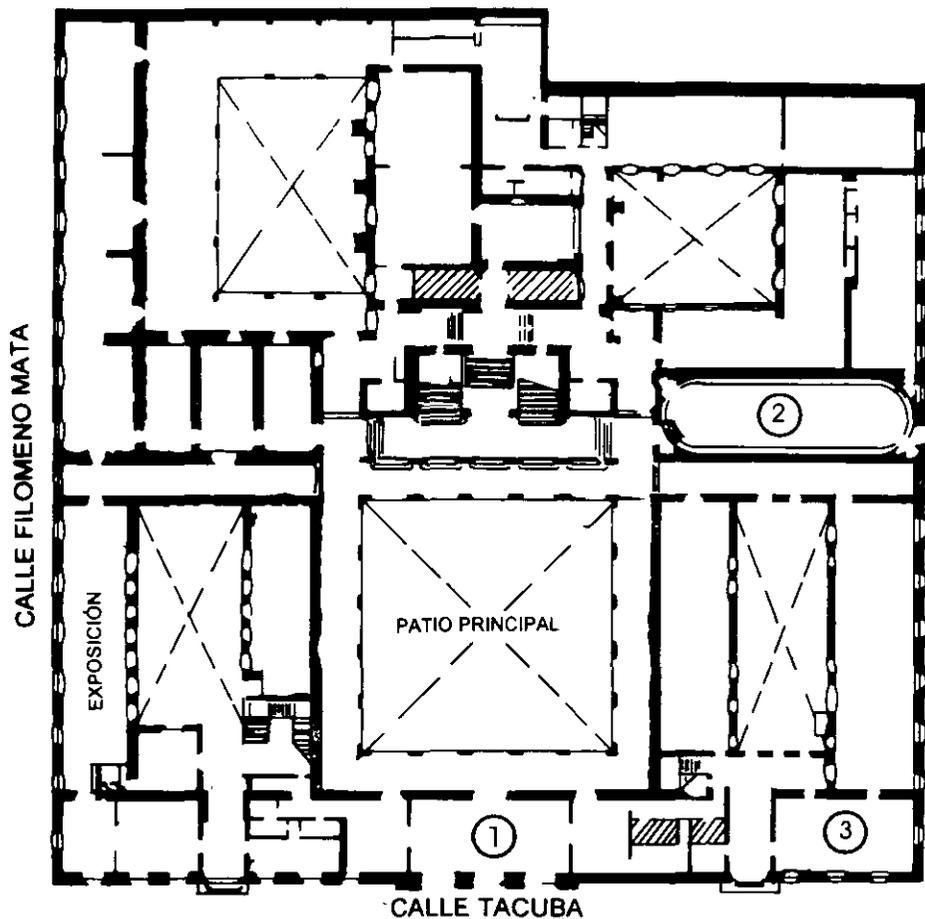


DIVISIÓN DE EDUCACIÓN CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERÍA U.N.A.M.
CURSOS ABIERTOS

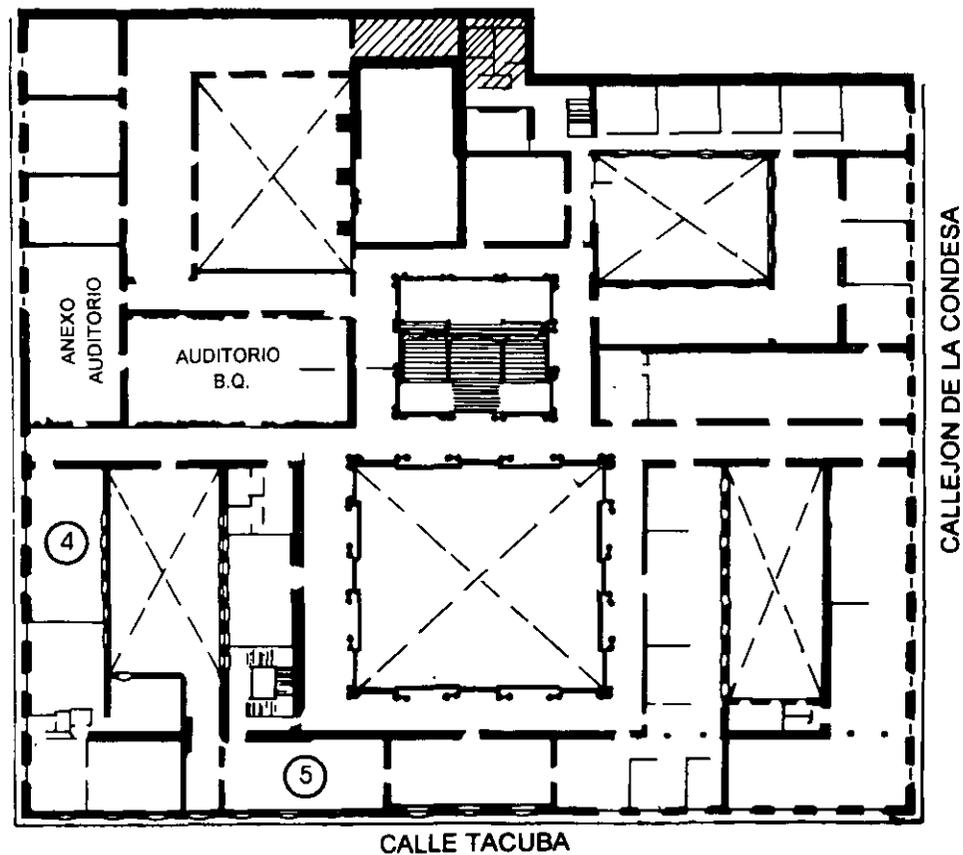
DIVISIÓN DE EDUCACIÓN CONTINUA



PALACIO DE MINERIA



PLANTA BAJA



MEZZANINNE

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

20 AL 24 DE SEPTIEMBRE DE 1999

DIA	HORA	TEMA	PROFESOR
LUNES 20	9:00 A 9:30	INAGURACION	
	10:30 A 14:00	GEOLOGIA DEL AGUA SUBTERRANEA	ING. JUAN MANUEL LESSER
	16:00 A 19:00	PRINCIPIOS Y PROPIEDADES FISICAS DE ROCAS Y ACUIFEROS	ING. JUAN MANUEL LESSER
MARTES 21	9:00 A 14:00	PRUEBAS DE BOMBEO Y DIAGNOSTICO DE POZOS	ING. DAVID GONZALEZ POSADAS
	16:00 A 19:00	GEOFISICA EN POZOS	ING. ALFONSO ALVAREZ MANILLA
MIERCOLES 22	9:00 A 12:00	GEOFISICA EN GEOHIDROLOGIA	ING. ALFONSO ALVAREZ MANILLA
	12:00 A 14:00 Y		
	16:00 A 19:00	ISOTOPOS EN GEOHIDROLOGIA	FIS. ALEJANDRA CORTES SILVA
JUEVES 23	9:00 A 14:00	REDES DE FLUJO Y CUANTIFICACION DE AGUA SUBTERRANEA	ING. JUAN MANUEL LESSER
	16:00 A 19:00	HIDROGEOQUIMICA	ING. JUAN MANUEL LESSER
VIERNES 24		PRACTICA DE CAMPO	



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

CURSOS ABIERTOS

**XI CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACIÓN DE
ACUÍFEROS**

MÓDULO I: GEOHIDROLOGÍA

TEMA:

PRUEBAS DE BOMBEO

**ING. DAVID GONZÁLEZ POSADAS
PALACIO DE MINERÍA
SEPTIEMBRE 1999**

PRUEBAS DE BOMBEO

ING. DAVID GONZÁLEZ POSADAS

1.- GENERALIDADES

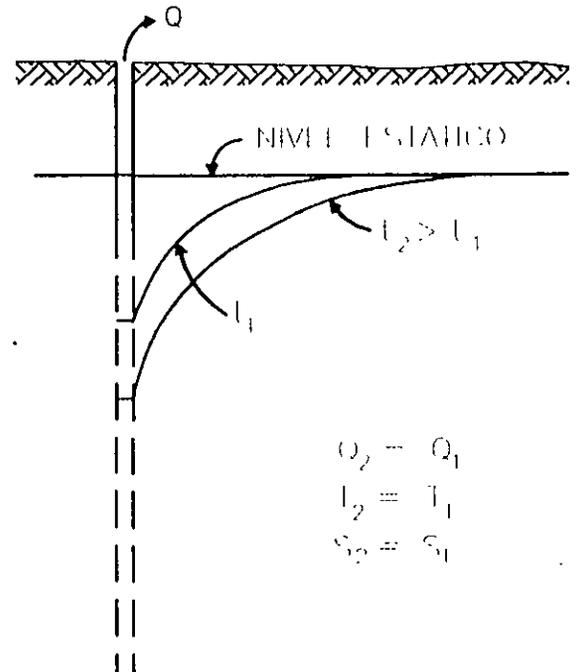
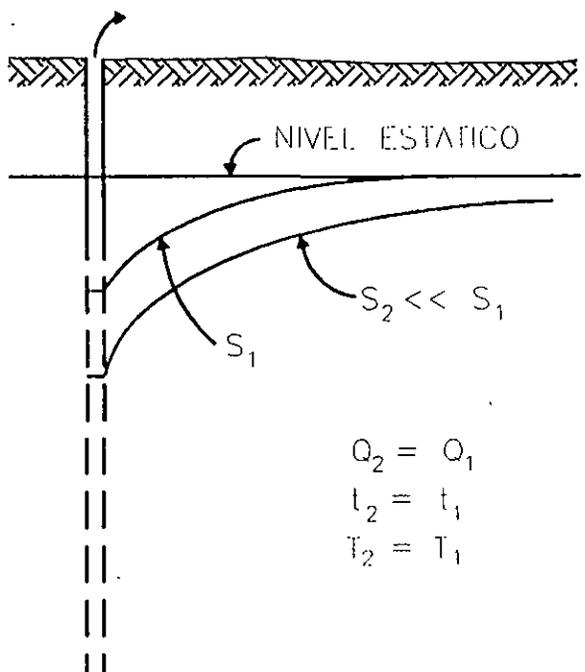
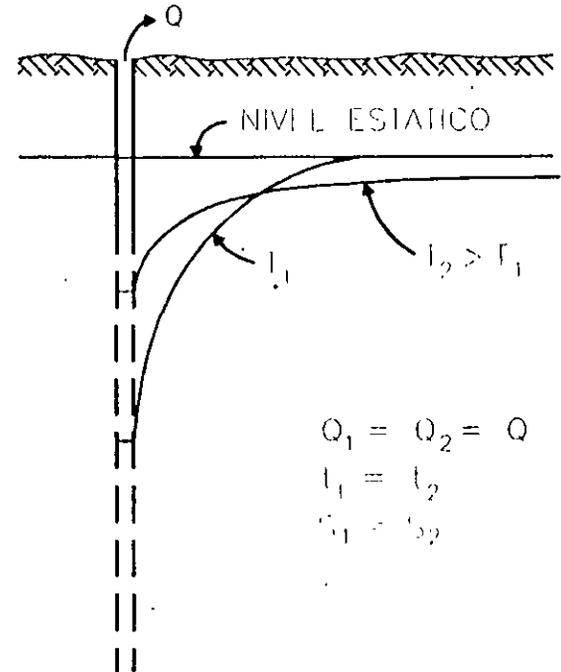
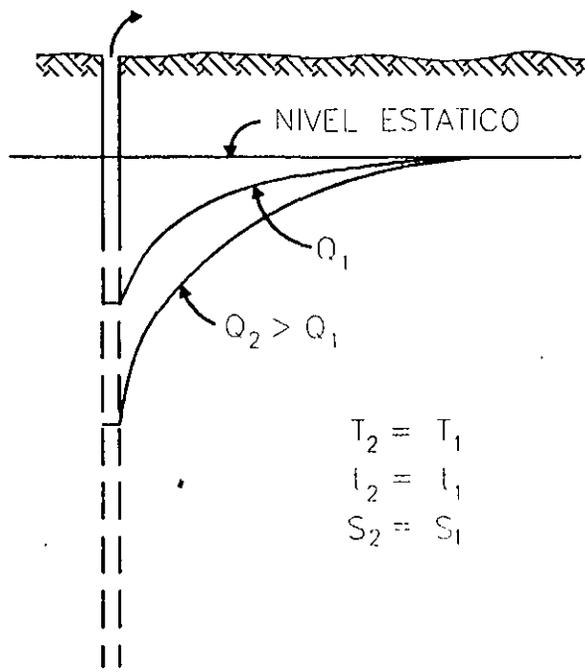
La realización de una prueba de bombeo consiste en observar los efectos de abatimiento o recuperación de los niveles piezométricos en un acuífero. Los niveles son obtenidos a través de captaciones hidráulicas del tipo de pozos o norias y pueden ser observados en el propio pozo de bombeo (pozo de operación)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



INFLUENCIA DEL CAUDAL (Q), TIEMPO DE BOMBEO (t), TRANSMISIBILIDAD (T) Y ALMACENAMIENTO (S), EN EL CONO DE DEPRESION.

FIGURA 1

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.

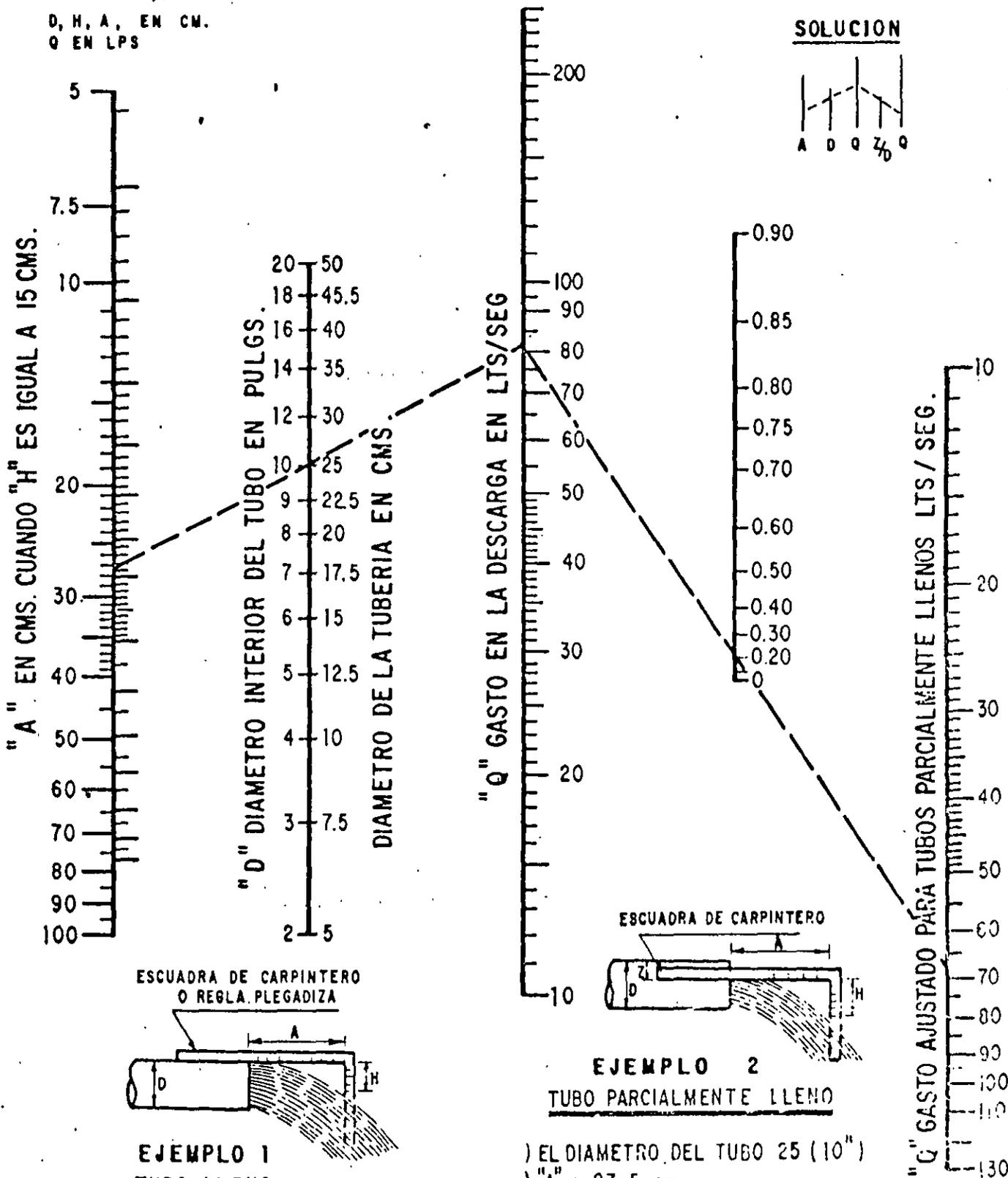
NOMOGRAMA PARA CALCULAR EL GASTO A TRAVES DE UN TUBO

12

FORMULA RESUELTA

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

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



SOLUCION



-) 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.

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

FIGURA 2

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 bombeo 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.

$$H_2^2 - h_1^2 = \frac{Q}{\pi K} L \frac{r_2}{r_1} \text{-----(1)}$$

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

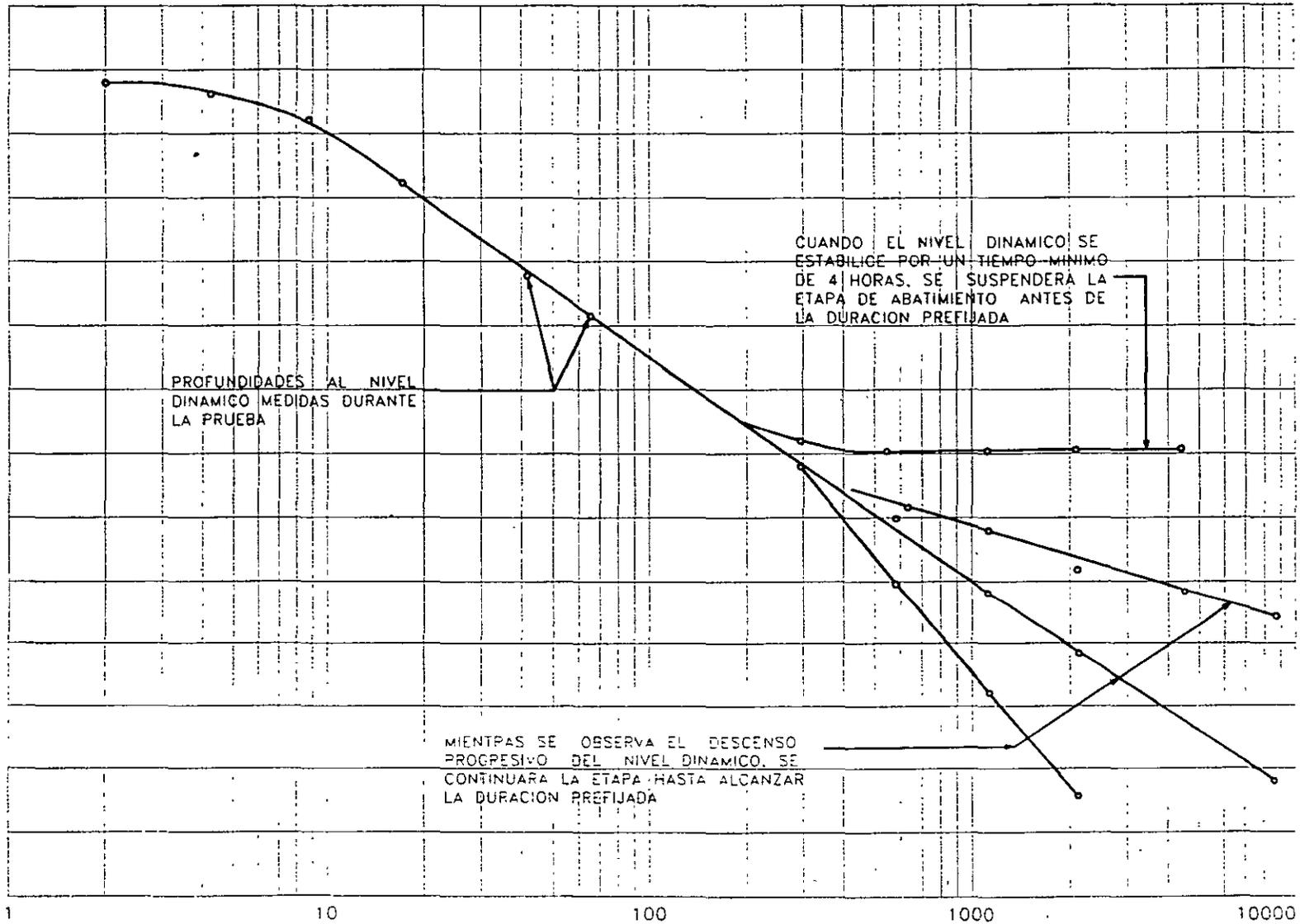
Q = Caudal de bombeo

K = Permeabilidad

L = Logaritmo base "e"

Ver figura No. 4.

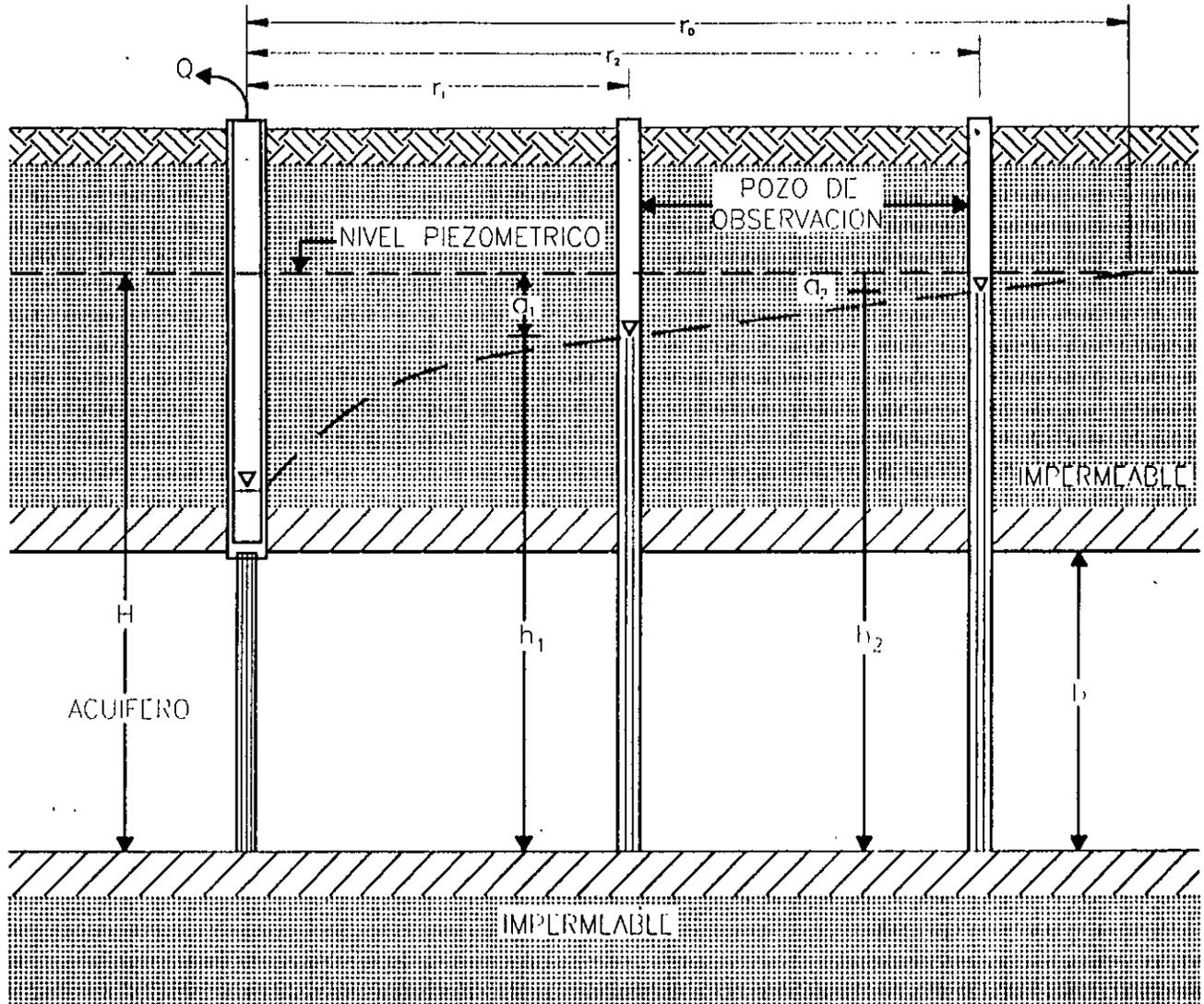
PROFUNDIDAD AL NIVEL DINAMICO, EN METROS.



TIEMPO DE BOMBEO EN MINUTOS

FIGURA 3

REGIMEN DE FLUJO ESTABLECIDO
HACIA POZOS EN UN ACUIFERO LIBRE



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

(Fórmula de Dupuit)

FIGURA 4

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 simplificadoras:

- 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.

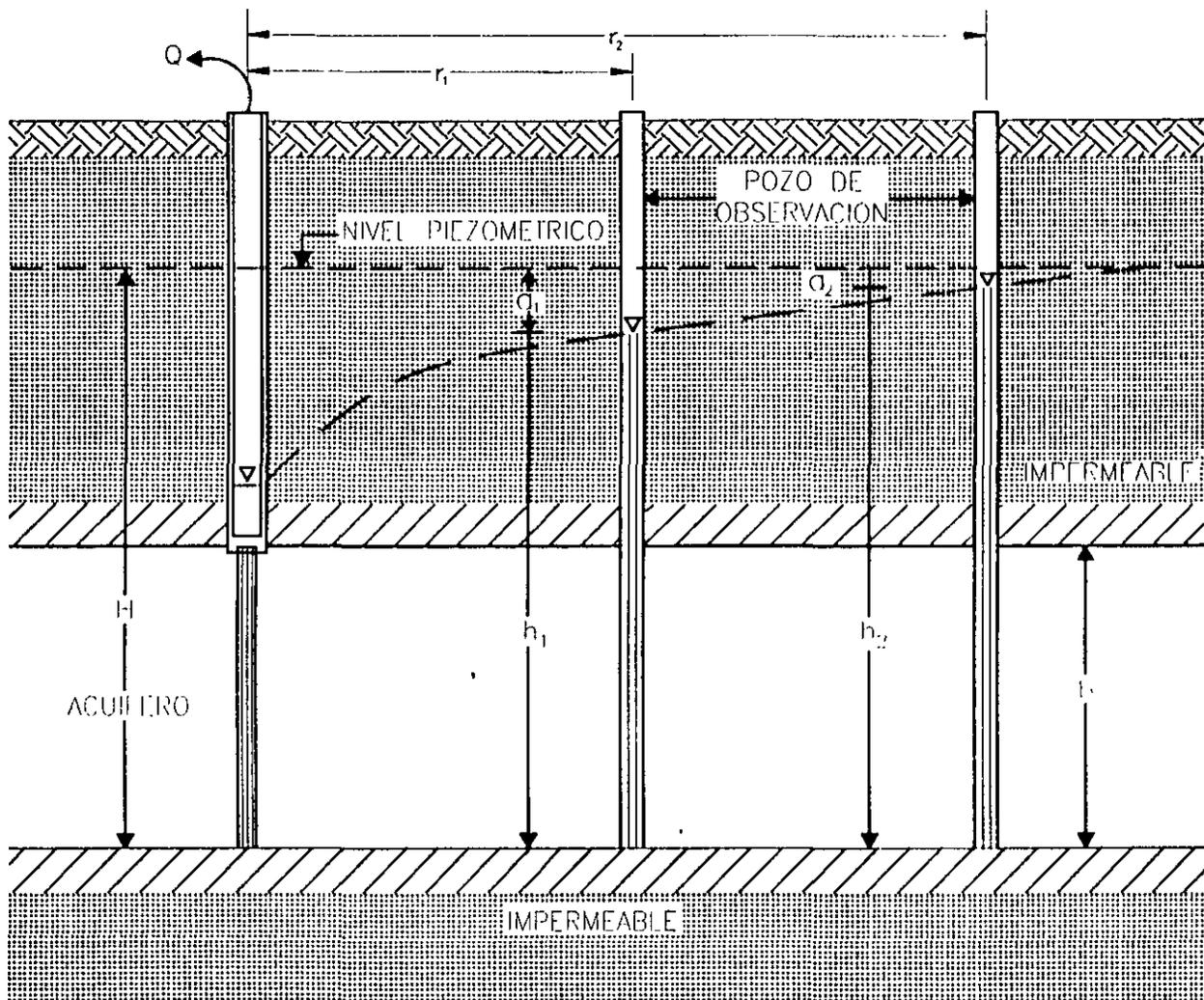
Estas hipótesis parecen limitar seriamente la aplicabilidad de ambas fórmula, pero en realidad no es así, la permeabilidad media del acuífero es más o menos constante; aunque la superficie piezométrica no es completamente horizontal en ningún caso, el gradiente hidráulico es generalmente muy pequeño 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.

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

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

REGIMEN DE FLUJO ESTABLECIDO
HACIA POZOS EN UN ACUIFERO CONFINADO



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

(Fórmula de Thiem)

FIGURA 5

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.

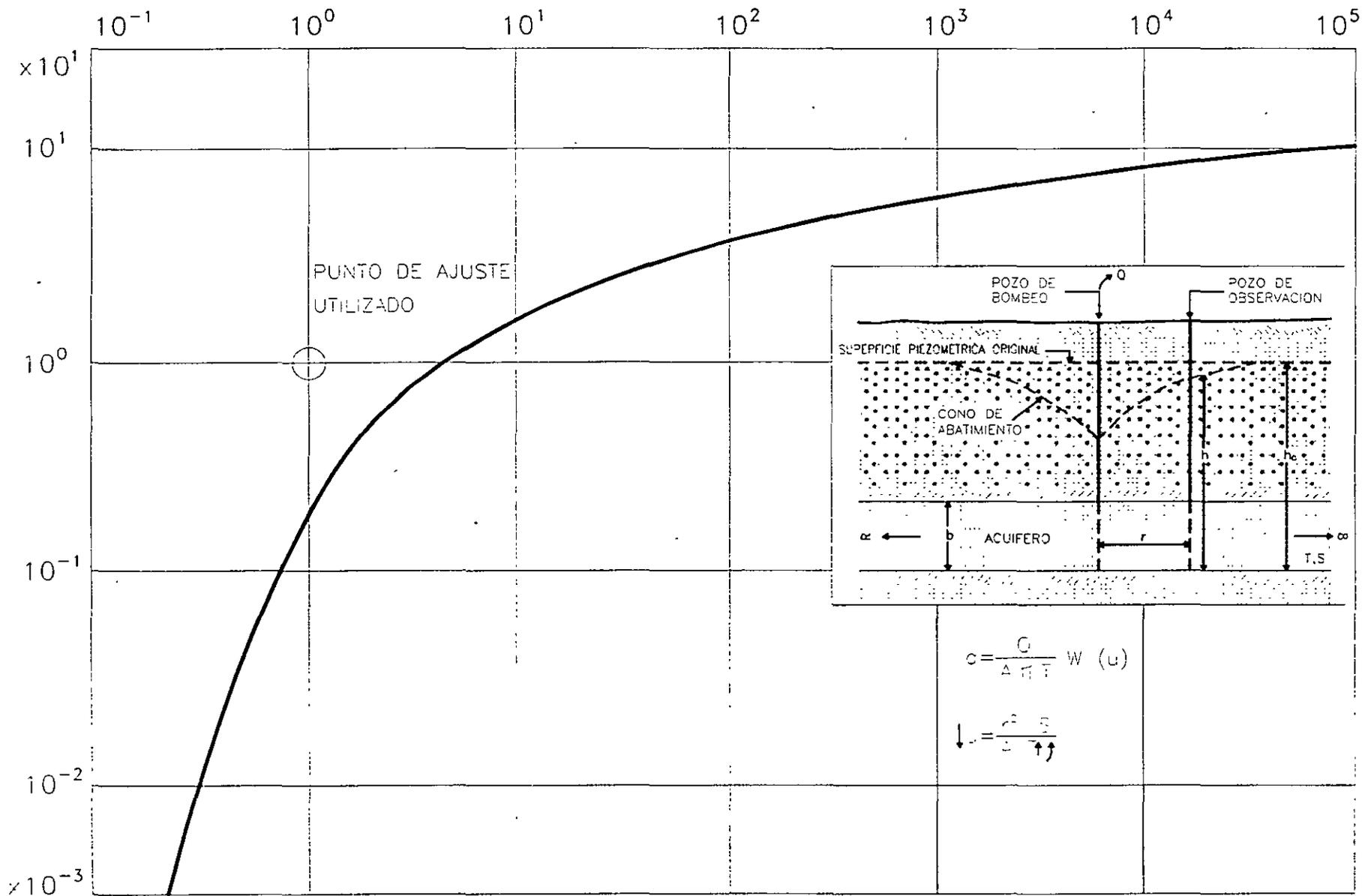
Los valores de la función de pozo en relación con los de u, se encuentra en tabla 1, los cuales vaciados en una gráfica de W(u) contra 1/u en papel logarítmico, nos da una curva tipo para interpretar pruebas de bombeo en pozos totalmente penetrantes en acuíferos confinados (figura 6).

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 ($t > 5 S r^2 / l$), la ecuación (3), puede modificarse sin un error significativo a la forma siguiente:

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

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 ($t < 5 S r^2 / l$) 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

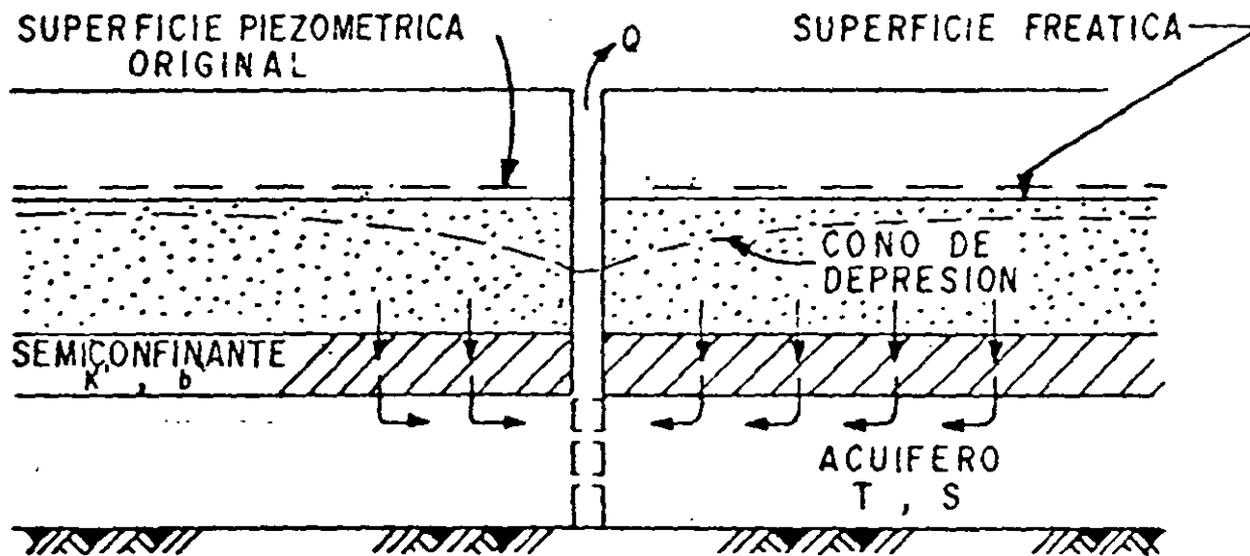


FIGURA 7

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

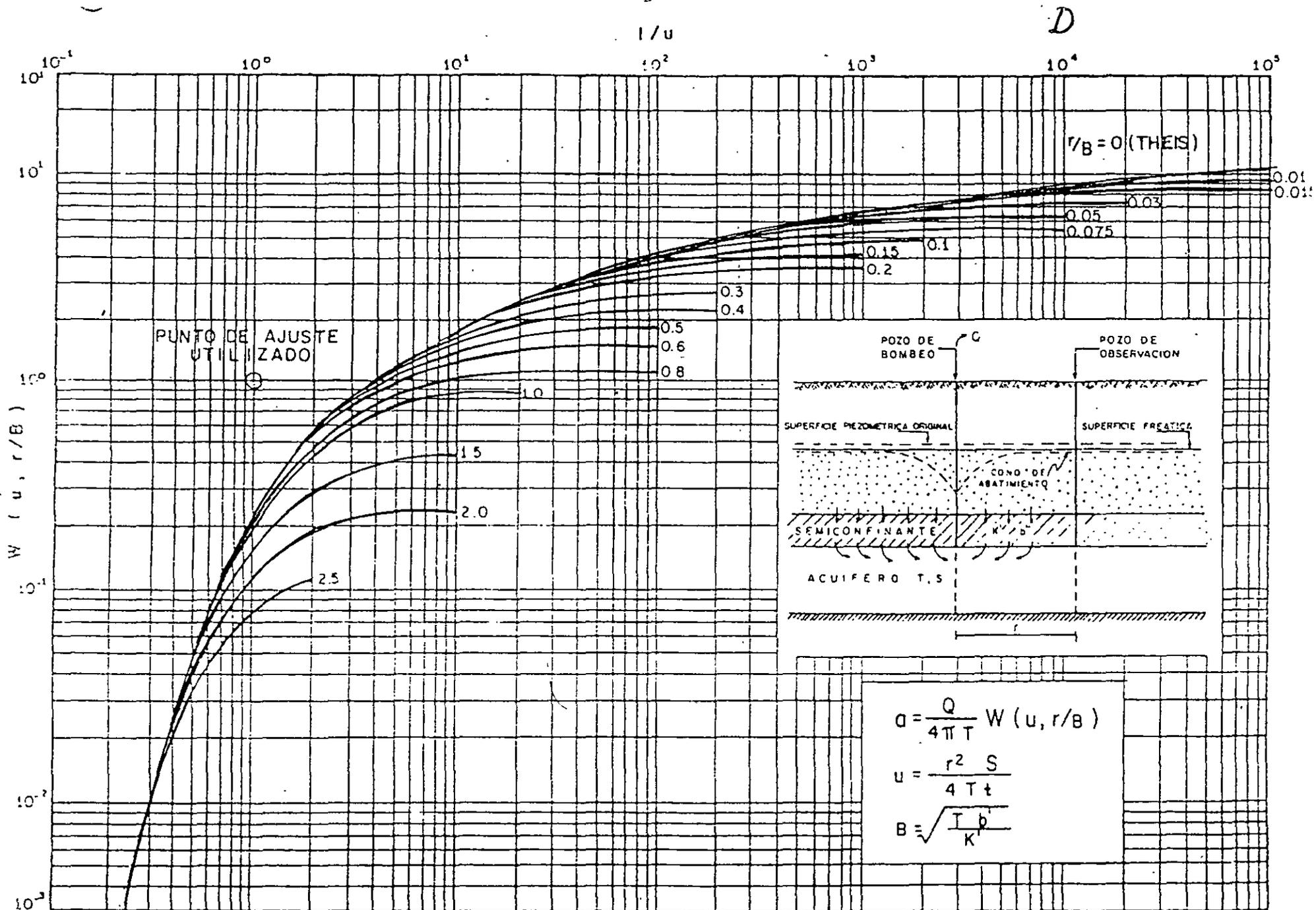
$$B = \sqrt{T b'/K'}$$

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 SEMICONFINADOS

FIGURA 8

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).

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

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

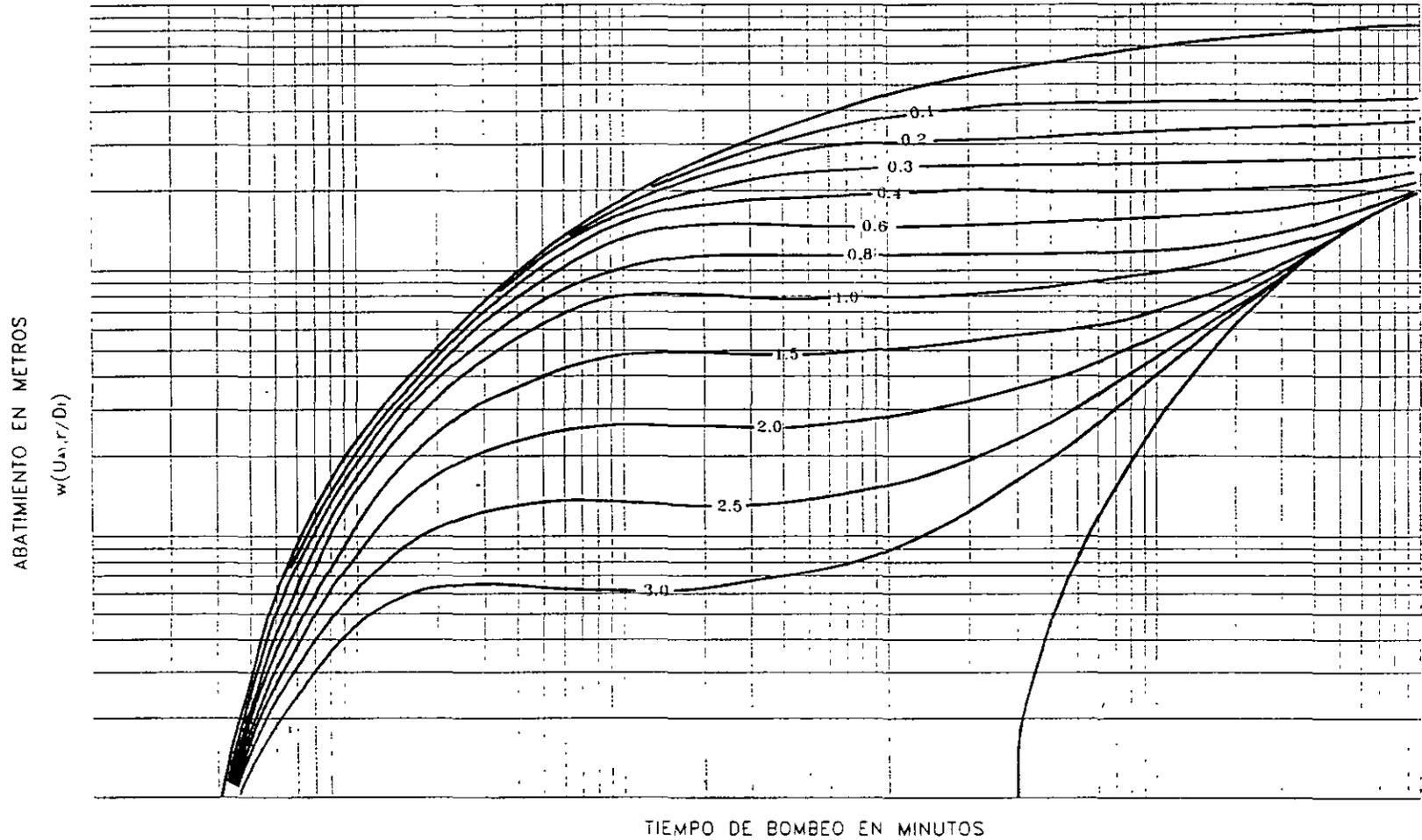
Los acuíferos libres se caracterizan por estar limitados superiormente por una superficie freática, puesto que el espesor saturado del acuífero varía con las fluctuaciones de esta

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

$$T = Q w(U_s, r/D_s) / 4\pi c$$

$$S = 4T, U_s / r^2$$

REPRESENTACION LOGARITMICA
DE PRUEBAS DE BOMBEO

FIGURA 9

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

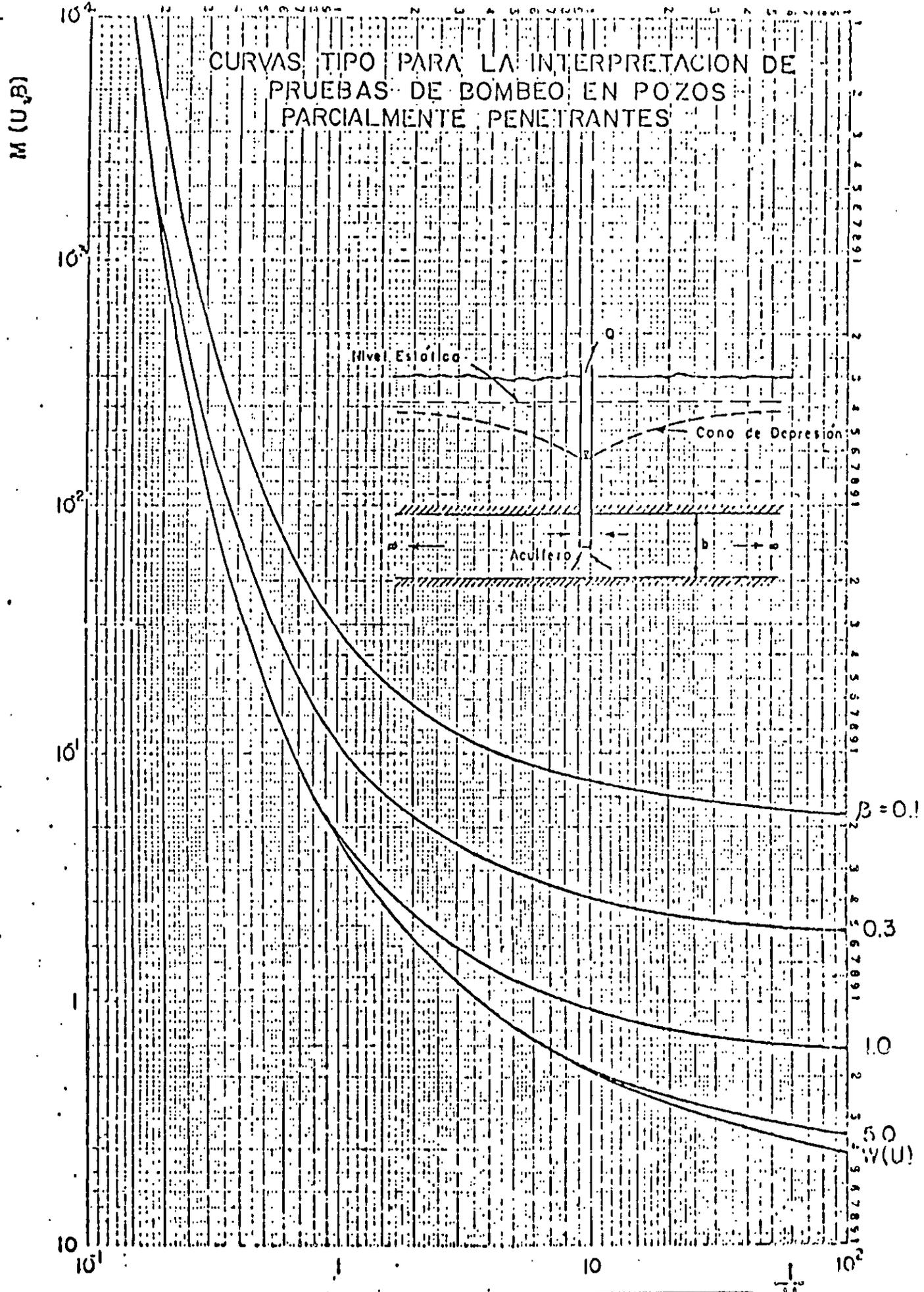


FIGURA 10

Table B.1 Values of the Functions of e^x, K_0(x), -Ei(-x), and E_1(x-x^2)

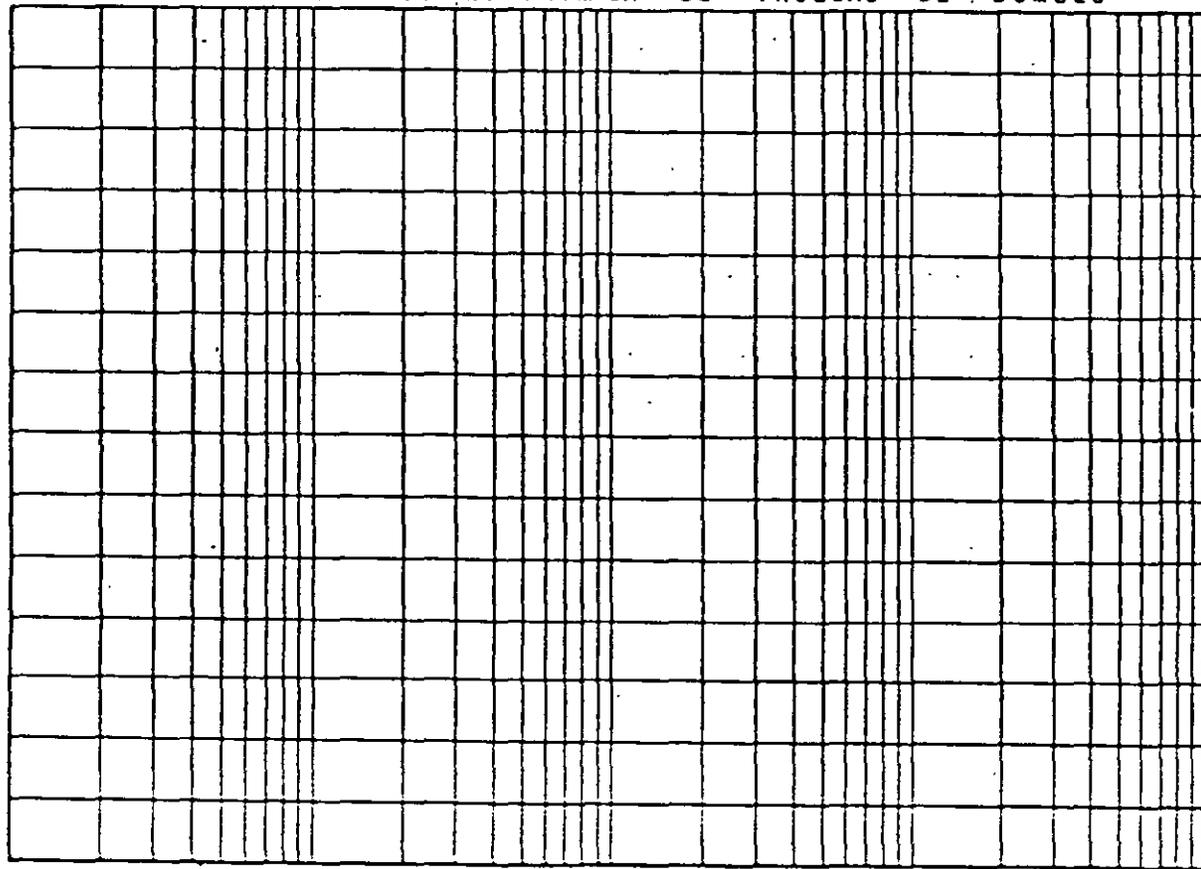
x	e ^x	K ₀ (x)	-Ei(-x)	E ₁ (x-x ²)
0.00	1.0000	0.6931	0.0000	1.0000
0.01	1.0100	0.6931	0.0000	1.0000
0.02	1.0201	0.6931	0.0000	1.0000
0.03	1.0304	0.6931	0.0000	1.0000
0.04	1.0408	0.6931	0.0000	1.0000
0.05	1.0514	0.6931	0.0000	1.0000
0.06	1.0621	0.6931	0.0000	1.0000
0.07	1.0729	0.6931	0.0000	1.0000
0.08	1.0838	0.6931	0.0000	1.0000
0.09	1.0948	0.6931	0.0000	1.0000
0.10	1.1059	0.6931	0.0000	1.0000
0.11	1.1171	0.6931	0.0000	1.0000
0.12	1.1284	0.6931	0.0000	1.0000
0.13	1.1398	0.6931	0.0000	1.0000
0.14	1.1513	0.6931	0.0000	1.0000
0.15	1.1629	0.6931	0.0000	1.0000
0.16	1.1746	0.6931	0.0000	1.0000
0.17	1.1864	0.6931	0.0000	1.0000
0.18	1.1983	0.6931	0.0000	1.0000
0.19	1.2103	0.6931	0.0000	1.0000
0.20	1.2224	0.6931	0.0000	1.0000
0.21	1.2346	0.6931	0.0000	1.0000
0.22	1.2469	0.6931	0.0000	1.0000
0.23	1.2593	0.6931	0.0000	1.0000
0.24	1.2718	0.6931	0.0000	1.0000
0.25	1.2844	0.6931	0.0000	1.0000
0.26	1.2971	0.6931	0.0000	1.0000
0.27	1.3099	0.6931	0.0000	1.0000
0.28	1.3228	0.6931	0.0000	1.0000
0.29	1.3358	0.6931	0.0000	1.0000
0.30	1.3489	0.6931	0.0000	1.0000
0.31	1.3621	0.6931	0.0000	1.0000
0.32	1.3754	0.6931	0.0000	1.0000
0.33	1.3888	0.6931	0.0000	1.0000
0.34	1.4023	0.6931	0.0000	1.0000
0.35	1.4159	0.6931	0.0000	1.0000
0.36	1.4296	0.6931	0.0000	1.0000
0.37	1.4434	0.6931	0.0000	1.0000
0.38	1.4573	0.6931	0.0000	1.0000
0.39	1.4713	0.6931	0.0000	1.0000
0.40	1.4854	0.6931	0.0000	1.0000
0.41	1.4996	0.6931	0.0000	1.0000
0.42	1.5139	0.6931	0.0000	1.0000
0.43	1.5283	0.6931	0.0000	1.0000
0.44	1.5428	0.6931	0.0000	1.0000
0.45	1.5574	0.6931	0.0000	1.0000
0.46	1.5721	0.6931	0.0000	1.0000
0.47	1.5869	0.6931	0.0000	1.0000
0.48	1.6018	0.6931	0.0000	1.0000
0.49	1.6168	0.6931	0.0000	1.0000
0.50	1.6319	0.6931	0.0000	1.0000

Table B.1 Values of the Functions of e^x, K_0(x), -Ei(-x), and E_1(x-x^2)

x	e ^x	K ₀ (x)	-Ei(-x)	E ₁ (x-x ²)
0.51	1.6471	0.6931	0.0000	1.0000
0.52	1.6625	0.6931	0.0000	1.0000
0.53	1.6780	0.6931	0.0000	1.0000
0.54	1.6936	0.6931	0.0000	1.0000
0.55	1.7093	0.6931	0.0000	1.0000
0.56	1.7251	0.6931	0.0000	1.0000
0.57	1.7410	0.6931	0.0000	1.0000
0.58	1.7570	0.6931	0.0000	1.0000
0.59	1.7731	0.6931	0.0000	1.0000
0.60	1.7893	0.6931	0.0000	1.0000
0.61	1.8056	0.6931	0.0000	1.0000
0.62	1.8220	0.6931	0.0000	1.0000
0.63	1.8385	0.6931	0.0000	1.0000
0.64	1.8551	0.6931	0.0000	1.0000
0.65	1.8718	0.6931	0.0000	1.0000
0.66	1.8886	0.6931	0.0000	1.0000
0.67	1.9055	0.6931	0.0000	1.0000
0.68	1.9225	0.6931	0.0000	1.0000
0.69	1.9396	0.6931	0.0000	1.0000
0.70	1.9568	0.6931	0.0000	1.0000
0.71	1.9741	0.6931	0.0000	1.0000
0.72	1.9915	0.6931	0.0000	1.0000
0.73	2.0090	0.6931	0.0000	1.0000
0.74	2.0266	0.6931	0.0000	1.0000
0.75	2.0443	0.6931	0.0000	1.0000
0.76	2.0621	0.6931	0.0000	1.0000
0.77	2.0800	0.6931	0.0000	1.0000
0.78	2.0980	0.6931	0.0000	1.0000
0.79	2.1161	0.6931	0.0000	1.0000
0.80	2.1343	0.6931	0.0000	1.0000
0.81	2.1526	0.6931	0.0000	1.0000
0.82	2.1710	0.6931	0.0000	1.0000
0.83	2.1895	0.6931	0.0000	1.0000
0.84	2.2081	0.6931	0.0000	1.0000
0.85	2.2268	0.6931	0.0000	1.0000
0.86	2.2456	0.6931	0.0000	1.0000
0.87	2.2645	0.6931	0.0000	1.0000
0.88	2.2835	0.6931	0.0000	1.0000
0.89	2.3026	0.6931	0.0000	1.0000
0.90	2.3218	0.6931	0.0000	1.0000
0.91	2.3411	0.6931	0.0000	1.0000
0.92	2.3605	0.6931	0.0000	1.0000
0.93	2.3800	0.6931	0.0000	1.0000
0.94	2.4000	0.6931	0.0000	1.0000
0.95	2.4200	0.6931	0.0000	1.0000
0.96	2.4400	0.6931	0.0000	1.0000
0.97	2.4600	0.6931	0.0000	1.0000
0.98	2.4800	0.6931	0.0000	1.0000
0.99	2.5000	0.6931	0.0000	1.0000
1.00	2.5200	0.6931	0.0000	1.0000

REPRESENTACION SEMILOGARITMICA DE PRUEBAS DE BOMBEO

PROFUNDIDAD AL NIVEL DEL AGUA, (m)



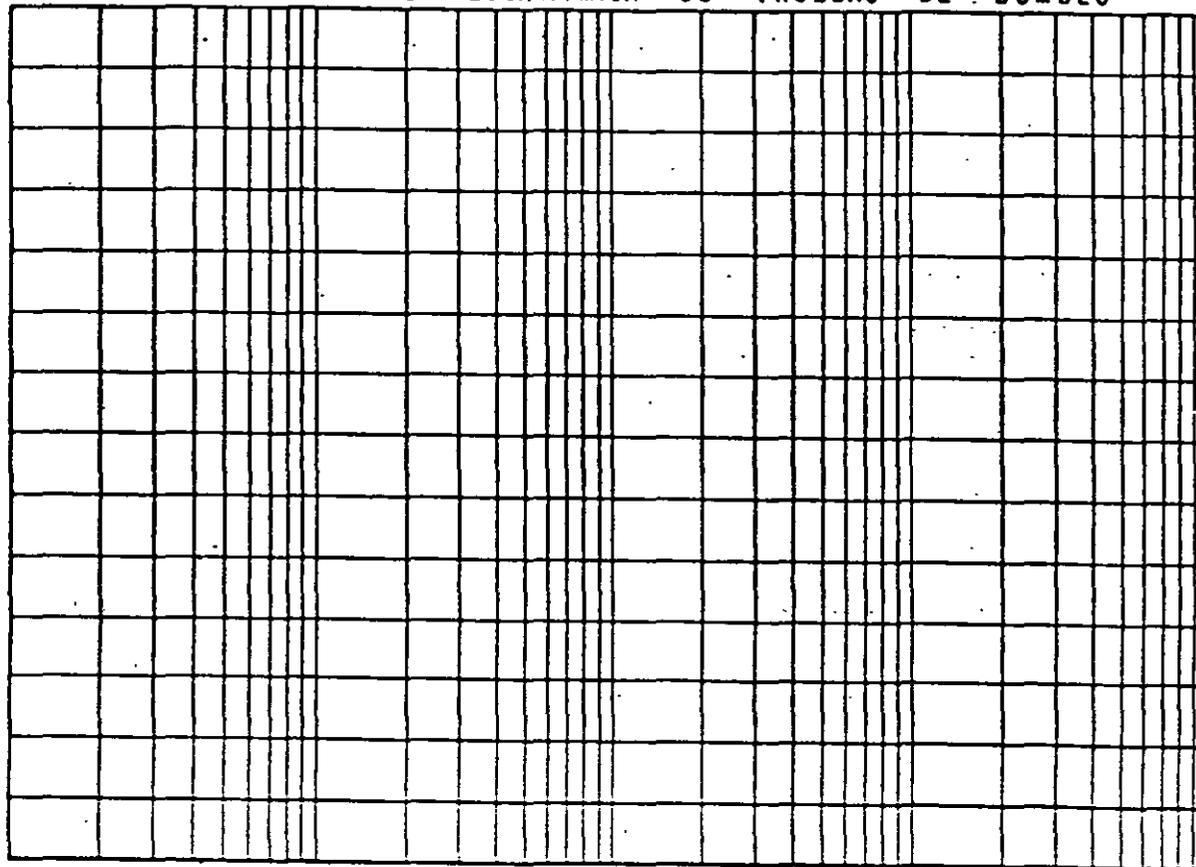
TIEMPO EN

FECHA
FIGURA

PRUEBA DE
BOMBEO
ETAPA DE

REPRESENTACION SEMILOGARITMICA DE PRUEBAS DE BOMBEO

PROFUNDIDAD AL NIVEL DEL AGUA, (m)



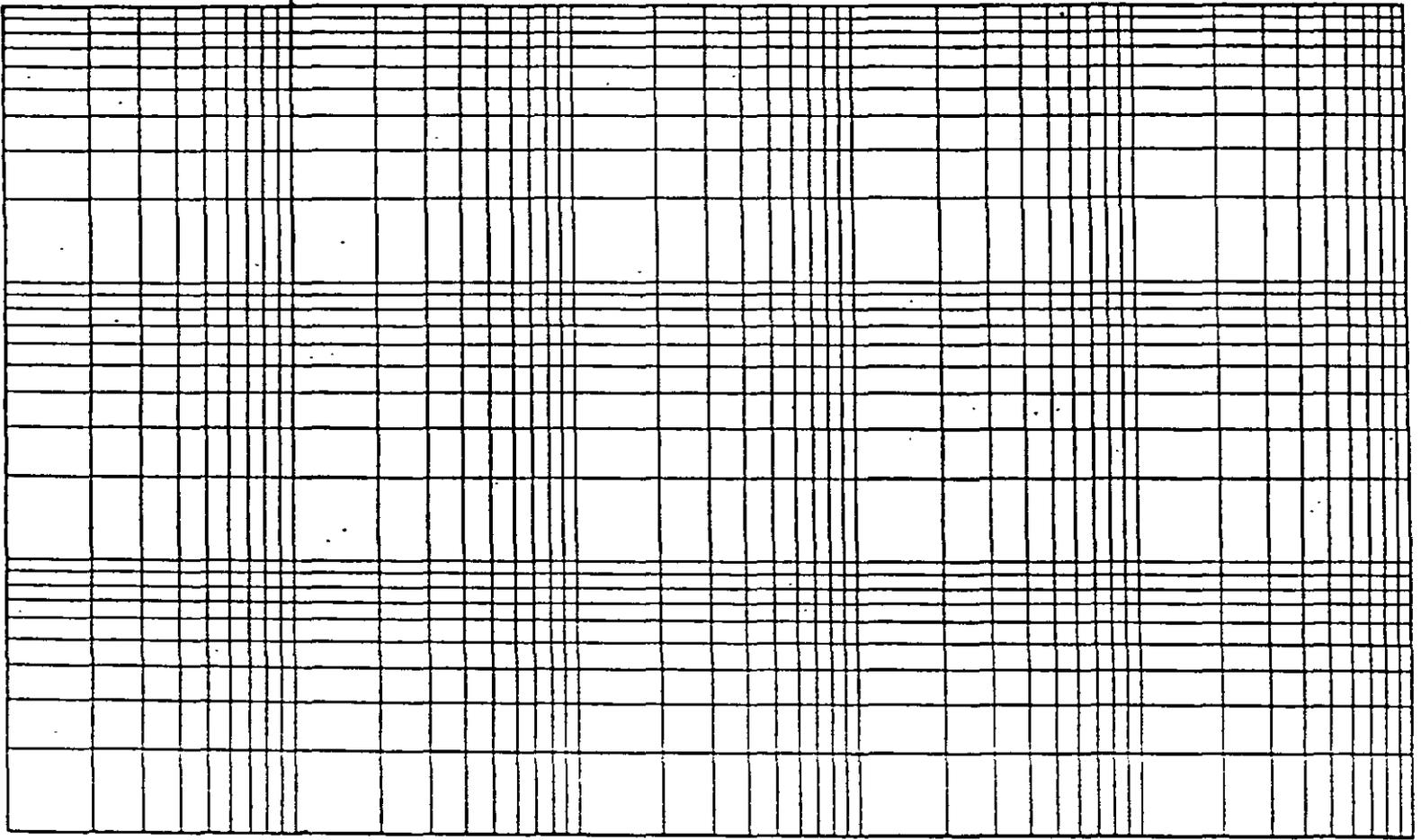
TIEMPO EN

FECHA
FIGURA

PRUEBA DE
BOMBEO
ETAPA DE

D

A B A T I M I E N T O E N M E T R O S



T I E M P O E N M I N U T O S

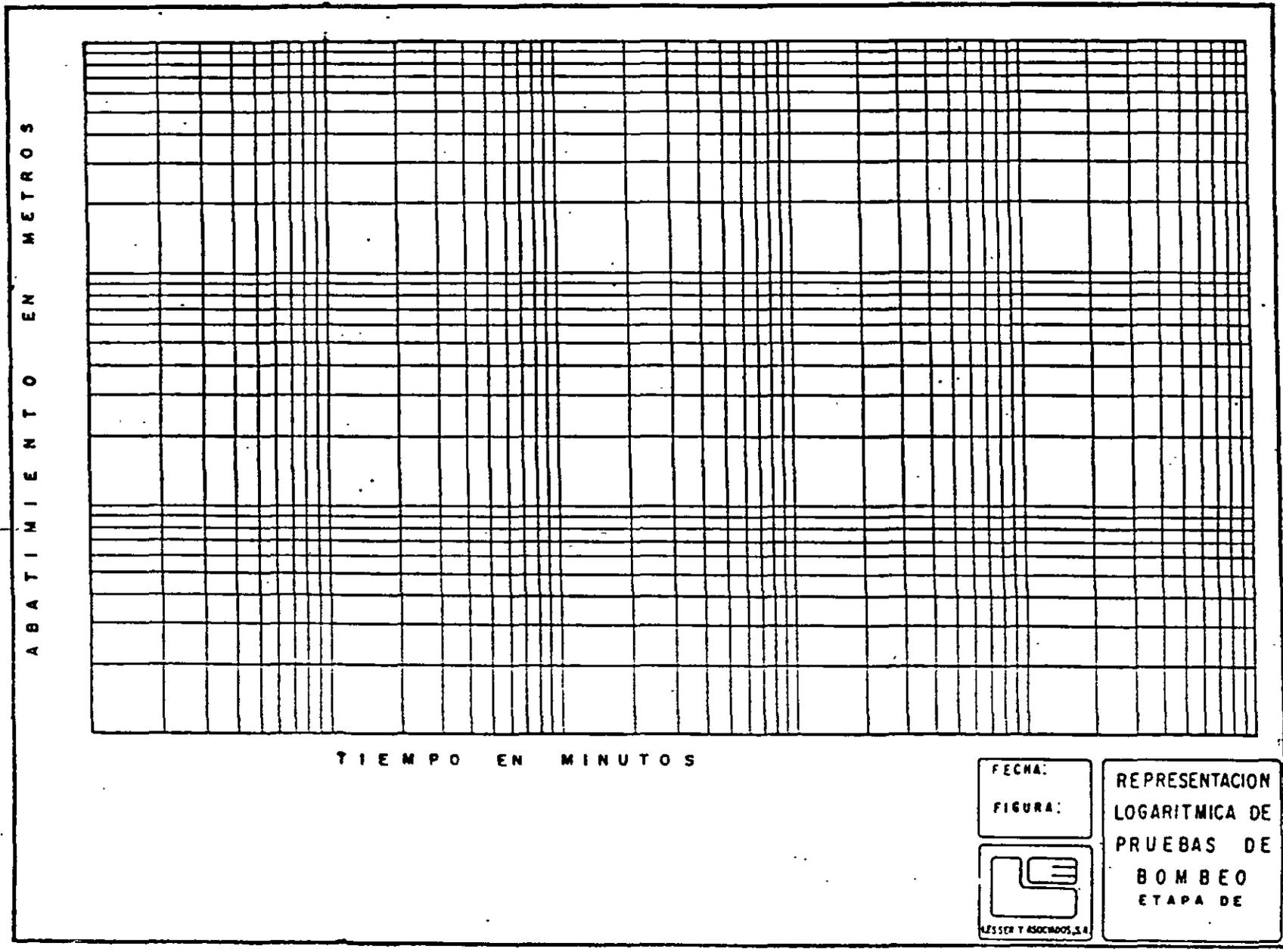
FECHA:
FIGURA:



ALFESER Y ASOCIADOS, S.A.

REPRESENTACION
LOGARITMICA DE
PRUEBAS DE
BOMBEO
ETAPA DE

D



FECHA:
FIGURA:



ALZAR Y ASOCIADOS, S.A.

REPRESENTACION
LOGARITMICA DE
PRUEBAS DE
BOMBEO
ETAPA DE

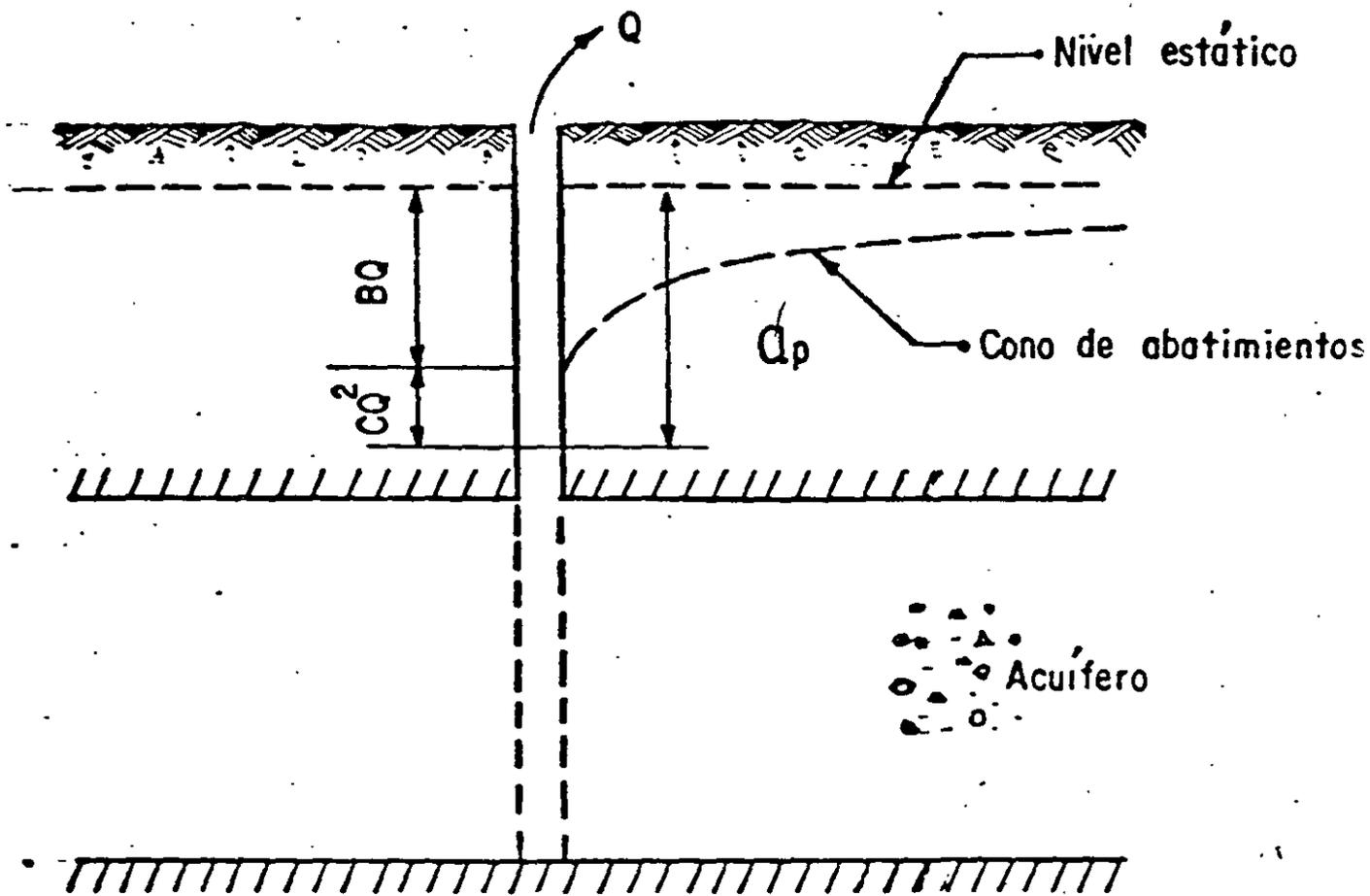


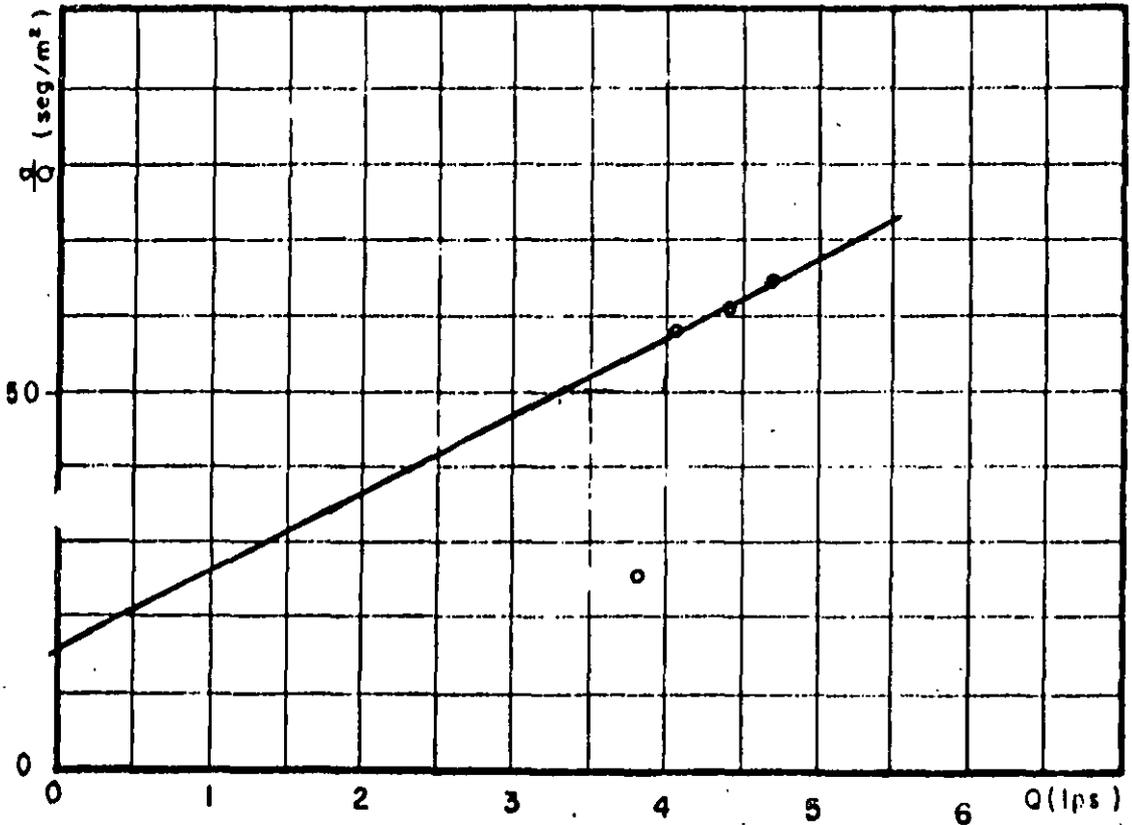
FIGURA No. 23

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



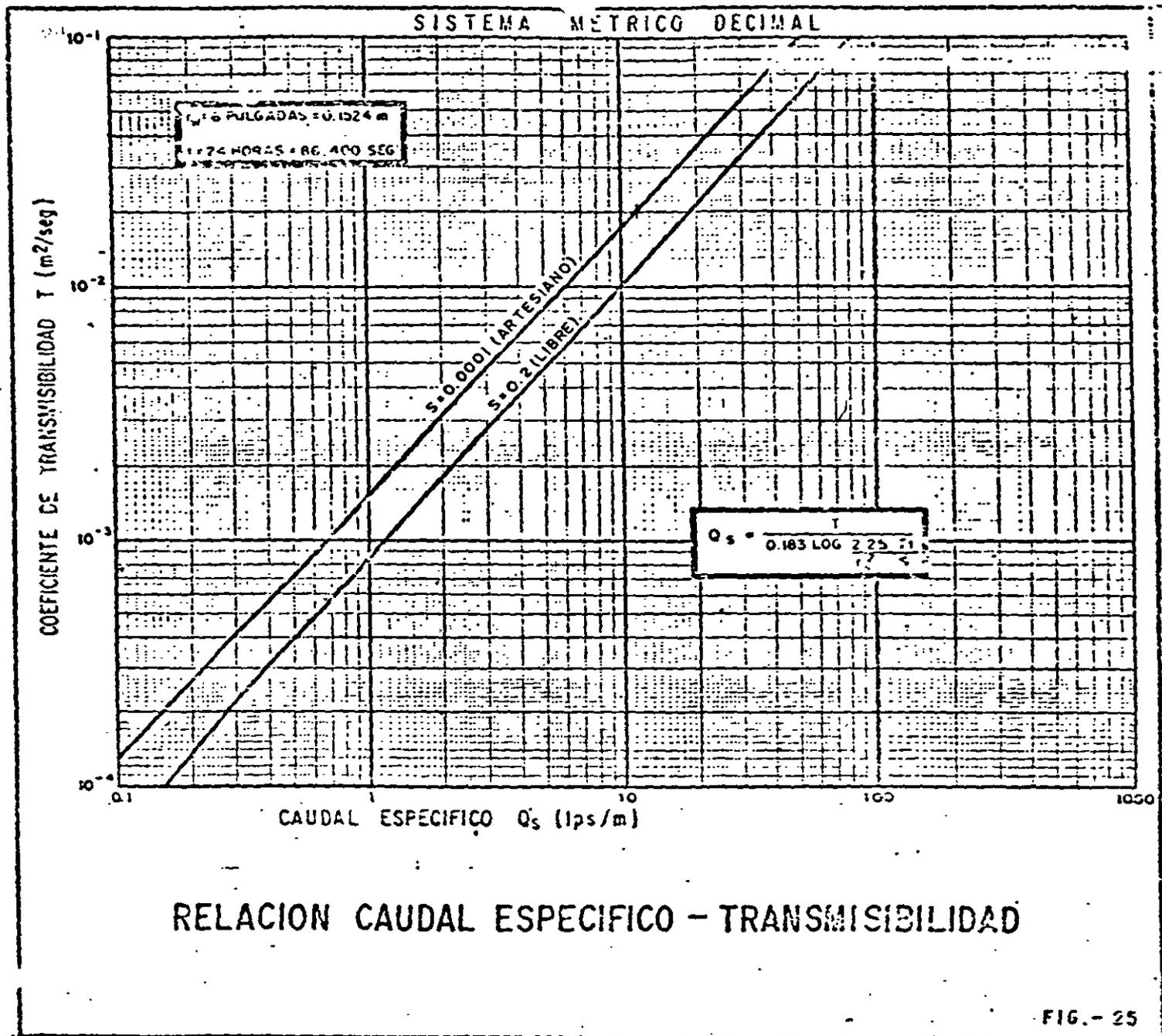
INTERPRETACION DE LA PRUEBA DE AFORO

ZONA : HUATULCO, OAX.

POZO No. T-2

RPM	Q m ³ /seg.	H. D. m	s	e/Q seg./m ²	BQ m	CQ ² m	QT	QT	Q/QT	Q/QF ⇒ 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. TABLA No.



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

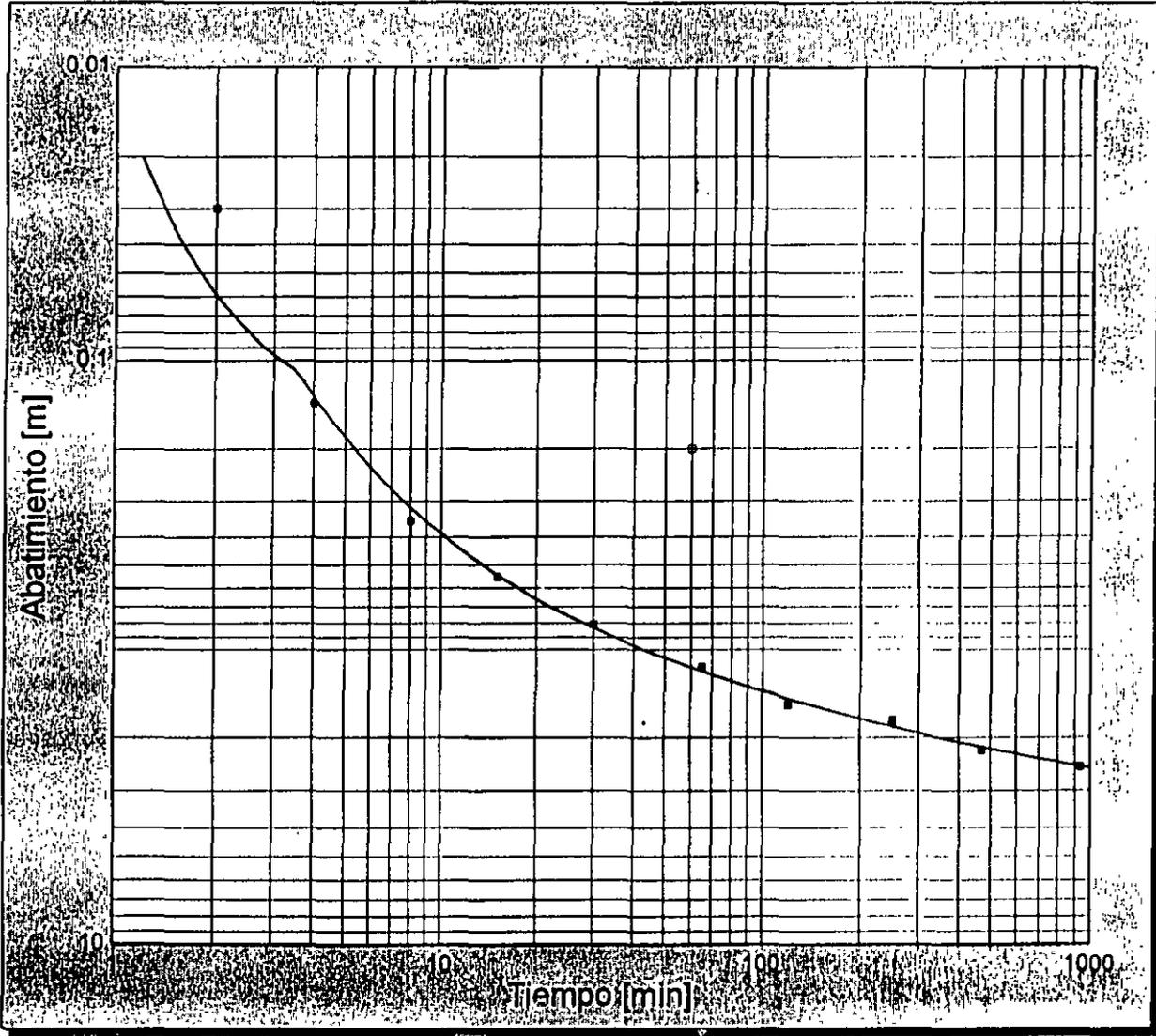
Transmisibilidad en m²/dia 1429.861 (0.0165) <i>m²/day</i>	Coefficiente de Almacenamiento 0.001362297	Estimación del Error [m] 0.04
--	--	---

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	0.14000	100.000		0.13219	-0.00781
8.0	0.35000	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		1.18815	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

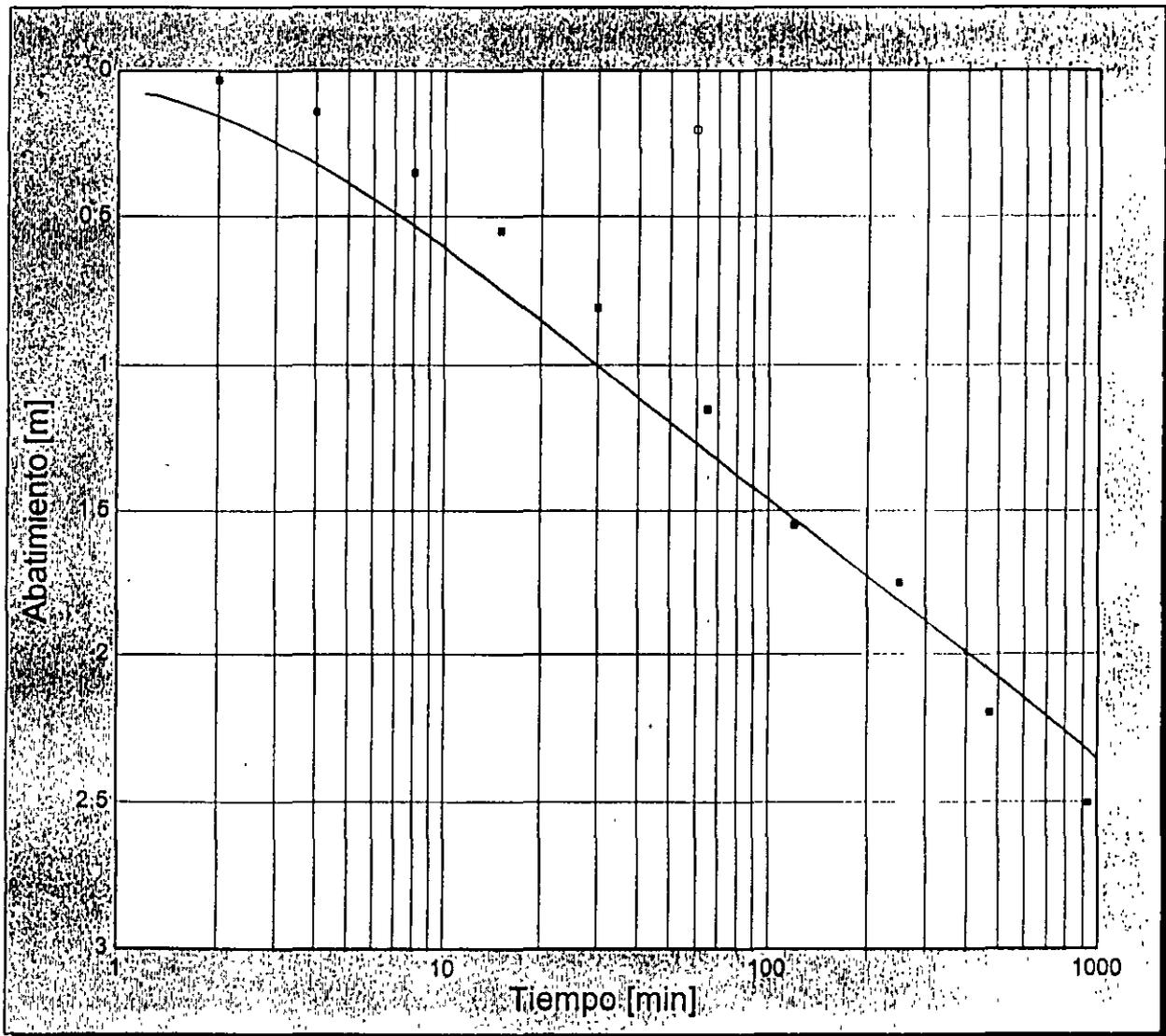
Prueba de Bombeo

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



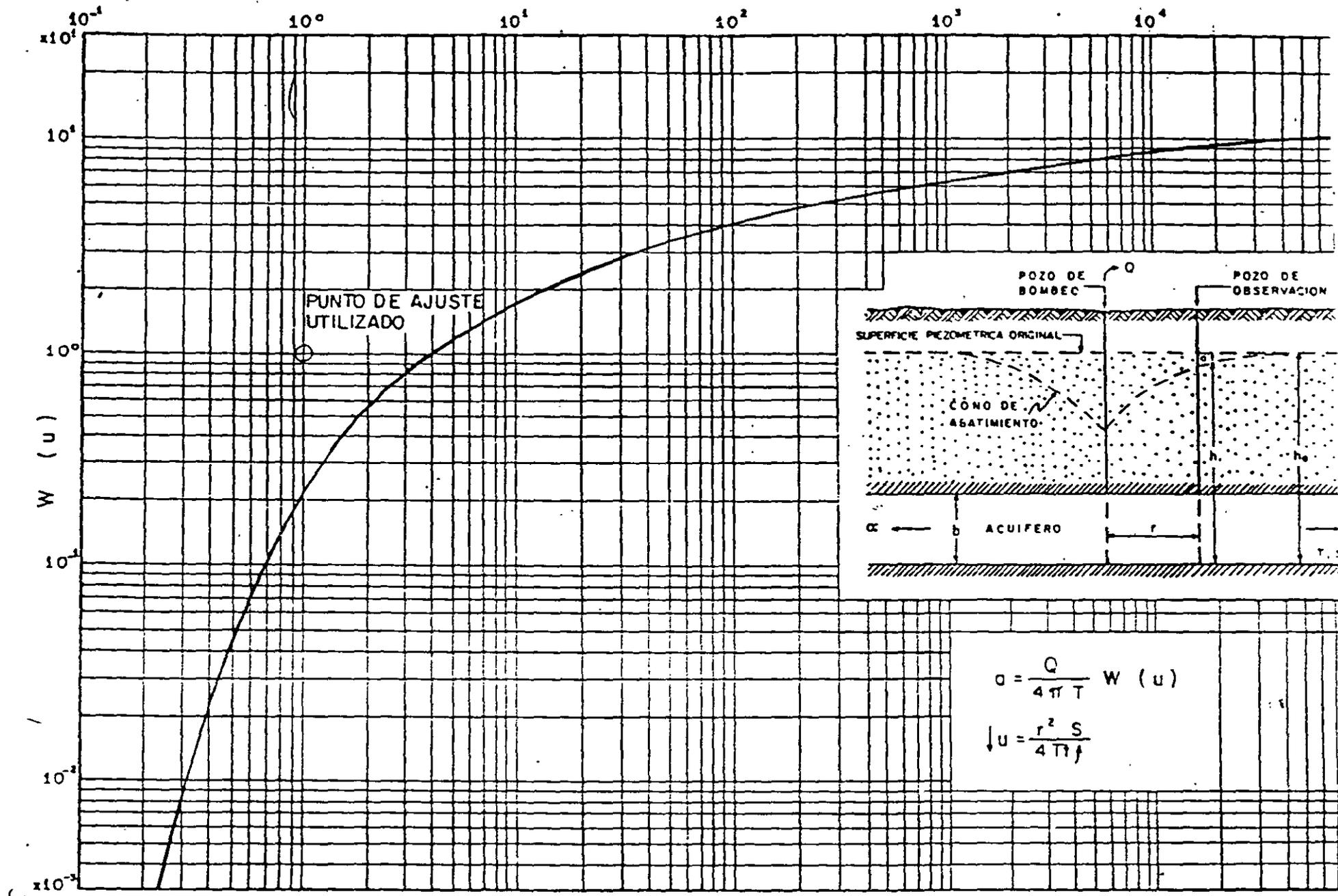
Prueba de Bombeo

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



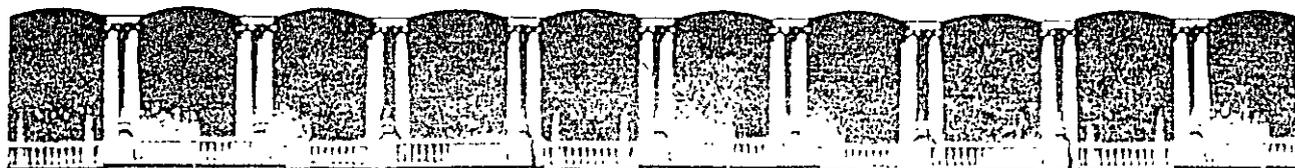
D

1/u



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

**XI CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACIÓN DE
ACUÍFEROS**

MÓDULO I: GEOHIDROLOGÍA

TEMA:

HIDROGEOQUÍMICA DE LAS AGUAS NATURALES

**ING. DAVID GONZÁLEZ POSADAS
PALACIO DE MINERÍA
SEPTIEMBRE 1999**

**CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACIÓN
DE ACUÍFEROS**

HIDROGEOQUÍMICA DE LAS AGUAS NATURALES

POR: Ing. Juan Manuel Lesser Illades

Septiembre de 1999

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.)

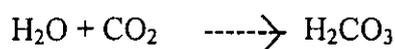
La composición química general del agua de lluvia, según Garrels y Mackenzie (1971), es la siguiente:

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. "Evolution of the Sedimentary Rocks".

Hem, John. (1985) Study and Interpretation of Chemical Characteristics of Natural Water. U.S. Geological Survey Water-Supply paper 2254.

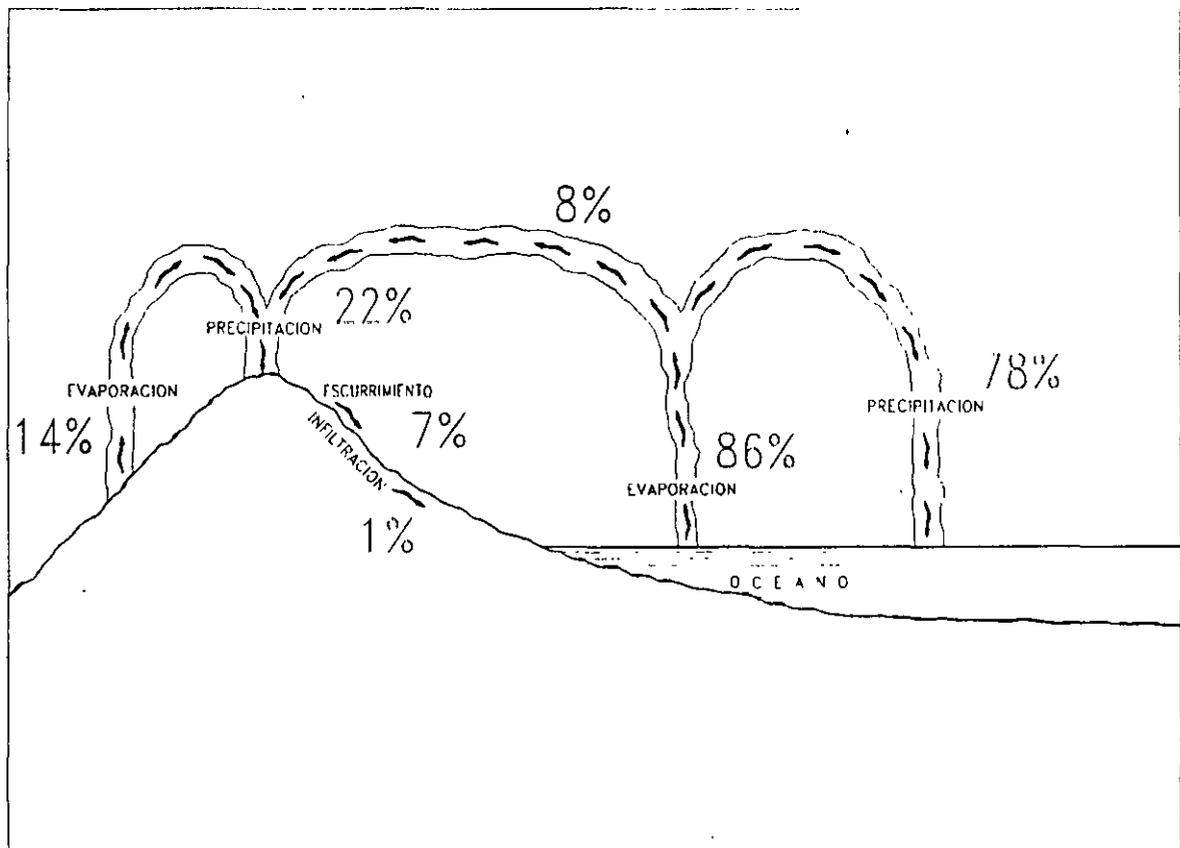


FIGURA 2.1.-CICLO HIDROLOGICO

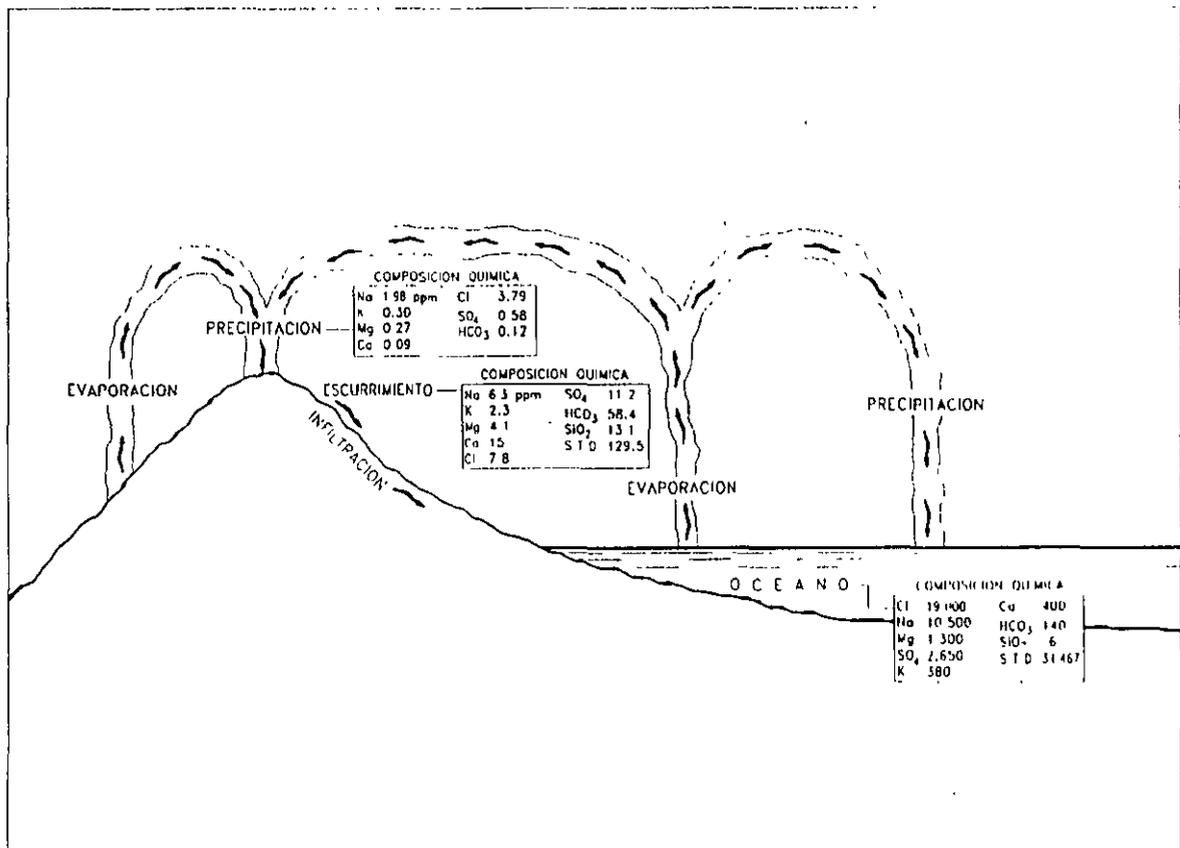
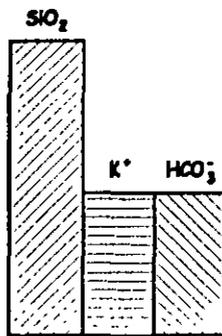
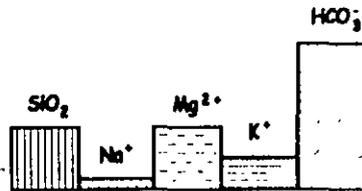


FIGURA 2.2.-CICLO HIDROLOGICO Y COMPOSICION PROMEDIO DEL AGUA DE LLUVIA, RIOS Y OCEANOS

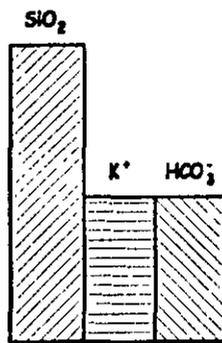
COMPOSICION QUIMICA DE ALGUNOS MINERALES



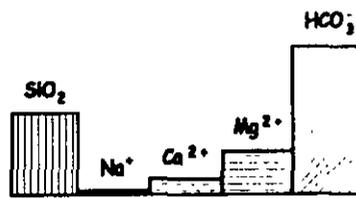
FELDSPATO - K



BIOTITA



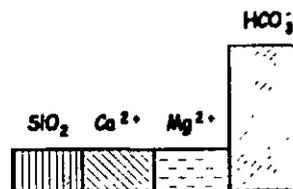
FELDSPATO - Na



HORNBLENDA



FELDSPATO - Ca



PIROXENA

FIGURA 2.3.-DIAGRAMAS DE BARRAS QUE MUESTRAN LA COMPOSICION DE ALGUNOS MINERALES QUE CONSTITUYEN A LAS ROCAS IGNEAS

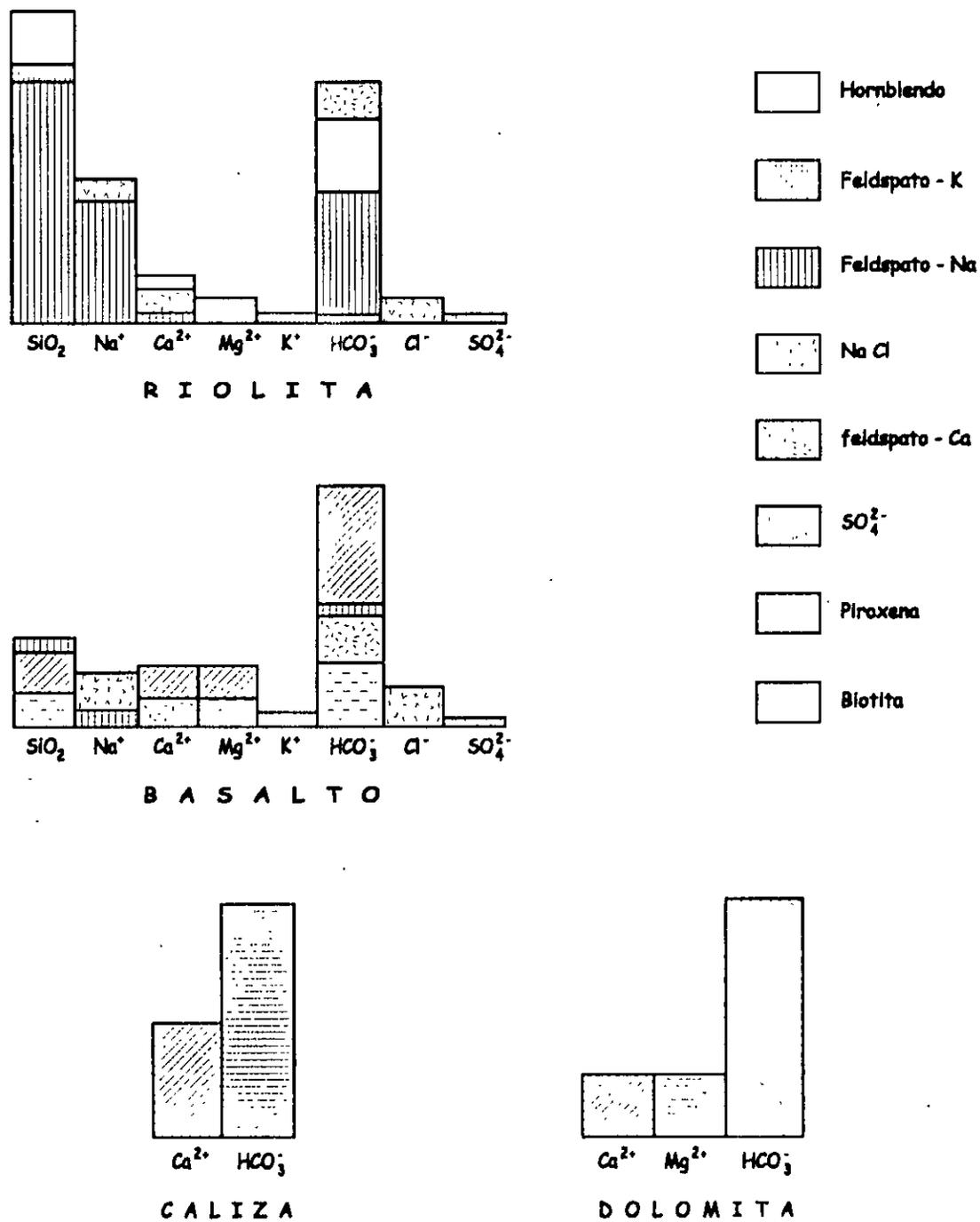


FIGURA 2.4.-COMPOSICION QUIMICA DEL AGUA SUBTERRANEA QUE CIRCULA POR DIFERENTES TIPOS DE ROCAS

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.

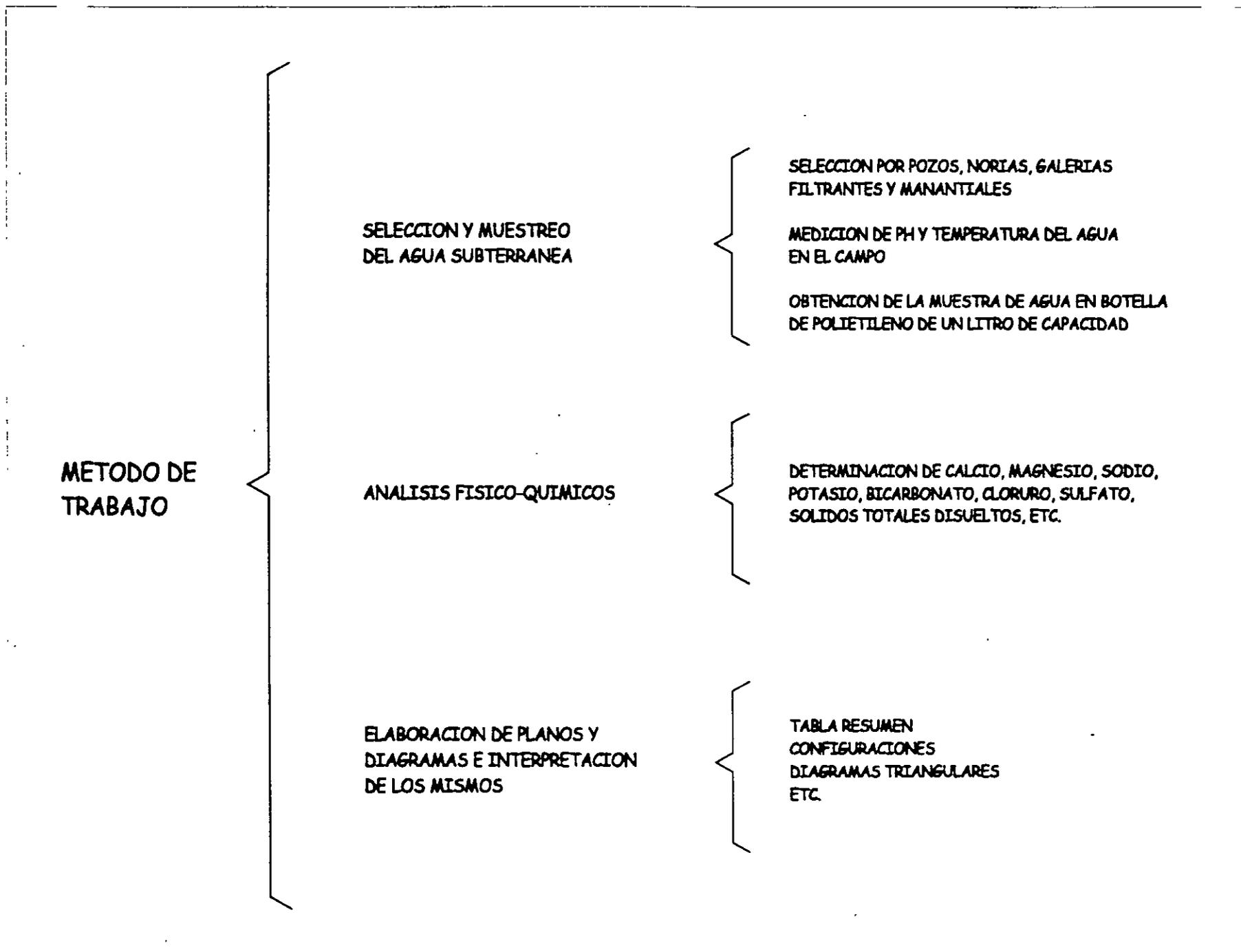


FIGURA 3.1.-INTERPRETACION GEOQUIMICA

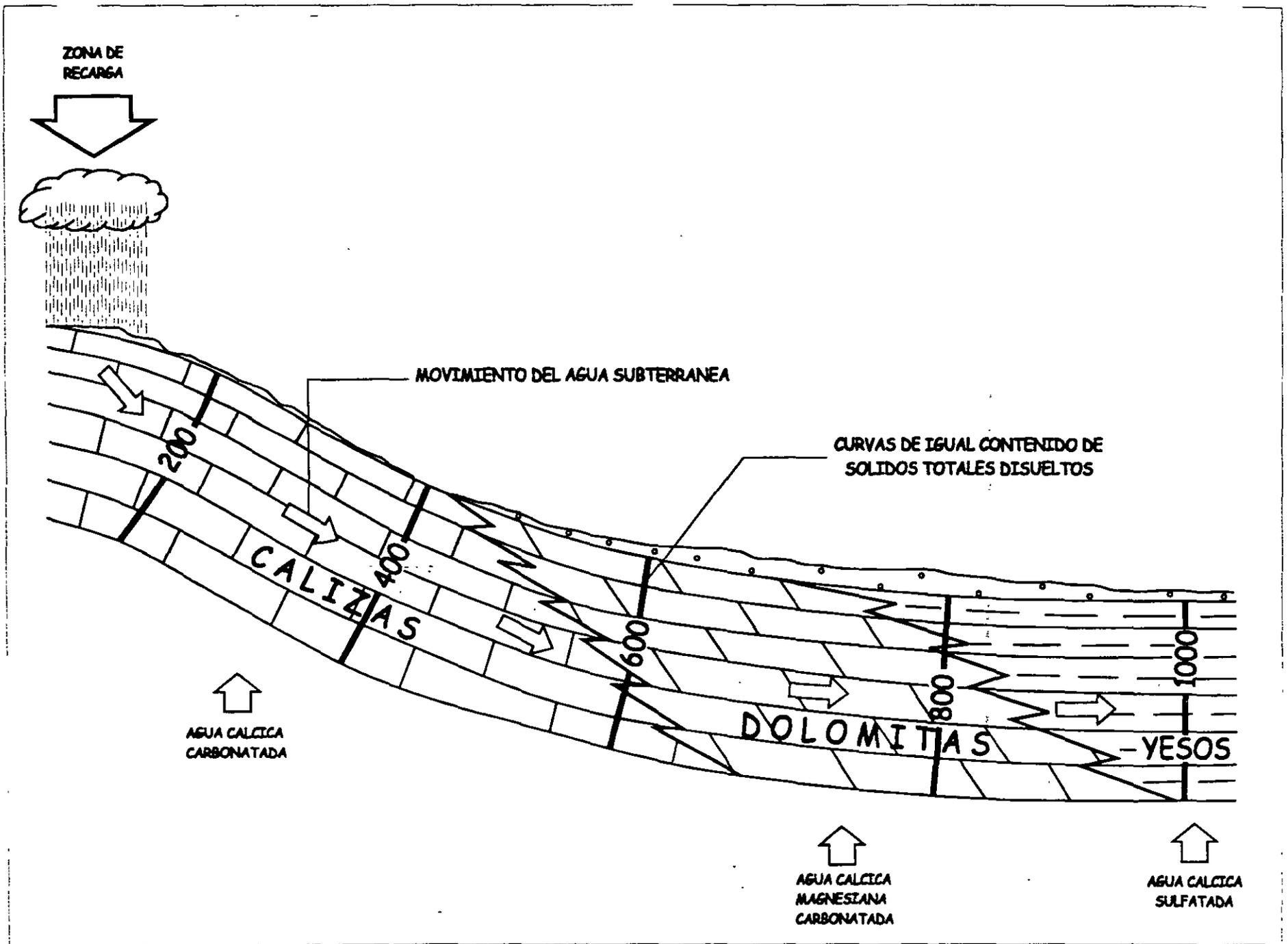


FIGURA 3.2.-VARIACION DE LA QUIMICA DEL AGUA SUBTERRANEA, DE ACUERDO AL TIPO DE ROCAS A TRAVES DE LAS CUALES CIRCULA

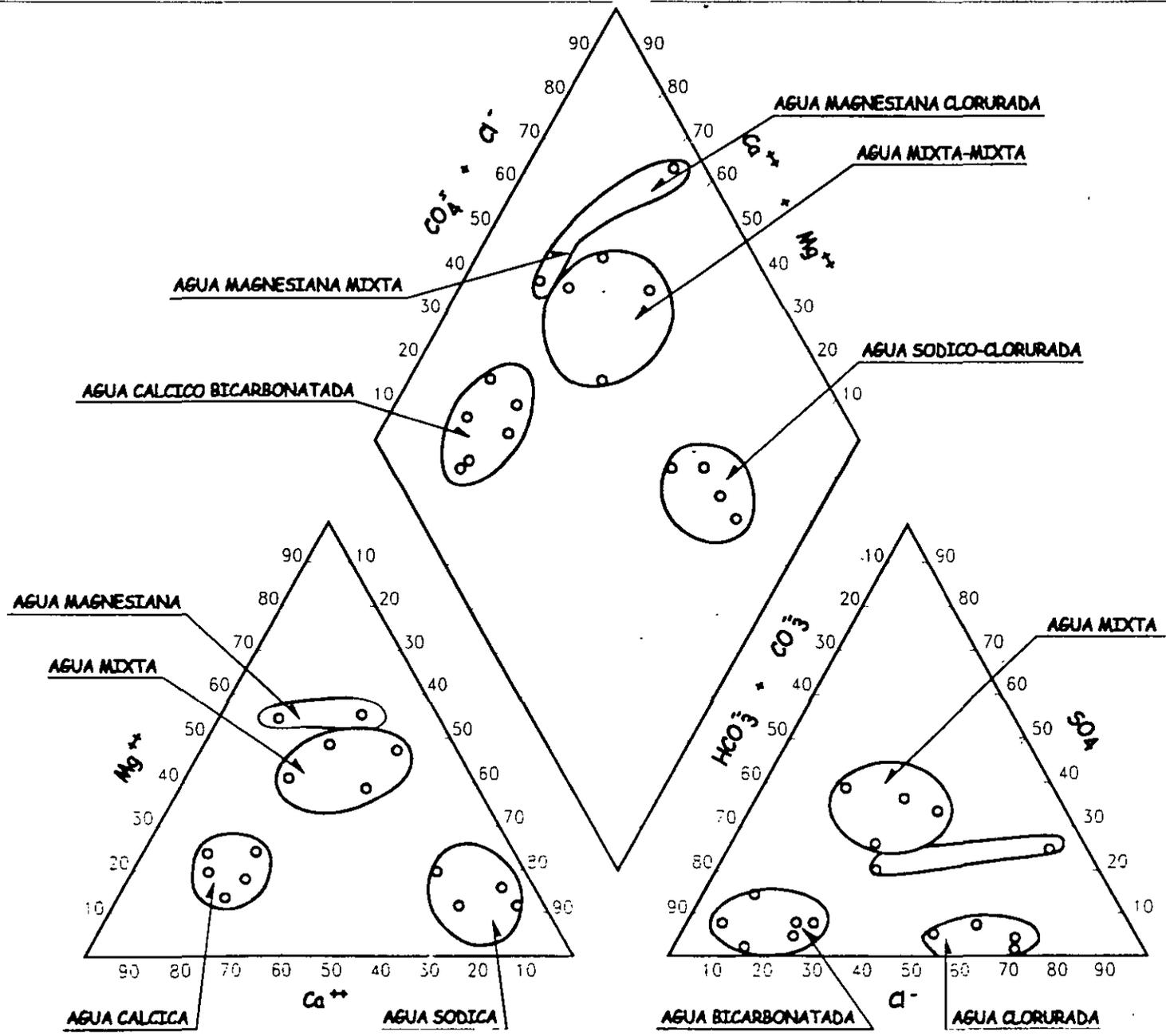
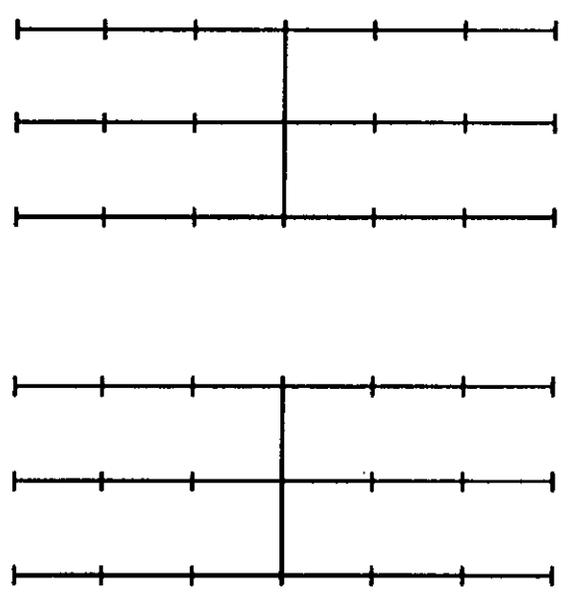
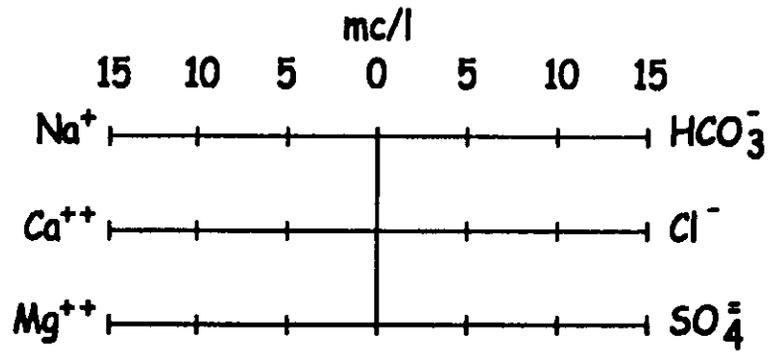


FIGURA 3.3.-DIAGRAMA TRIANGULAR (PIPER)



3.4

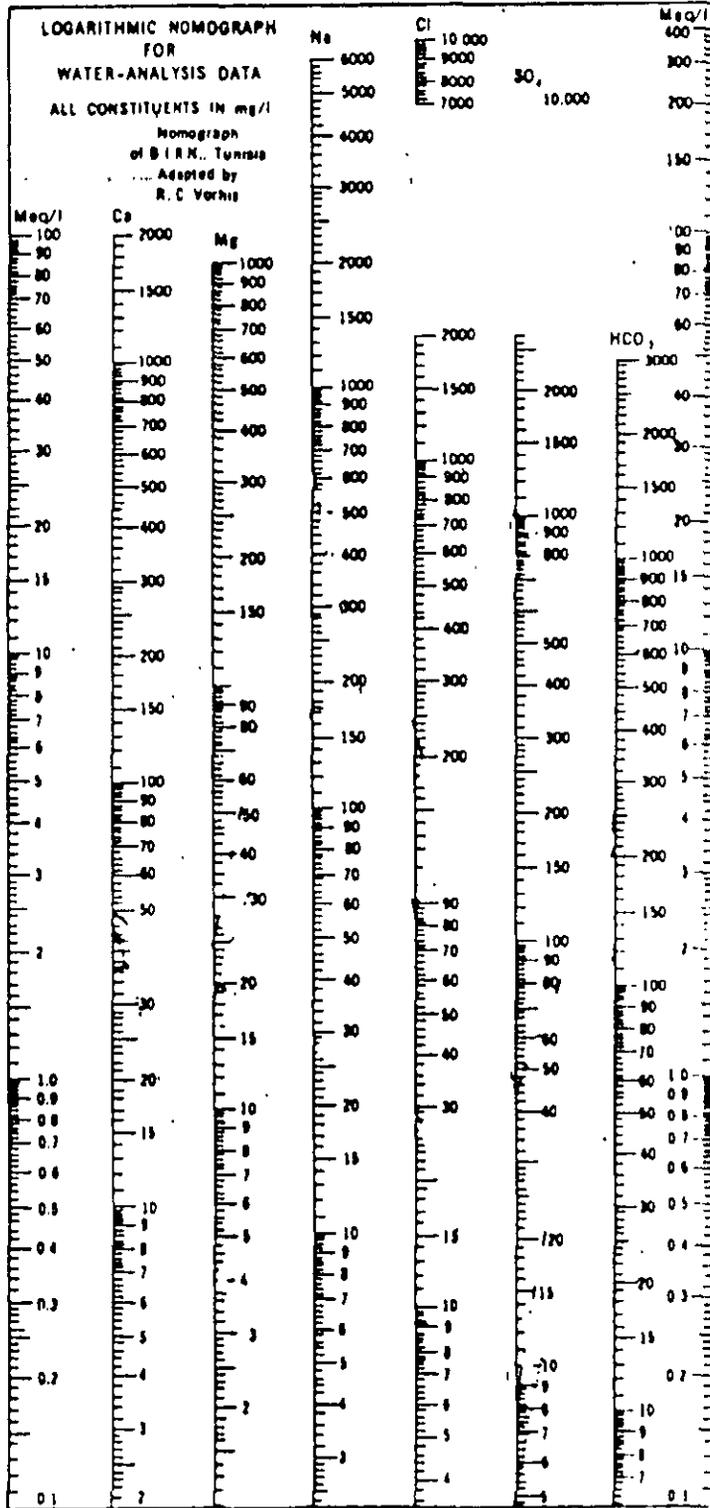
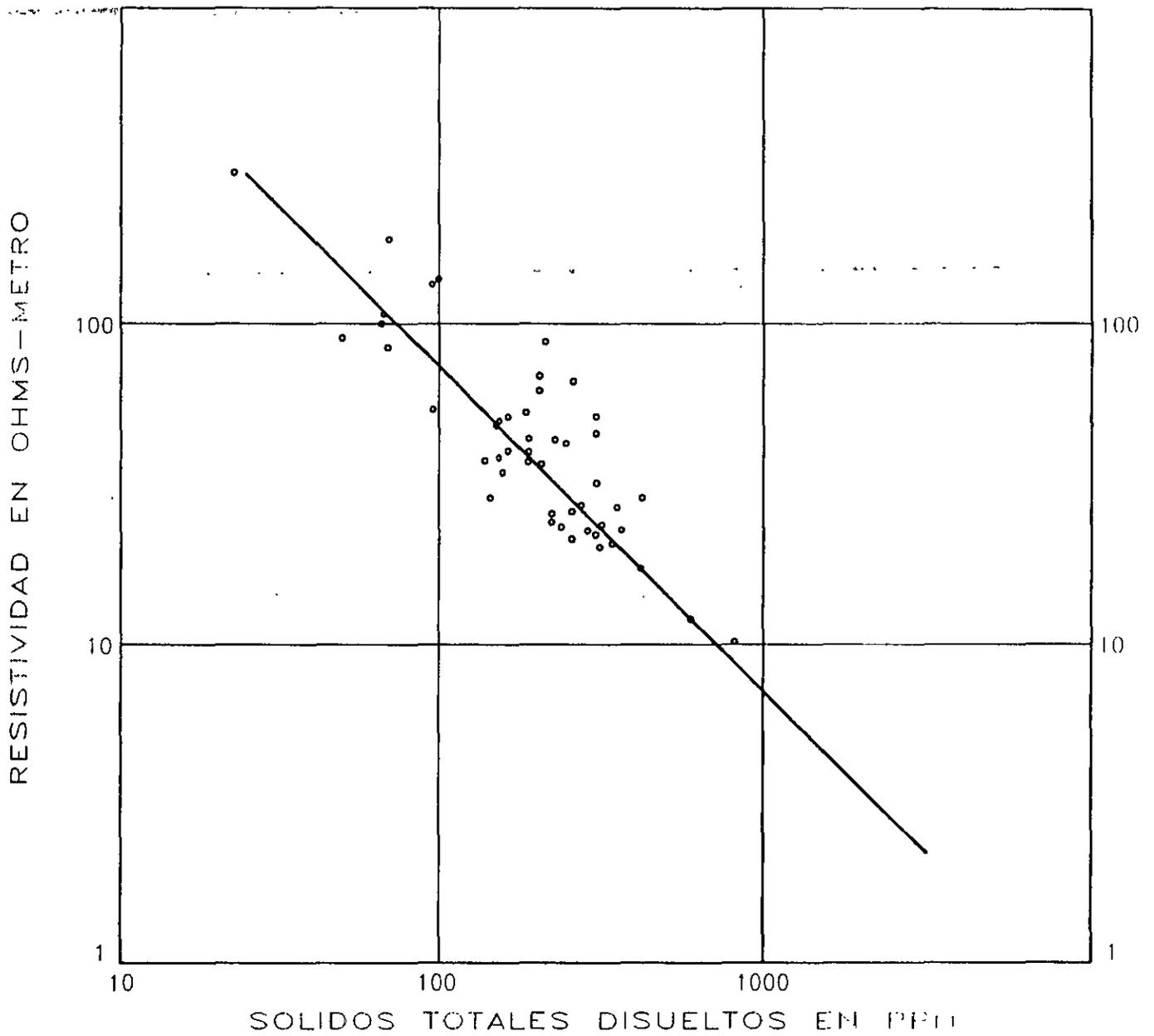


FIGURE 35.—Analyses represented by logarithmic plotting of concentration in milligrams per liter.

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	.00590
Calcium (Ca ²⁺)	.04990	.02495
Carbonate (CO ₃ ⁻²)	.03333	.01666
Chloride (Cl ⁻)	.02621	.02621
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)		.00483
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 ⁻)	.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**

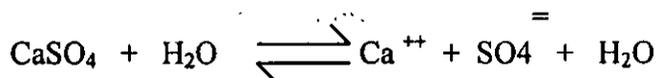
CAPITULO 4.- GRADO DE SATURACIÓN DEL AGUA RESPECTO A LOS MINERALES MÁS COMUNES

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:

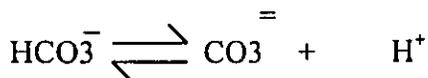
$$K_{ai} = [\text{Ca}^{++}] [\text{SO}_4^-] \text{-----}(1)$$

De manera similar para la calcita se tiene:



$$K_{ai} = [\text{Ca}^{++}] [\text{CO}_3^-] \text{-----}(2)$$

Debido a que los análisis no reportan carbonato, (CO_3^-), se utilizó la determinación de bicarbonato (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:

$$I = \frac{1}{2} \sum (M \cdot Z^2)$$

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 Chemical 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:

$$D_m \cdot g \cdot z = D_d \cdot g \cdot (h + z)$$

$$Z = \frac{D_d}{D_m} (h + z)$$

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 políticos 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 intruía 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. IRI.

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, MN. 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.

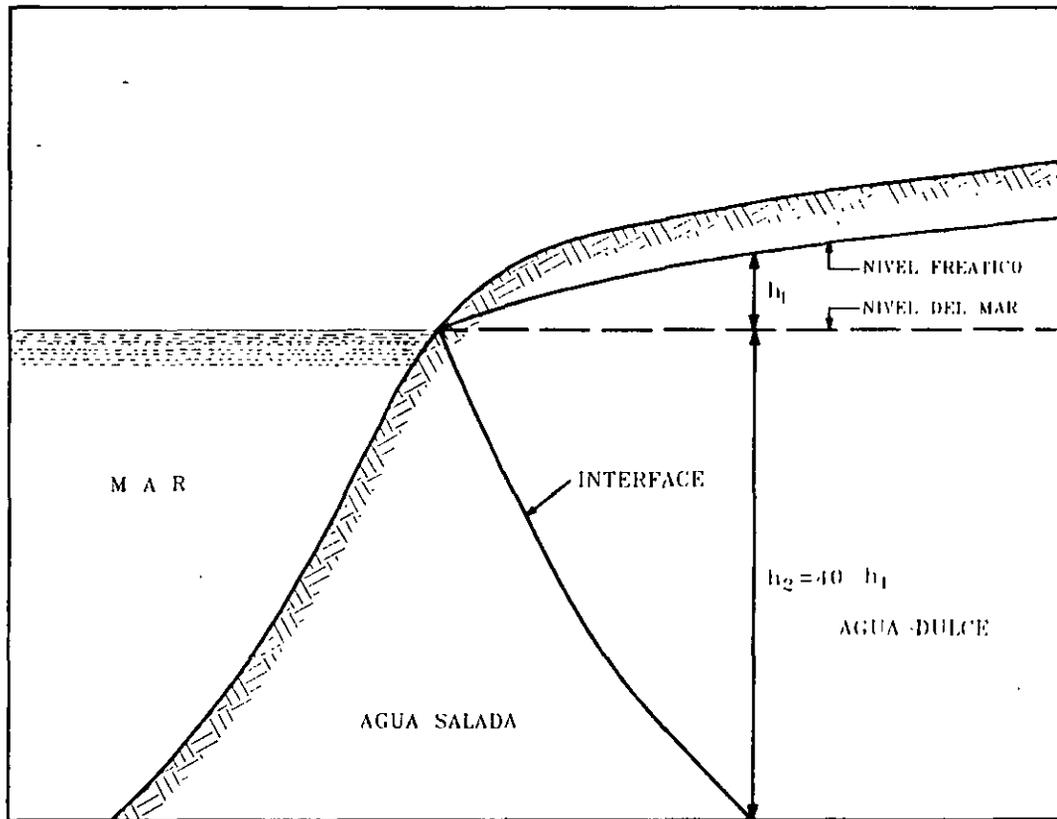


FIGURA 5.1.- INTRUSION SALINA SEGUN LA TEORIA DE GYBEN HERZBERG

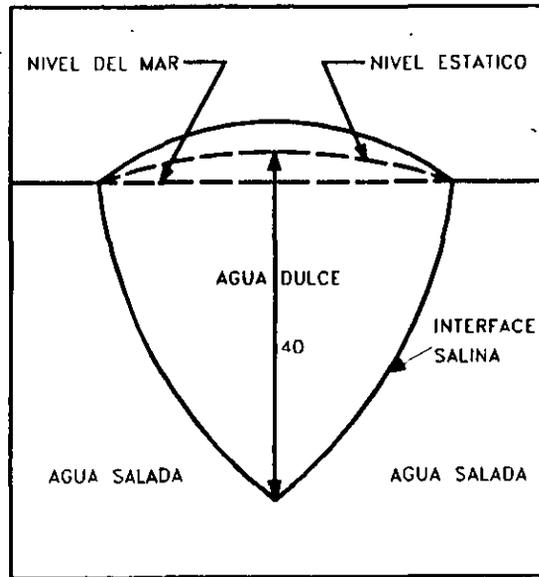


FIGURA 5.2.- POSICION DE LA INTERFASE SALINA EN UNA ISLA

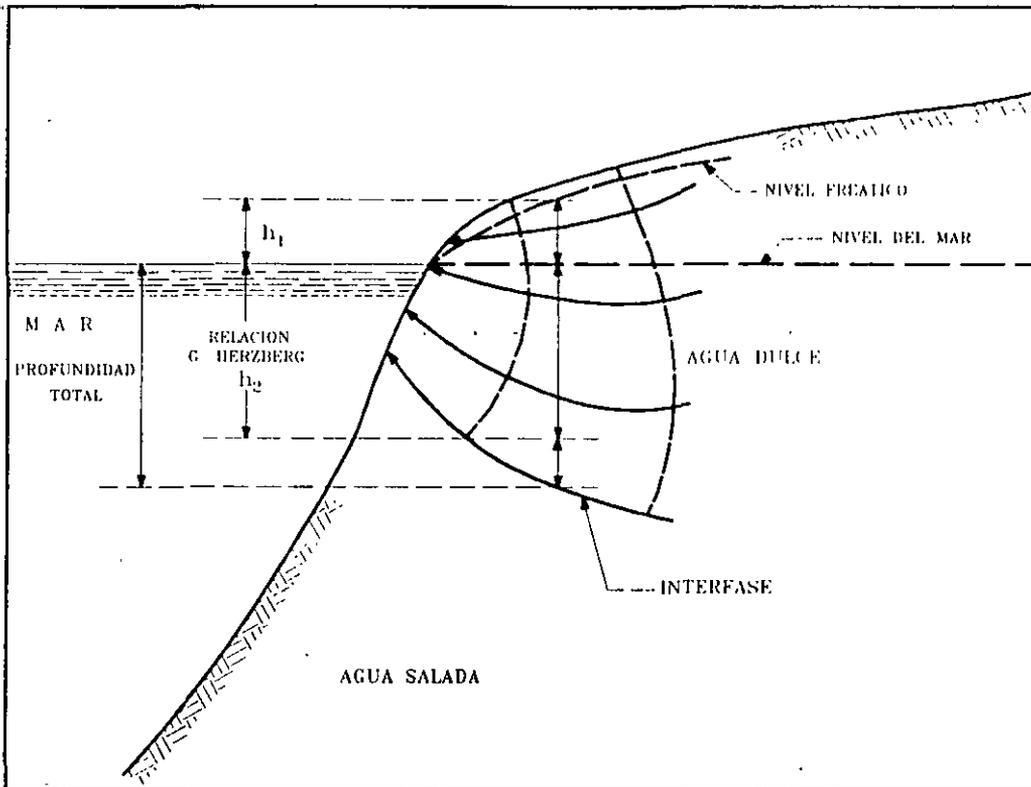
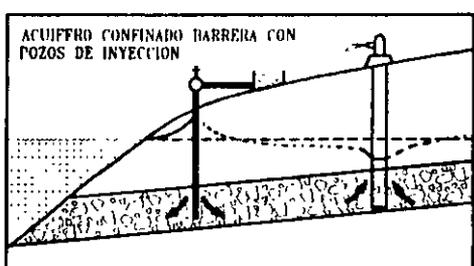
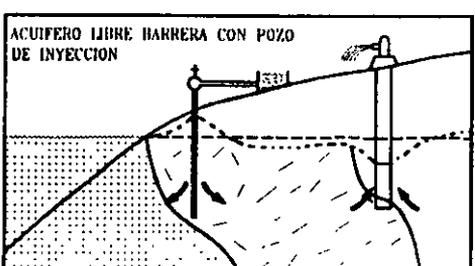
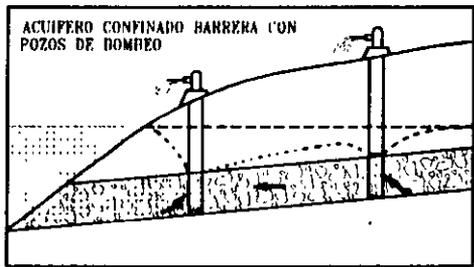
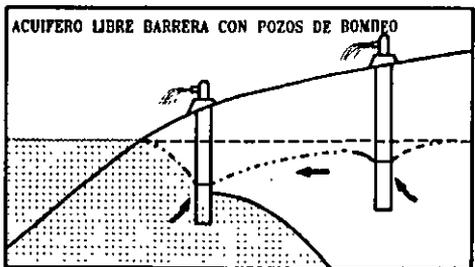
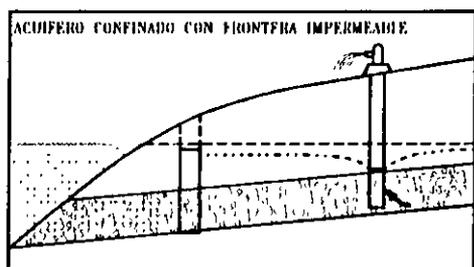
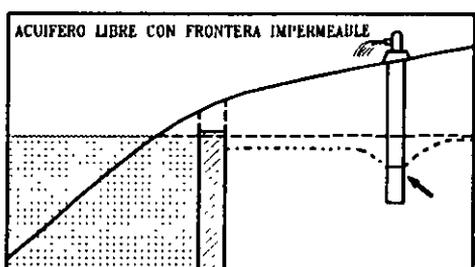
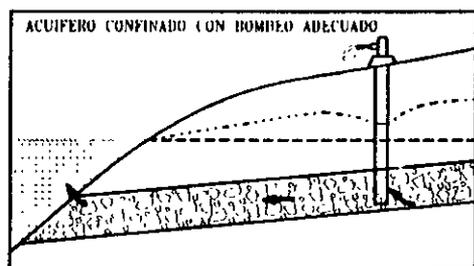
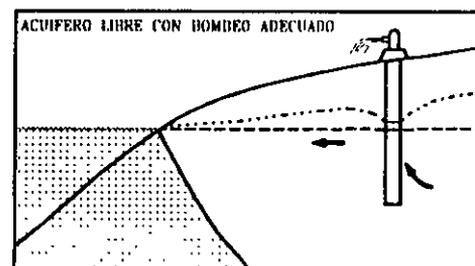
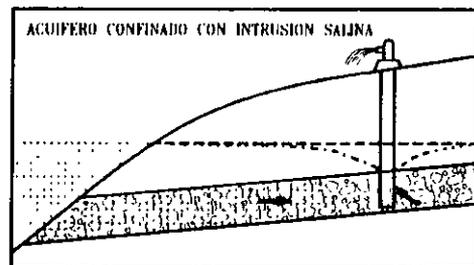
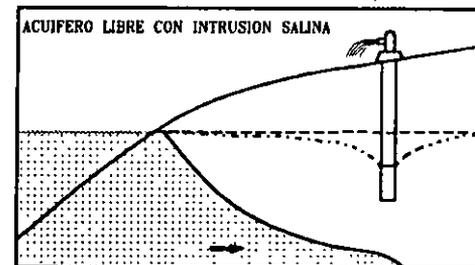
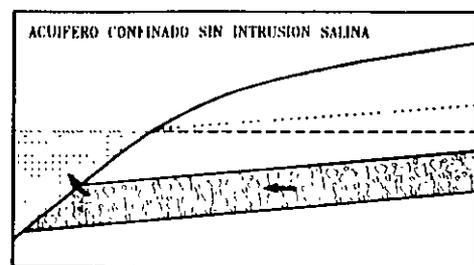
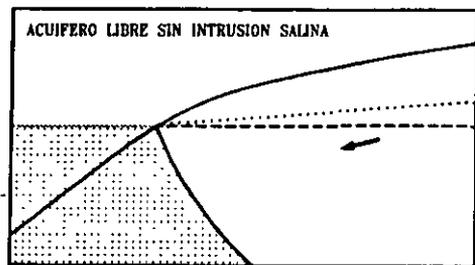


FIGURA 5.3.- POSICION REAL DE LA INTERFASE SALINA



NIVEL PIEZOMETRICO NIVEL DEL MAR ----- AGUA DULCE [] AGUA SALADA [] AGUA INYECTADA []

FIGURA 5.4.- DIFERENTES ASPECTOS DE LA INTRUSION SALINA

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:

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. AMONIACAL	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.

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 organizarán, 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 I (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 standards to be used as a guide; MCL = maximum 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 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
$CE_c \times 10^3 = 12 *$ Betabel Bretón o col rosada Espárragos Espinacas	$CE_c \times 10^3 = 10$ Jitomate Brócoli Col Chile dulce Coliflor Lechuga Maíz dulce Papas Zanahoria Cebolla Chicharos Calabaza Pepinos	$CE_c \times 10^3 = 4$ Rábano Apio Ejotes
$CE_c \times 10^3 = 10$	$CE_c \times 10^3 = 4$	$CE_c \times 10^3 = 3$

Plantas forrajeras

MUY TOLERANTE	MEDIANAMENTE TOLERANTES	POCO TOLERANTE
$CE_c \times 10^3 = 18$ Zacate alcalino de coquito Zacate bermuda Zacate rhodes	$CE_c \times 10^3 = 4$ Trébol blanco Trébol amarillo Zacate inglés perenne Zacate Sudán Trébol Huban Alfalfa (California común)	$CE_c \times 10^3 = 4$ 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	Chícharos	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)	Trigo (para heno) Avena (para heno) Gramma azul Bromo suave Veza lechosa Cicer	
$CE_e \times 10^3 = 12$	$CE_e \times 10^3 = 4$	$CE_e \times 10^3 = 2$
CULTIVOS COMUNES		
$CE_e \times 10^3 = 12$	$CE_e \times 10^3 = 10$	$CE_e \times 10^3 = 4$
Cebada (grano) Remolacha Azucarera Colza Algodón	Centeno (grano) Trigo (grano) Avena (grano) Arroz Sorgo (grano) Maíz Linaza Girasol Higuerilla	Alubias
$CE_e \times 10^3 = 10$	$CE_e \times 10^3 = 6$	

(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 (CaCO_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 papelería, 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, MN. 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 (HCO_3) CARBONATO (CO_3)

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 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.

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 consume 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 hierro, 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 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.

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 comunmente 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. Comunmente 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 dá 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, John, 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 Survey 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 fluoresceínas, 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 urganina 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 aforados, 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 infiltra 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 pizca 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 Association.

Dechant M., 1977, "The Dyeing of Lycopodiumspores" Notes of the Ground Water Tracing Techniques Course" Graz, Australia.

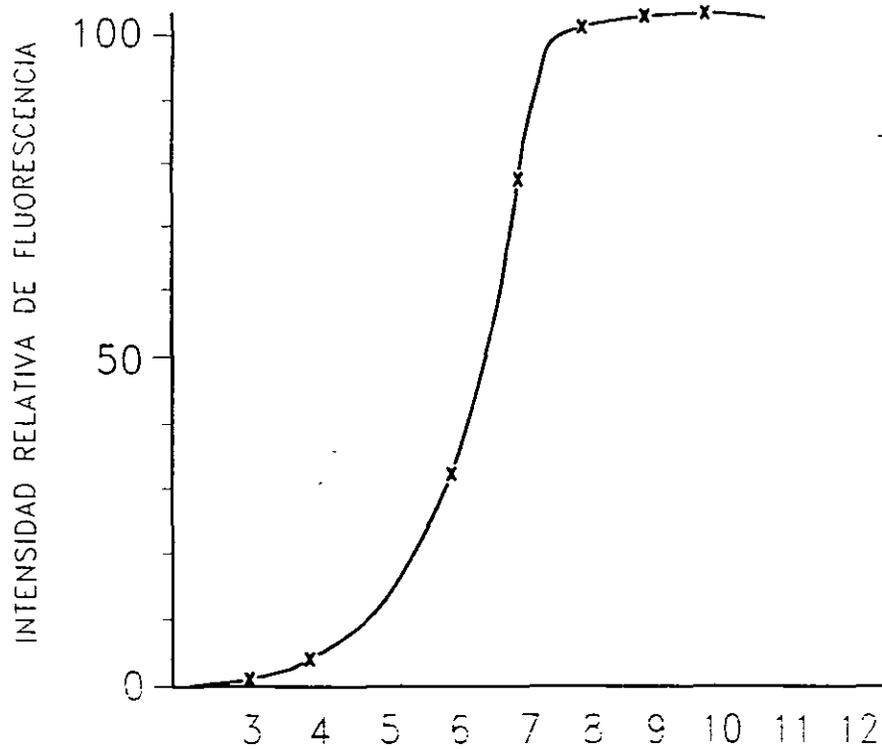


FIGURA 8.1.-RELACION ENTRE INTENSIDAD DE FLUORESCENCIA Y pH

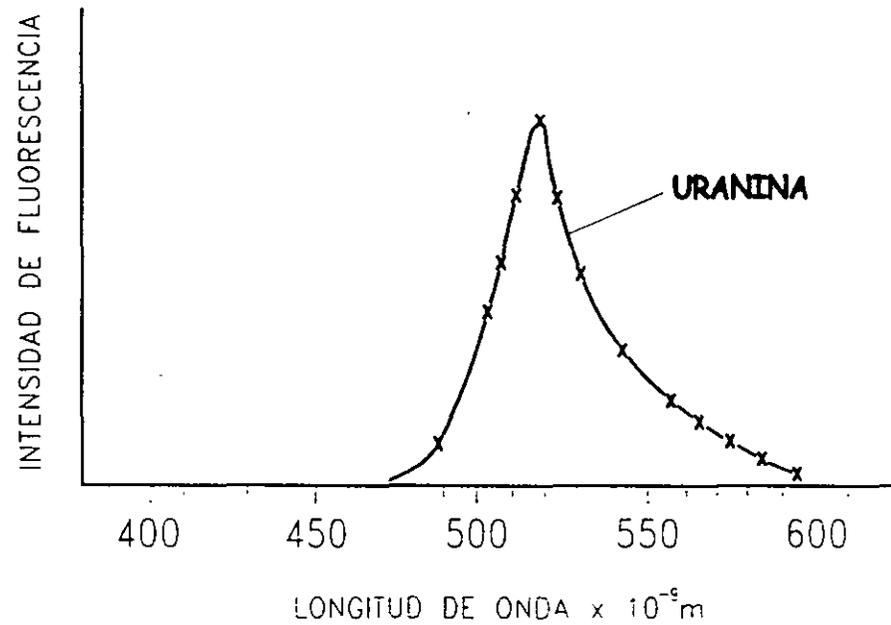


FIGURA 8.2.-INTENSIDAD DE FLUORESCENCIA DE LA URANINA

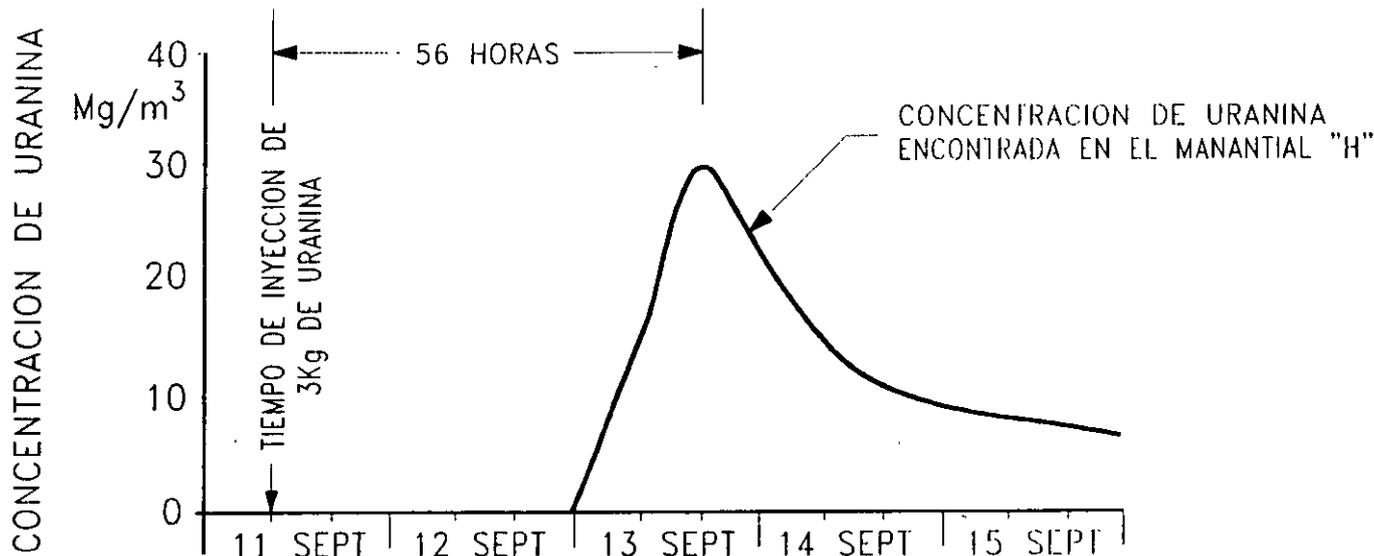
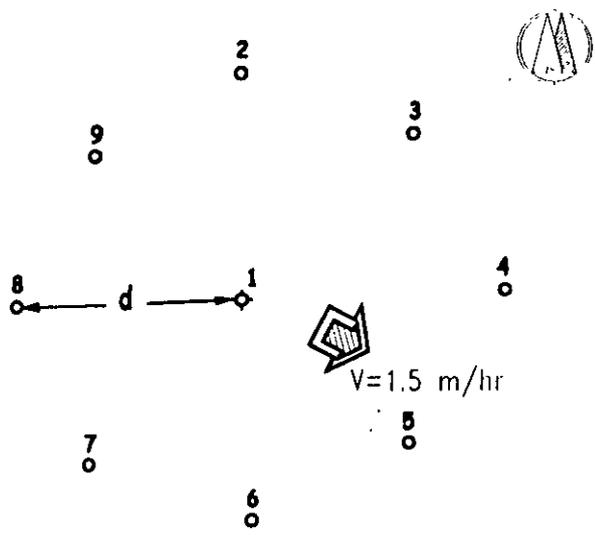


FIGURA 8.3.-EJEMPLO DE LA APLICACION DE URANINA COMO TRAZADOR



EXPLICACION

- ◆ POZO DE INYECCION
- POZOS DE MUESTREO
- DIRECCION Y 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

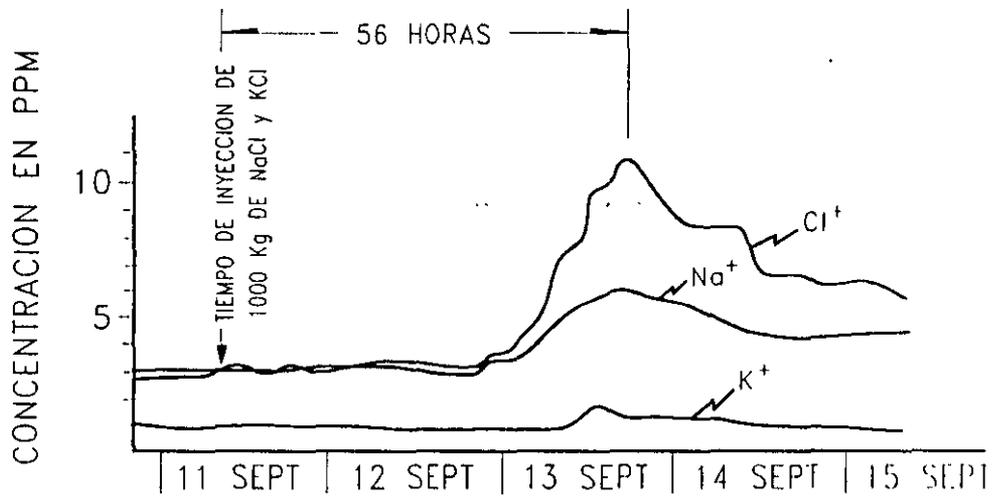


FIGURA 8.5.-EJEMPLO DE LA APLICACION DE SALES COMO TRAZADOR



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_2^1O , H_2O y H_2O^{18} .

Al deuterio y al oxígeno 18, se les denomina isótopos estables; por lo que respecta al tritio, éste es radioactivo 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.

$$\delta D = \frac{H^2/H^1 \text{ muestra} - H^2/H^1 \text{ SMOW}}{H^2/H^1 \text{ SMOW}} \times 1000$$

$$\delta^{18}O = \frac{O^{18}/O^{16} \text{ muestra} - O^{18}/O^{16} \text{ SMOW}}{O^{18}/O^{16} \text{ SMOW}} \times 1000$$

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 $\delta^{18}\text{O} = 0.69 \cdot \text{TA} - 13.16\%$ y $\delta\text{D} = 5.6 \cdot \text{TA} - 100\%$. 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 $\delta D = (5 \pm 1) \delta 180 + C$

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 $x = x_0 \cdot e^{-\lambda t}$; 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 Otawa, 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 Hidrology 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 Simposium 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.

Lesser, 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, Qro., 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.

Lesser, 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.

Lesser, 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.

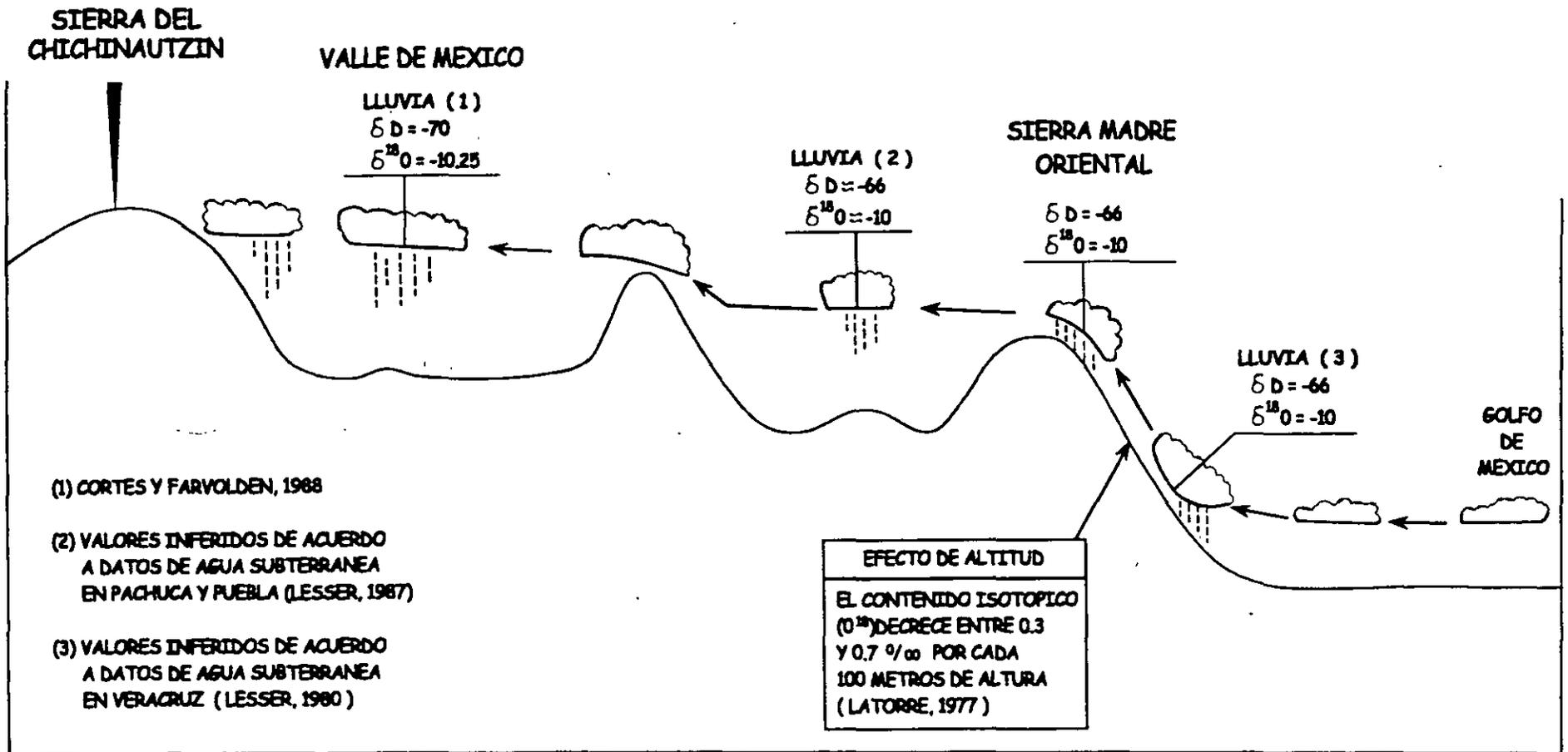


FIGURA 9.1.-COMPORTAMIENTO ISOTOPICO DE LA LLUVIA ENTRE EL GOLFO DE MEXICO Y EL VALLE DE MEXICO

$\delta D\text{‰}$

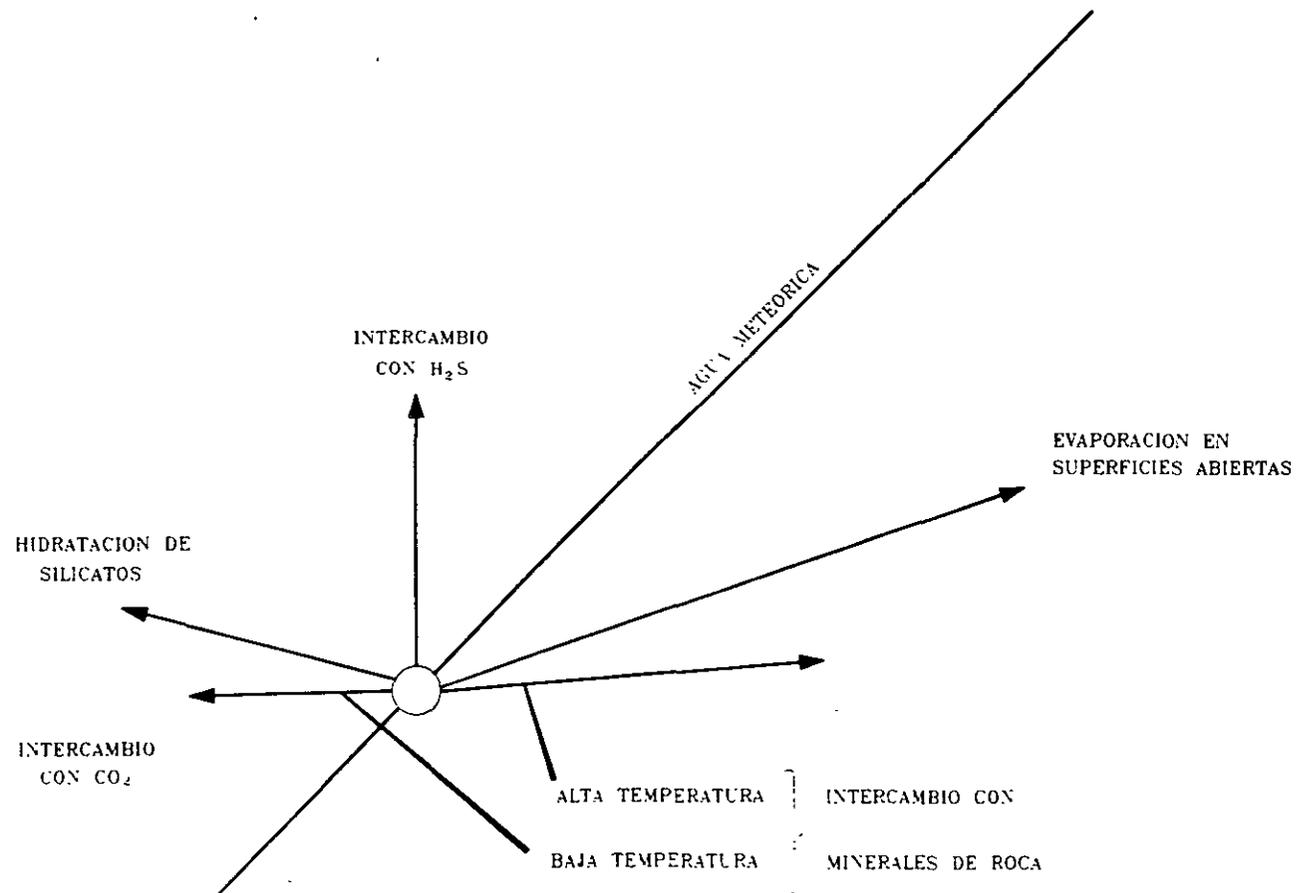
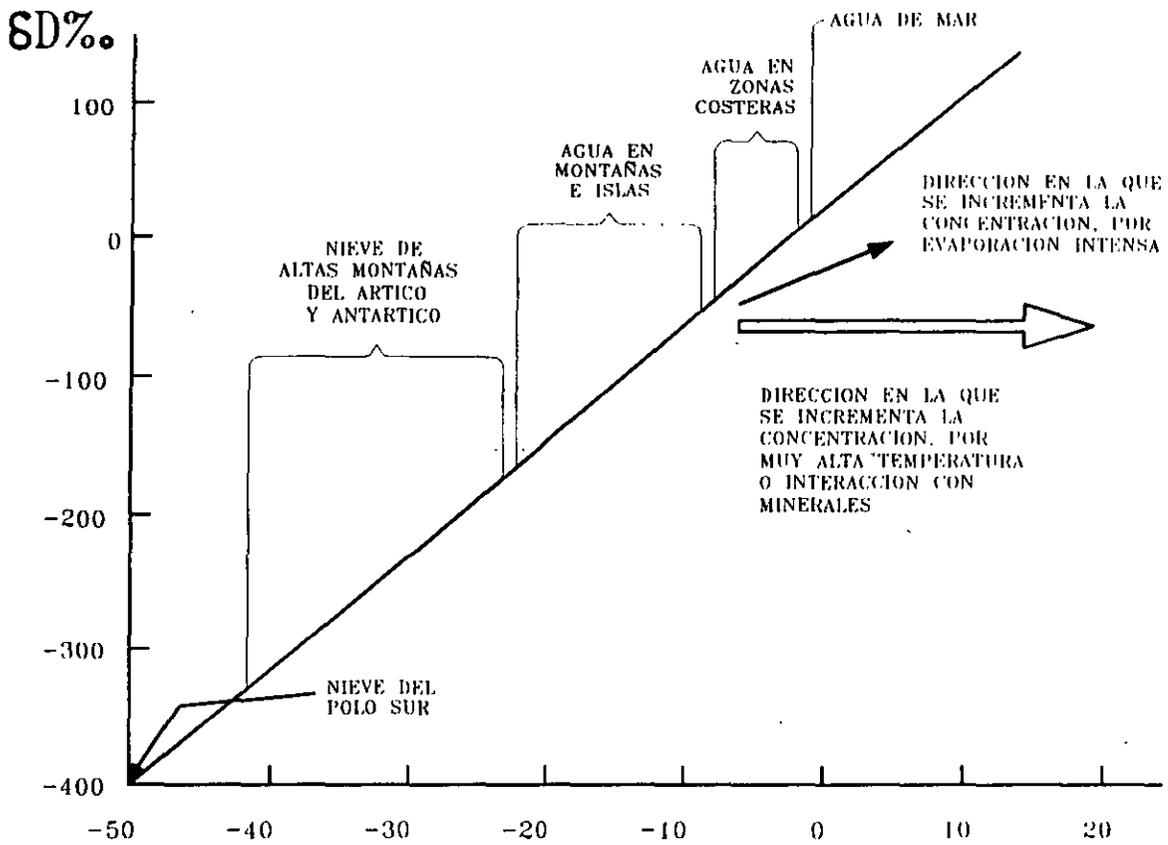


FIGURA 9.3.- PROCESOS QUE PUEDEN MODIFICAR LA COMPOSICION ISOTOPICA DEL AGUA SUBTERRANEA

DE UNIVERSITY OF WATERLOO, 1983

$\delta^{18}O\text{‰}$

52



DATOS DE: FERRONSKY Y POLYAKOV, 1962

$\delta^{18}O$ ‰

FIGURA 9.4.- VALORES RELATIVOS DE DEUTERIO Y OXIGENO 18, A DIFERENTES ALTURAS

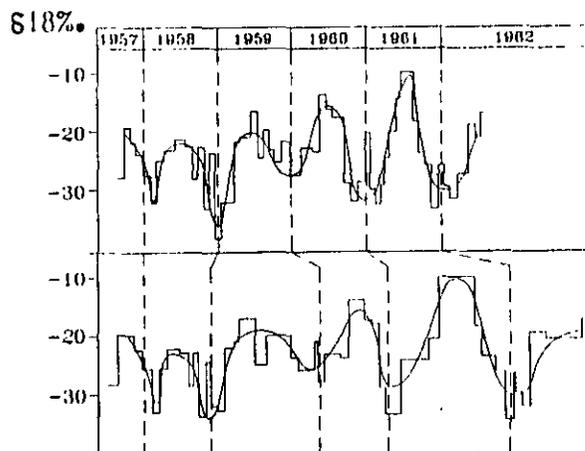


FIGURA 9.5.- VARIACION ESTACIONAL DEL OXIGENO 18 (MODIFICADA DE FONTES, J.C., 1966)

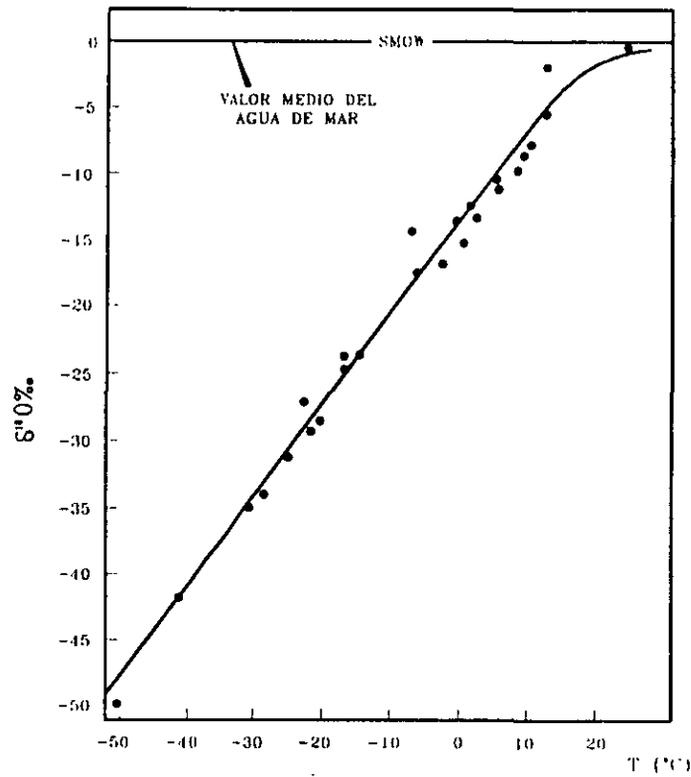


FIGURA 9.6.- OXIGENO 18 CONTRA TEMPERATURA MEDIA ANUAL A DIFERENTES LATITUDES (FONTES, J. C., 1976)

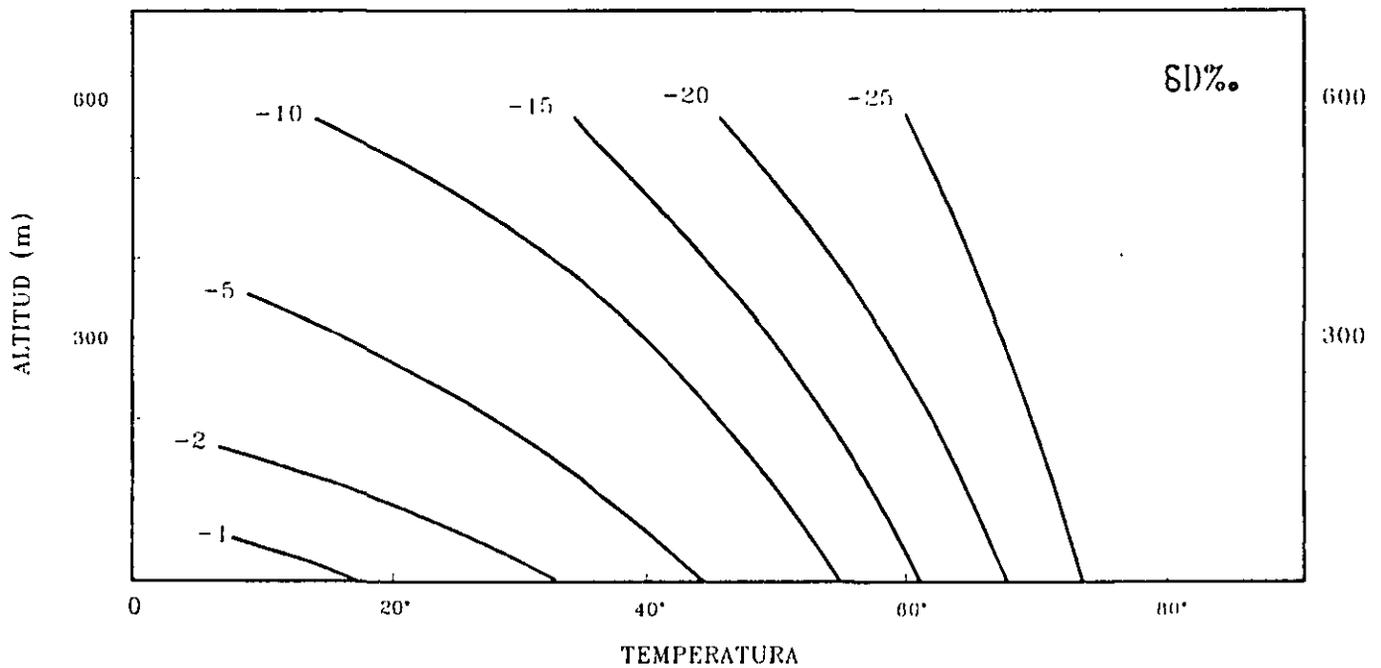


FIGURA 9.7.- LATITUD NORTE. CONCENTRACION DE DEUTERIO EN FUNCION DE LA LATITUD Y ALTITUD (DANSGAARD, 1961)

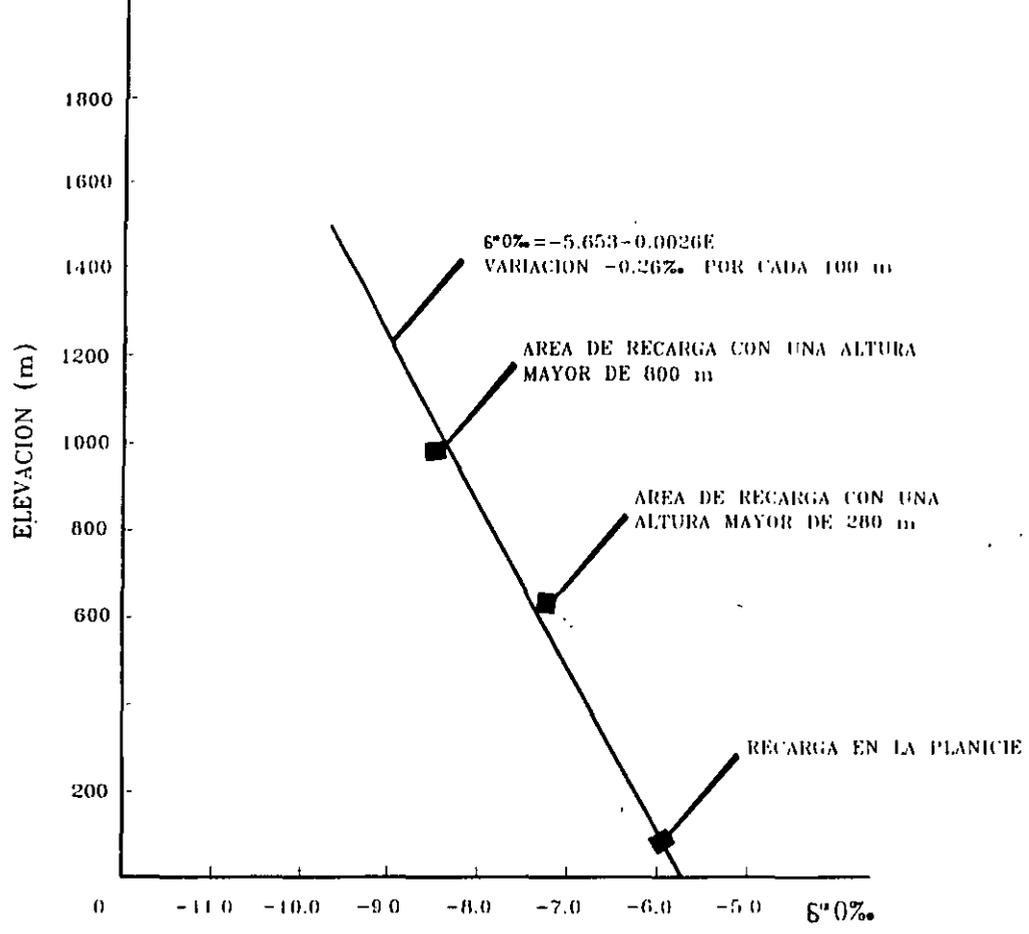


FIGURA 9.8.- ALTURA DE RECARGA -vs- OXIGENO 18
(DE: PAYNE AND YURTSEVER, 1974)

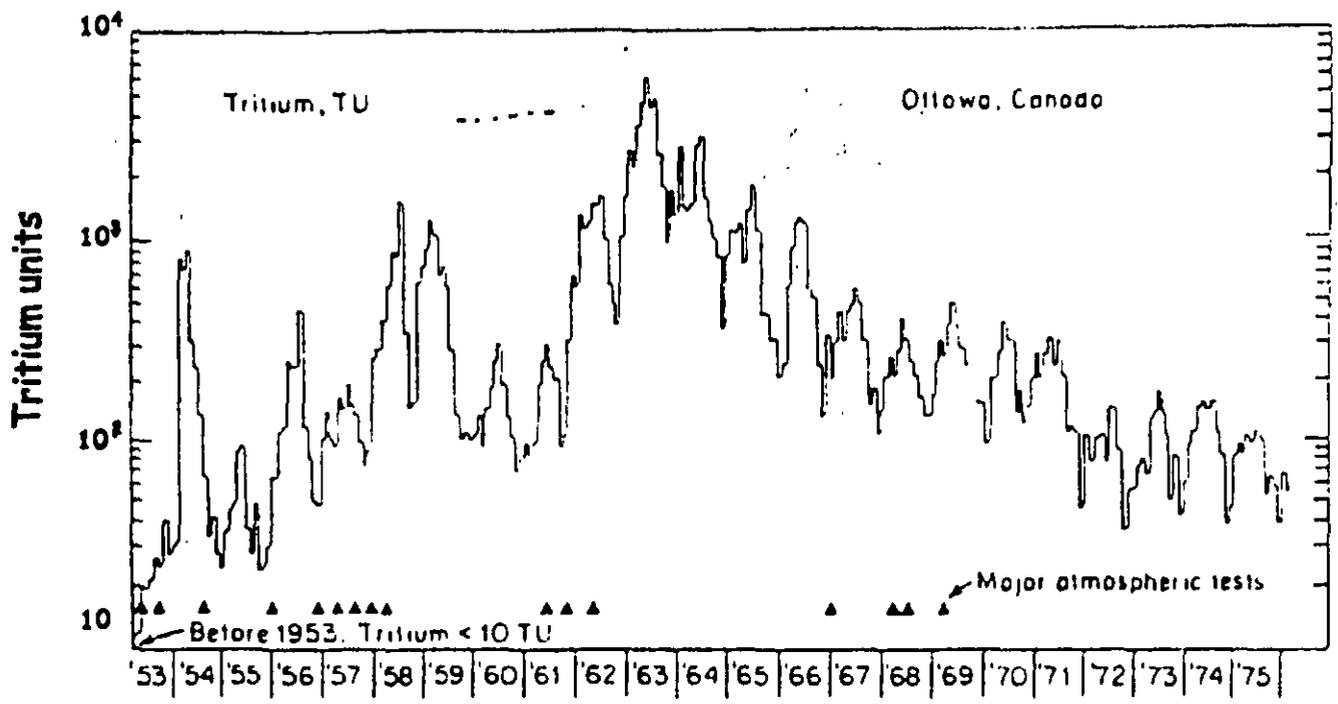


FIGURA 9.9 DE: FREEZE AND CHERRY, 1979

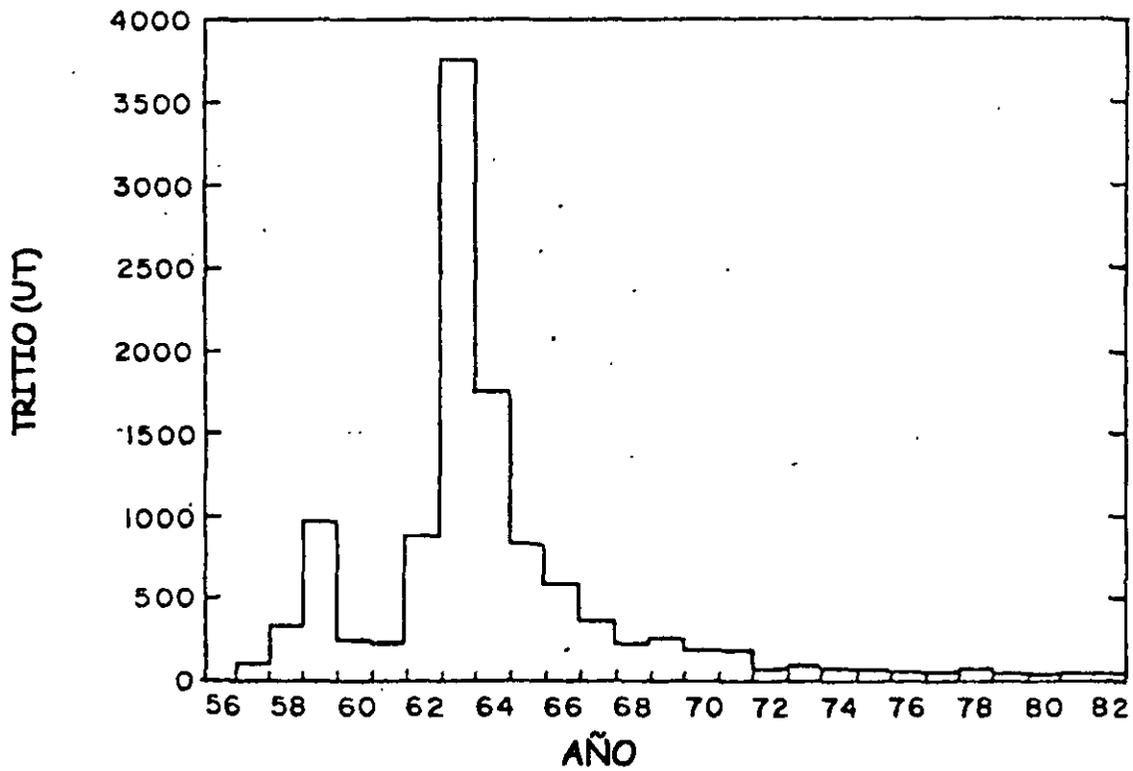


FIGURA 9.10 PROMEDIO ANUAL DE TRITIO EN AGUA DE LLUVIA Y NIEVE, EN LOS ESTADOS DE ARIZONA, COLORADO, NUEVO MEXICO Y UTAH. (DE: DAVIS, 1985).

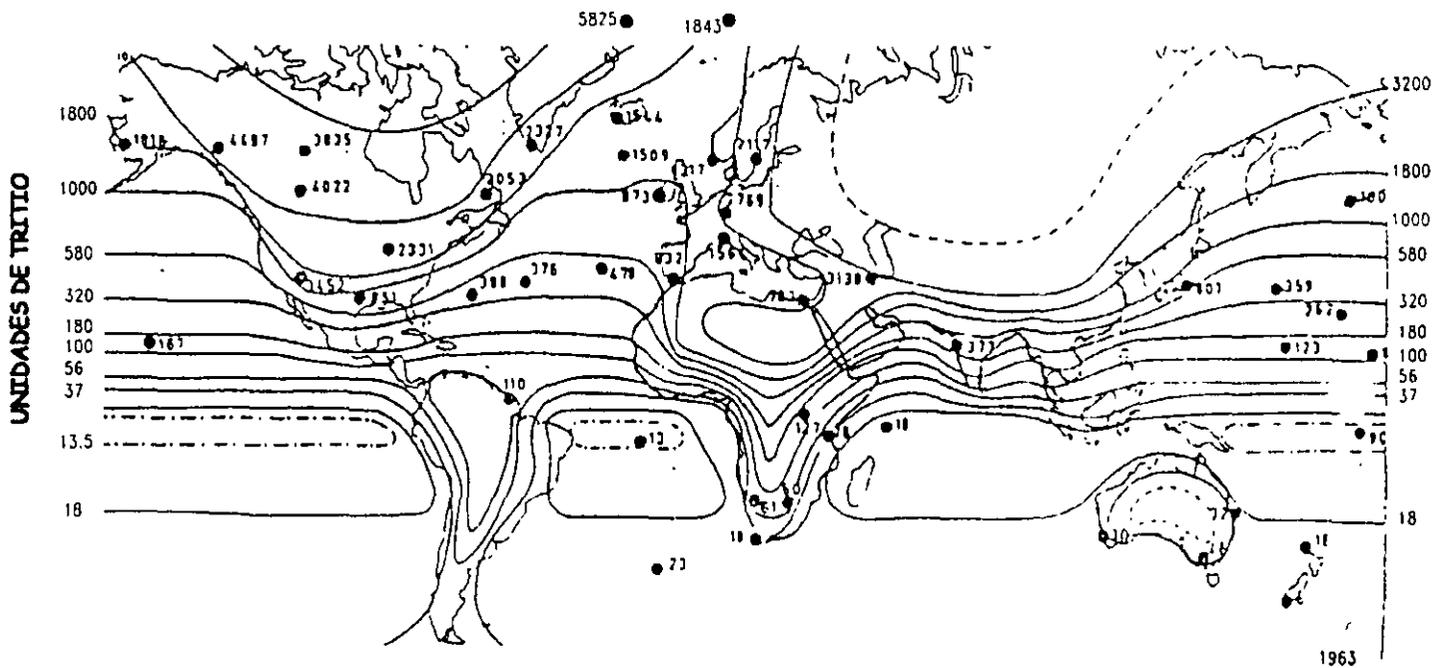


FIGURA 9.11 DISTRIBUCION GLOBAL DE TRITIO PROMEDIO PARA 1963 (IAEA, 1968)

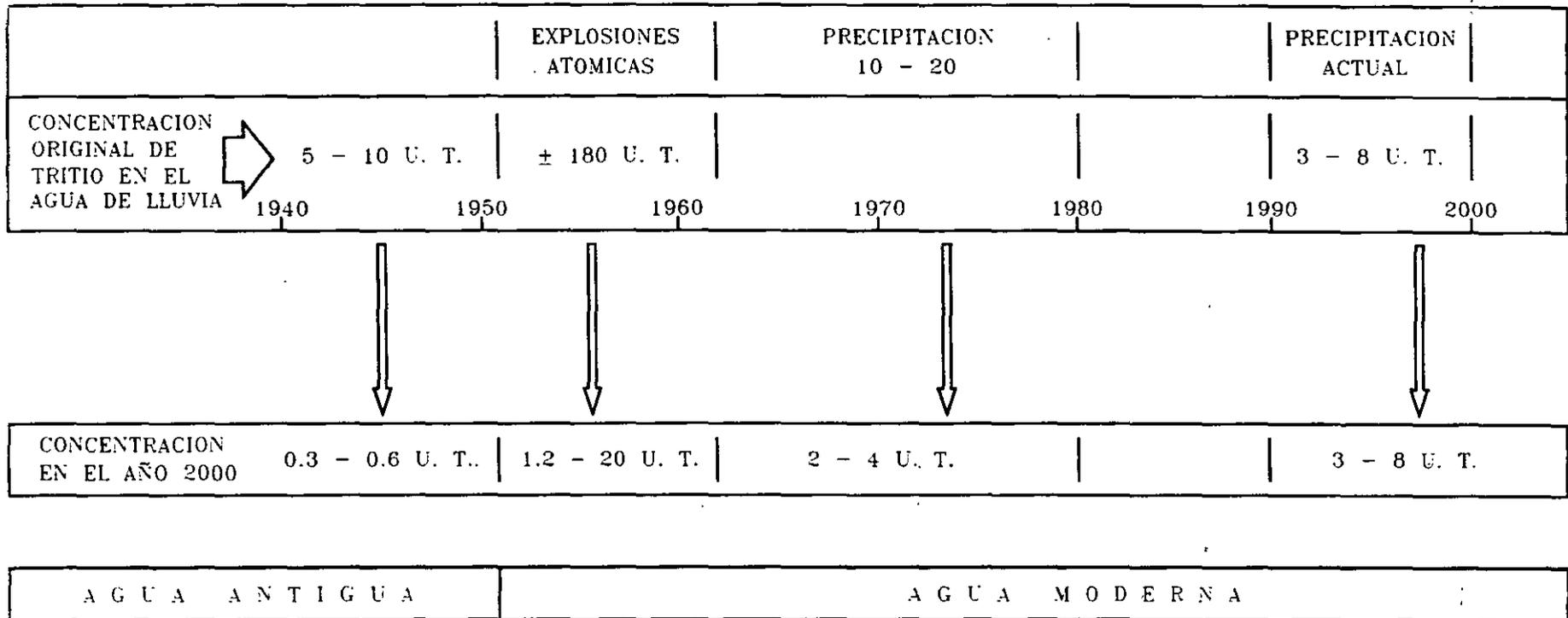
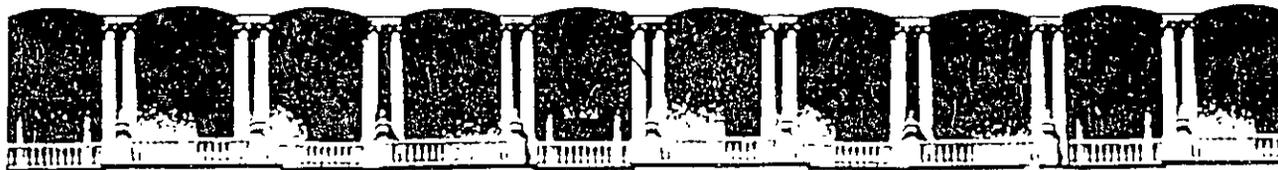


FIGURA 9.12.- CONCENTRACION ACTUAL DEL TITRIO EN AGUAS INFILTRADAS EN LOS ULTIMOS 50 AÑOS



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

CURSOS ABIERTOS

**XI CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACIÓN DE
ACUÍFEROS**

MÓDULO I: GEOHIDROLOGÍA

TEMA:

GEOFÍSICA APLICADA

**ING. ALFONSO ALVAREZ MANILLA
PALACIO DE MINERÍA
SEPTIEMBRE 1999**

GEOFISICA APLICADA

Alvarez Manilla Aceves Alfonso
Geo Ingenieria 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
mecánica	* fuerzas y esfuerzos, movimientos súbitos y graduales, terremotos, mareas, movimiento de los polos, densidad, volcanismo, geoquímica, efectos mecánicos del hielo, viento y agua ** reducción del riesgo sísmico, prospección sísmica	* mareas, corrientes, ondas, hidrología ** investigación, simulación de corrientes para la navegación, pesca, eco	* mareas, ondas corrientes ** climatología
gravitación	* gravedad, presión, isostacia, sedimentación ** uso del péndulo, balanza de torsión, etc prospección gravimétrica	* estratificación, sedimentación	* distribución de gases gases, estratificación
electricidad	* corrientes y ondas eléctricas, potenciales REDOX ** prospección eléctrica	* fenómenos eléctricos	* ionósfera, aurora
magnetismo	* magnetismo de la tierra ** prospección magnética	** brújula, cartas magnéticas	
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 ** prospección térmica	* temperatura en lagos, ríos y océanos, glaciares, icebergs, corrientes térmicas	* termodinámica de la atmósfera, temperatura ** 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 misión 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 estratigráficos, estructurales, valuación de los módulos elásticos, perfil de la capa dura	las velocidades son promedio, creación de zonas fantasma
REGISTROS DE POZO CAMARAS Y REGISTRO DE VELOCIDAD EN 3D	imagen continua de la roca en el pozo, orientación de fracturas y cavernas, visualización más allá de la pared del agujero, valuación de la porosidad y de las propiedades ingenieriles de los estratos	imágenes pobres ocasionalmente

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 magnetoteléurico y electromagnético.

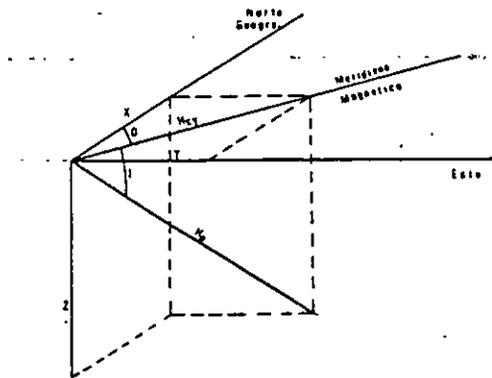
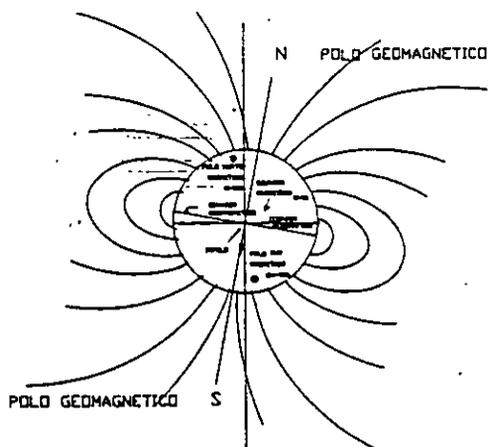
3.1 METODO MAGNETICO

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 imán 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: $B = H = \frac{2M}{r^3} \cos\theta + \frac{M}{r^3} \operatorname{sen}\theta$ 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 pirita, 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 Megnético. El cuerpo

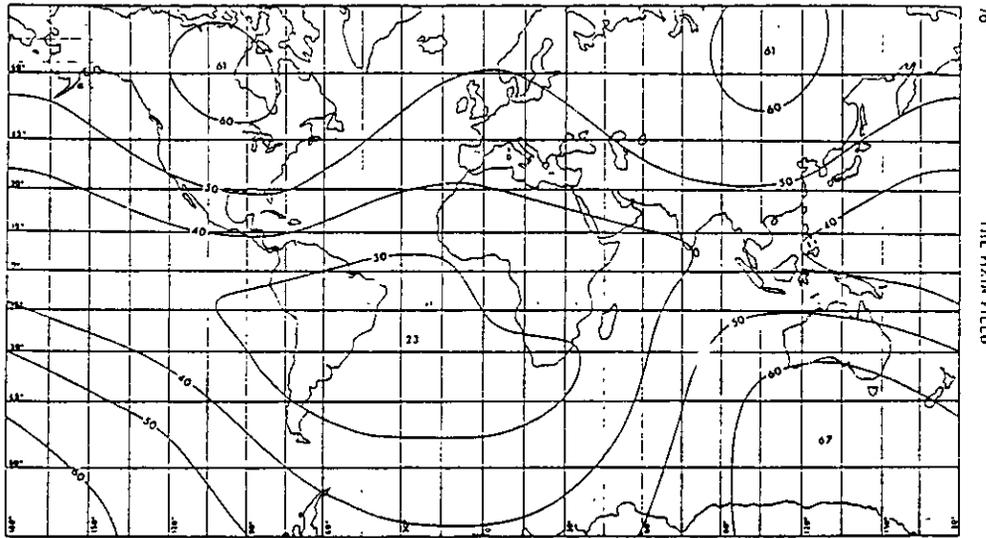


FIG. 27. Total intensity (F), in μT , based on MAGSAT data (Langel et al., 1980)

Figura 3.2 Mapa magnético de la componente total.

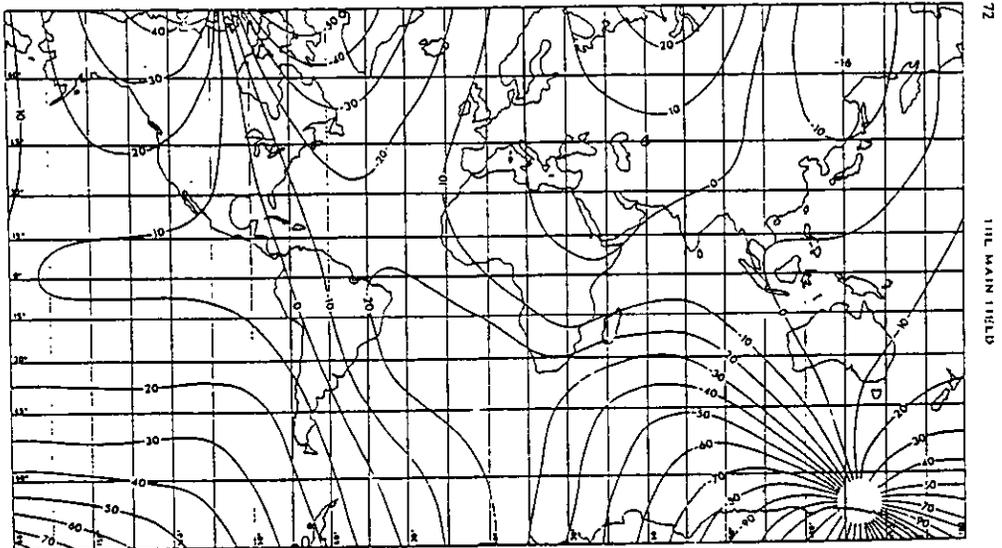


FIG. 23. Declination (D), in degrees, based on MAGSAT data (Langel et al., 1980)

Figura 3.3 Mapa magnético de la declinación magnética.

6/27

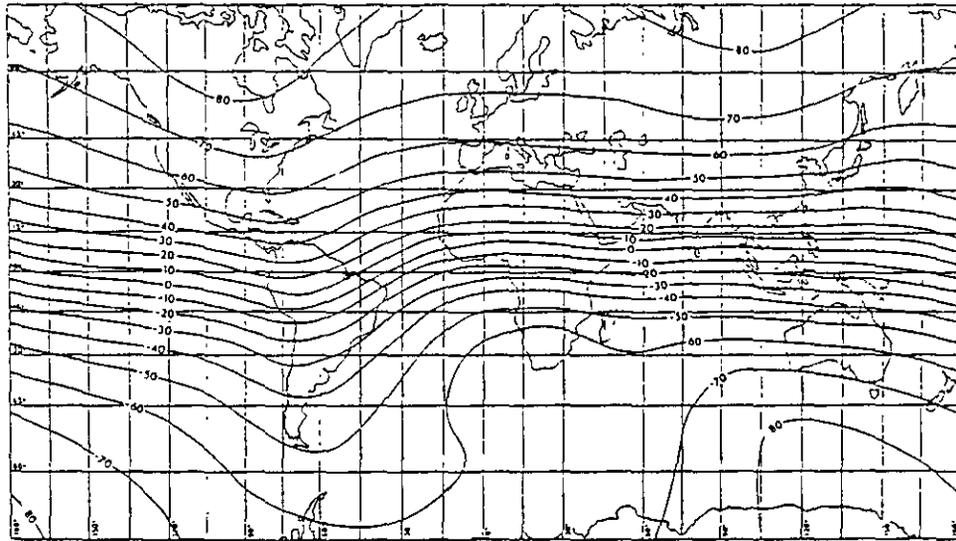
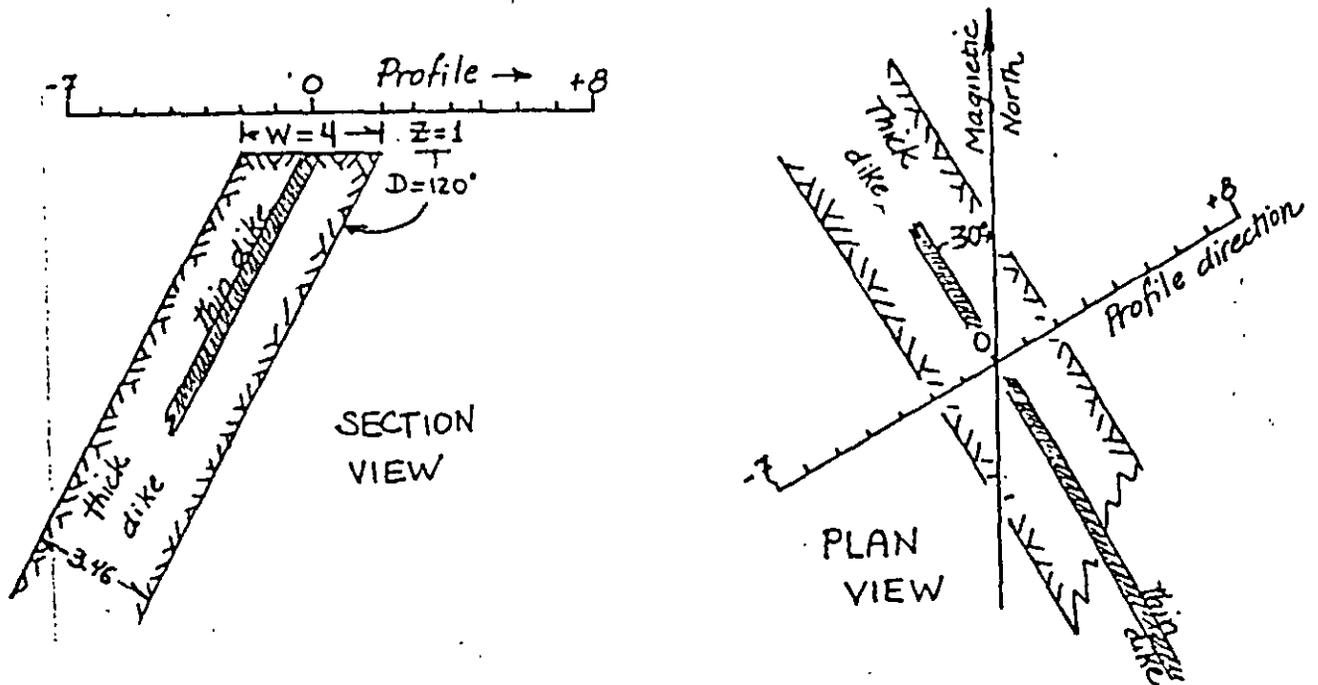


Figura 3.4 Mapa magnético de la inclinación magnética.

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.

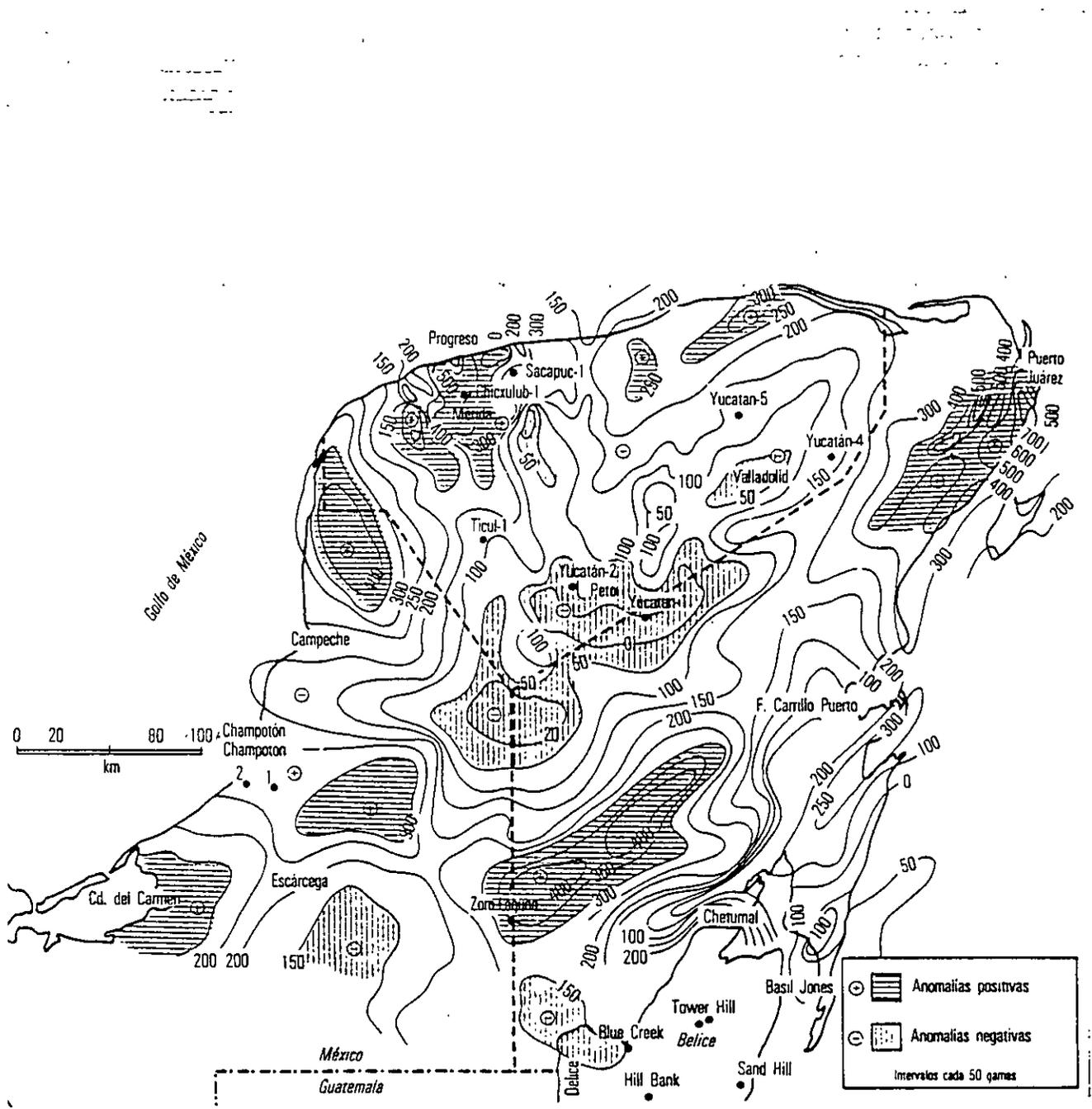


Figura 3.6 Anomalías magnéticas de la península de Yucatán, México; en ella aparecen los máximos asociados a las rocas intrusivas (Puerto Juárez, Peto, Zom Laguna, Cd. del carmen) y el posible meteorito de Chicxulub, NNW de Yucatán.

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, oquedades, 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.

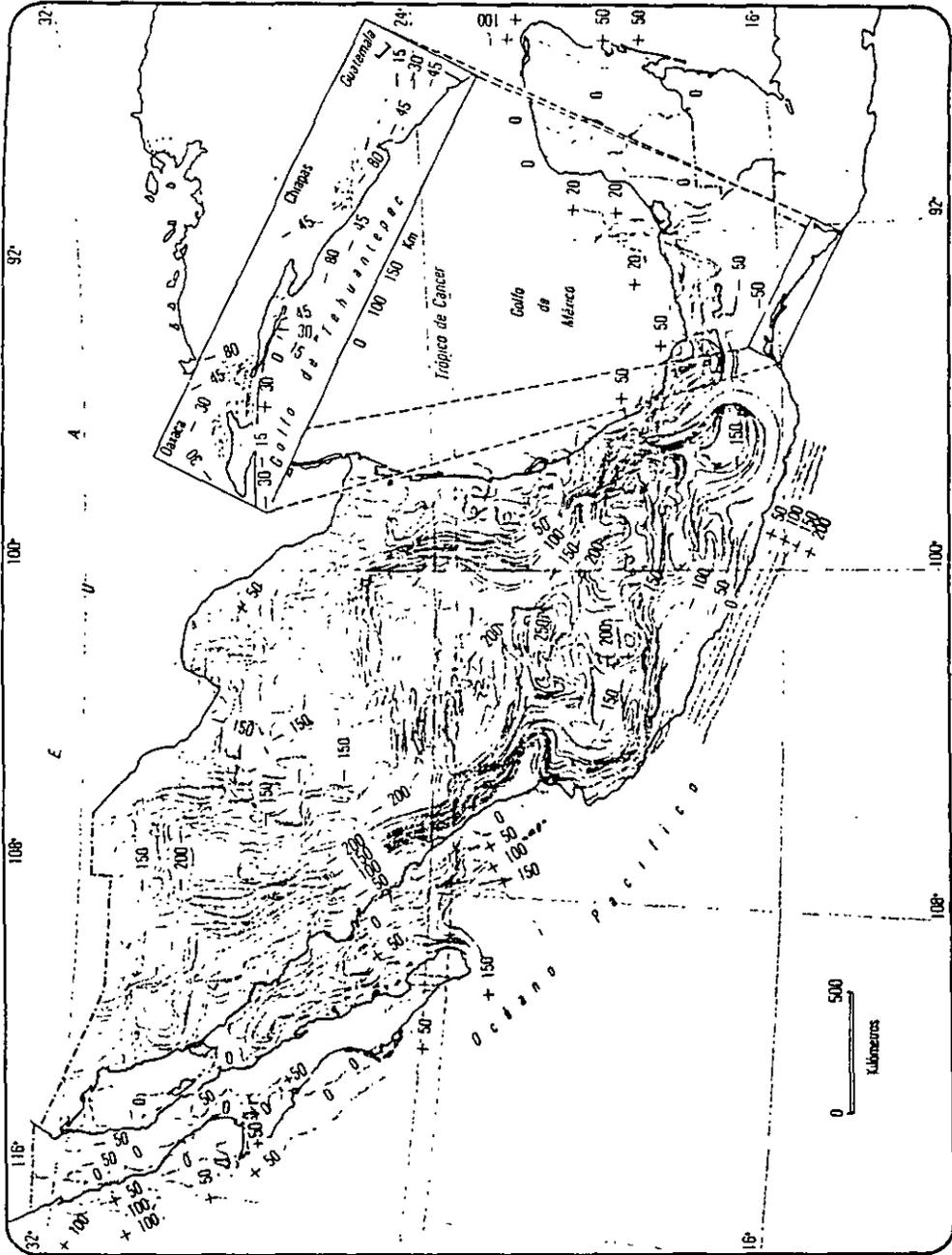
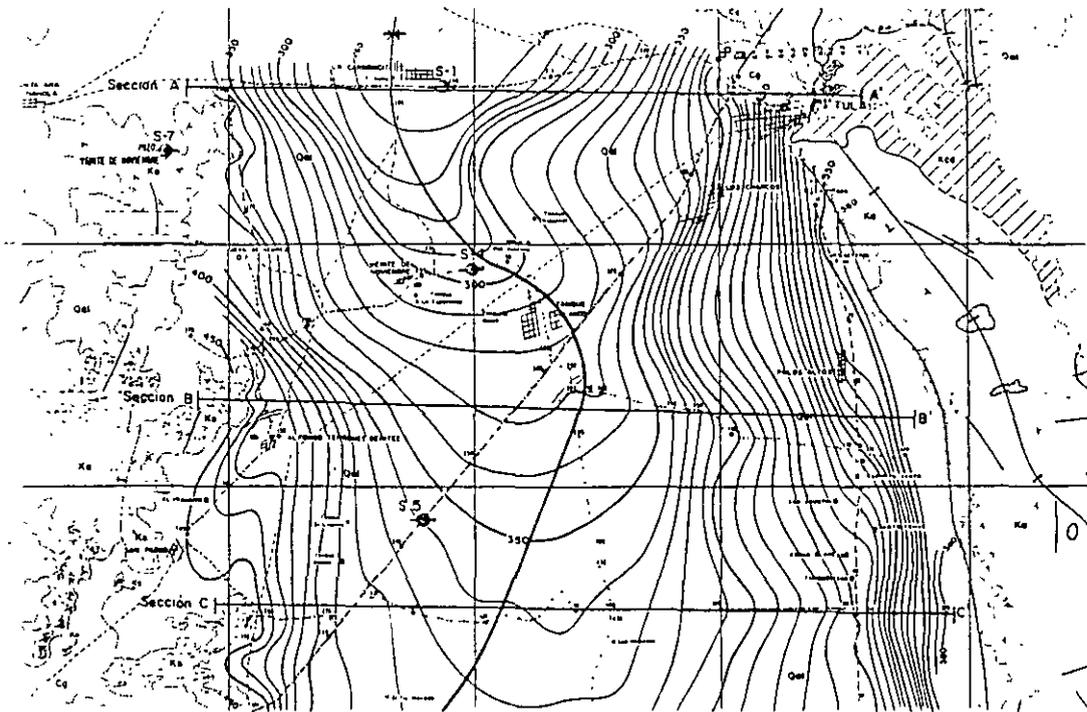
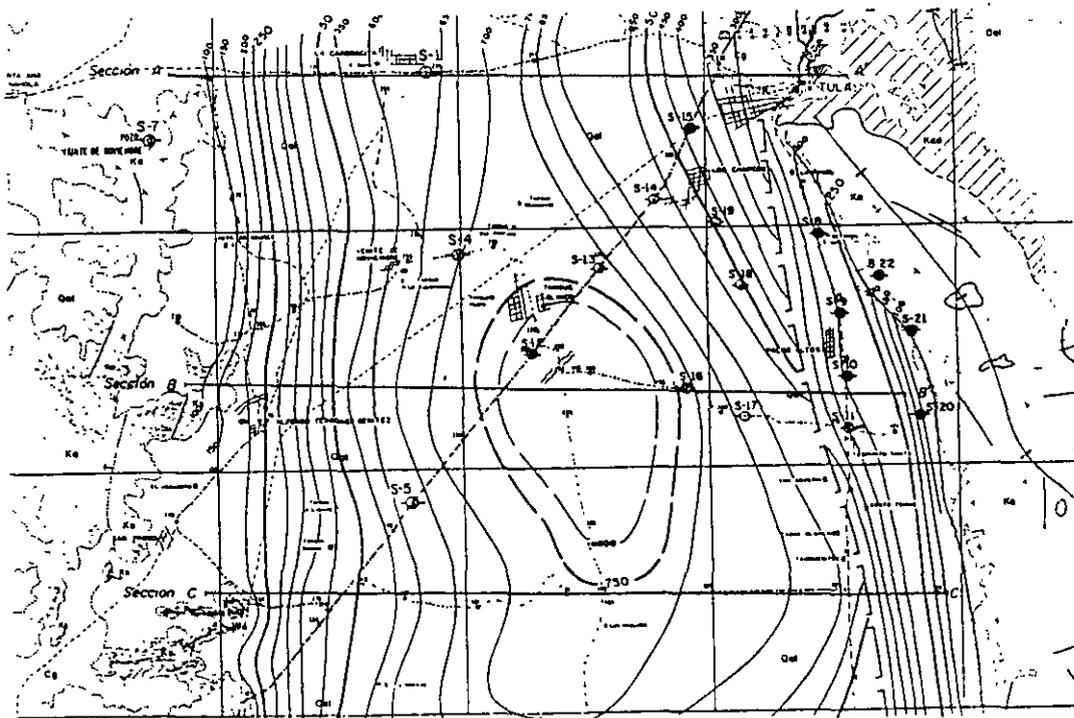


Figura 3.7 Configuración de la Anomalia de Bouger para los Estados Unidos Mexicanos.



curvas cada 10 u.g; Qal, aluvión; Cg, conglomerado; Kcd, Formación Cárdenas; Ka, Formación Abra

Figura 3.8 Configuración de la Anomalía de Bouger para el Valle de Tula, Tamaulipas.



curvas cada 50 m; Qal, aluvión; Cg, conglomerado; Kcd, Formación Cárdenas; Ka, Formación Abra

Figura 3.9 Configuración de la profundidad a la roca dura deducida de la expresión 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

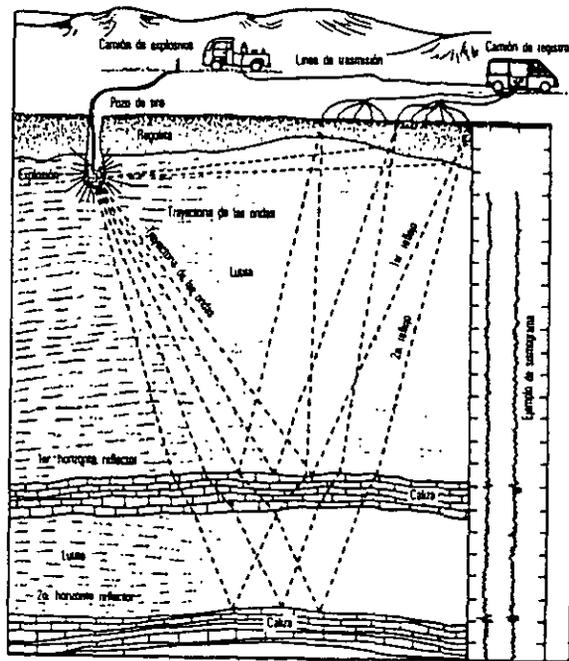
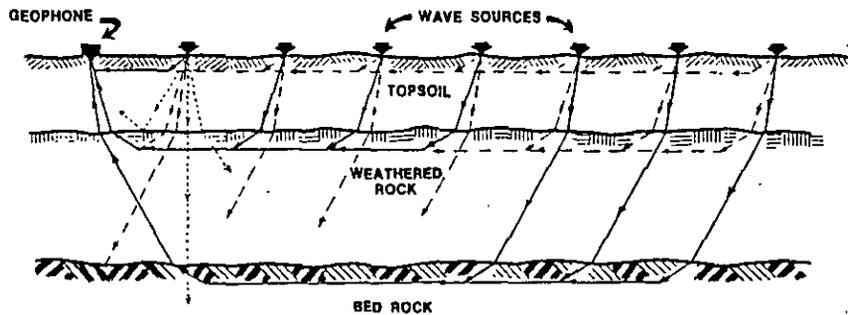
Un medio homogéneo sometido a un esfuerzo en "S" genera tres pulsos elásticos que viajan en todas direcciones a diferente velocidad; dos de ellos son las "ondas de cuerpo" que se propagan en forma de frentes esféricos y que afectan el cuerpo del medio; el tercero, son ondas denominadas de superficie 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

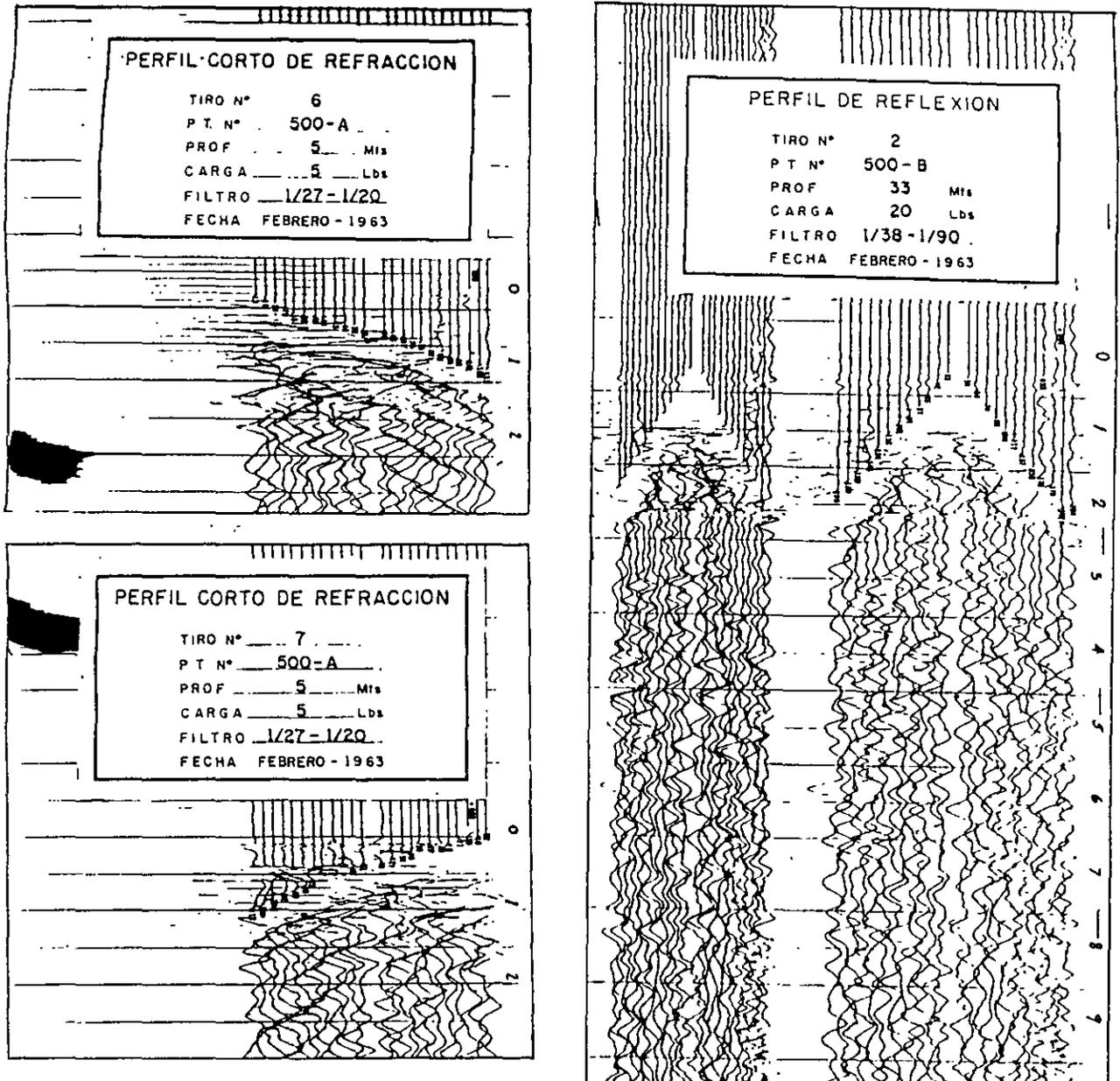
Las figuras 3.10a y 3.10b muestra los frentes de onda viajando a través de los estratos a un geófono desde la fuente --punto golpe de martillo, explosión o vibro-- en las modalidades de refracción y reflexión respectivamente, el frente de onda alcanza el geófono después de un tiempo (t) que depende de 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 $V_i = (\Delta d/\Delta t) * 1000$
2. profundidad del estrato superior: $D_1 = \frac{x_c}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$

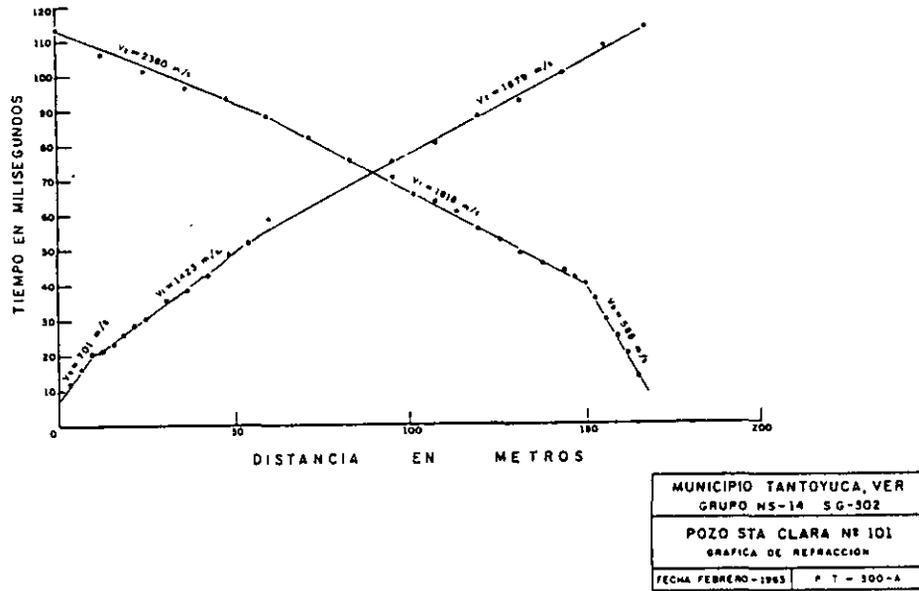
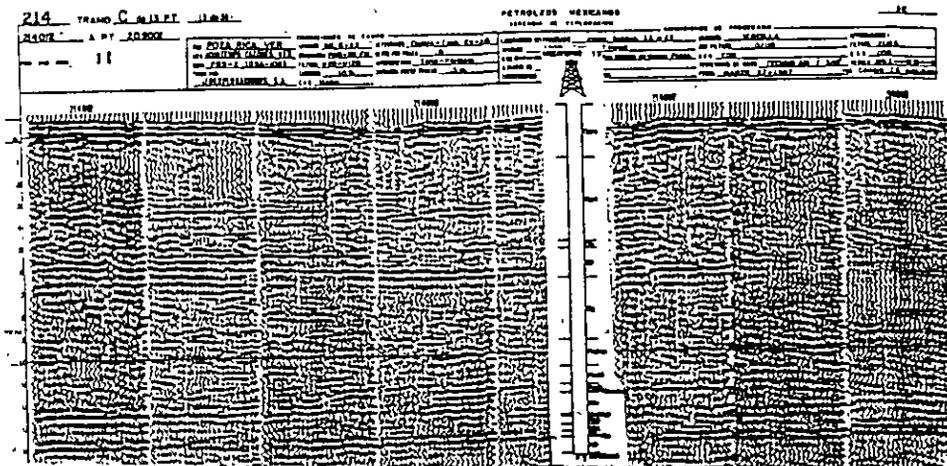


Figura 3.12 Gráficas tiempo distancia para los sismogramas de las figuras 3.11a

La 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.

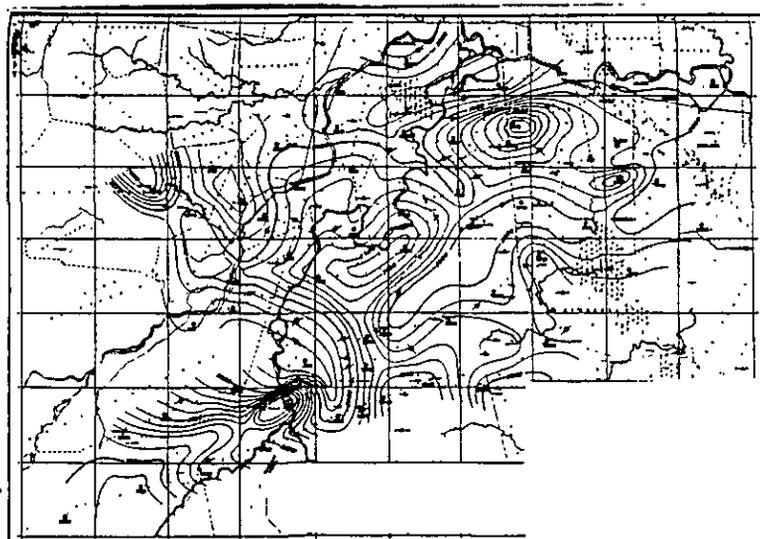
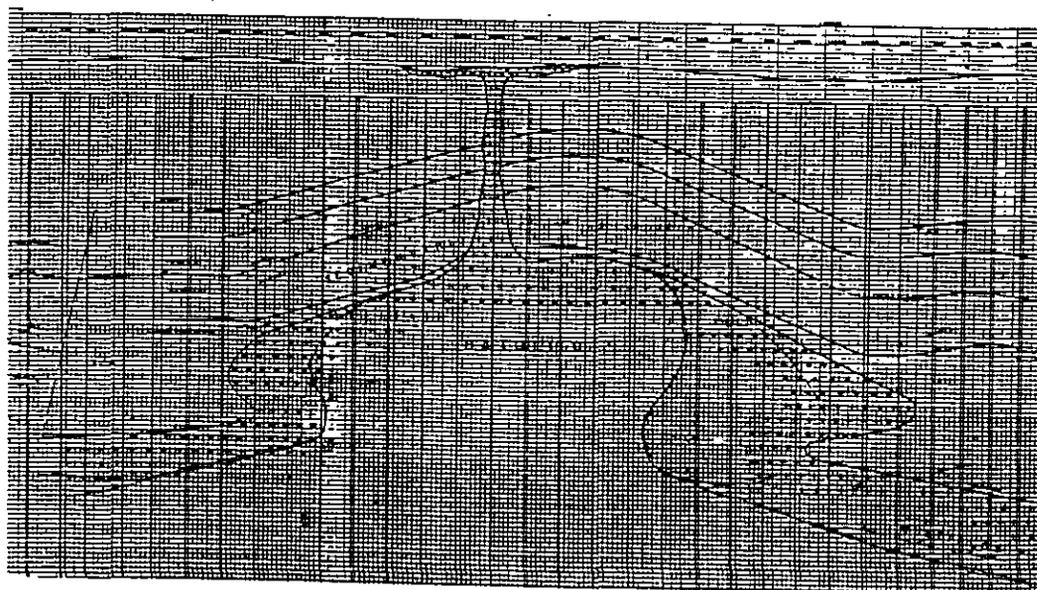


Figura 3.13c

Sección geológica interpretada.



1-7/27

3.4 EXPLORACION ELECTRICA

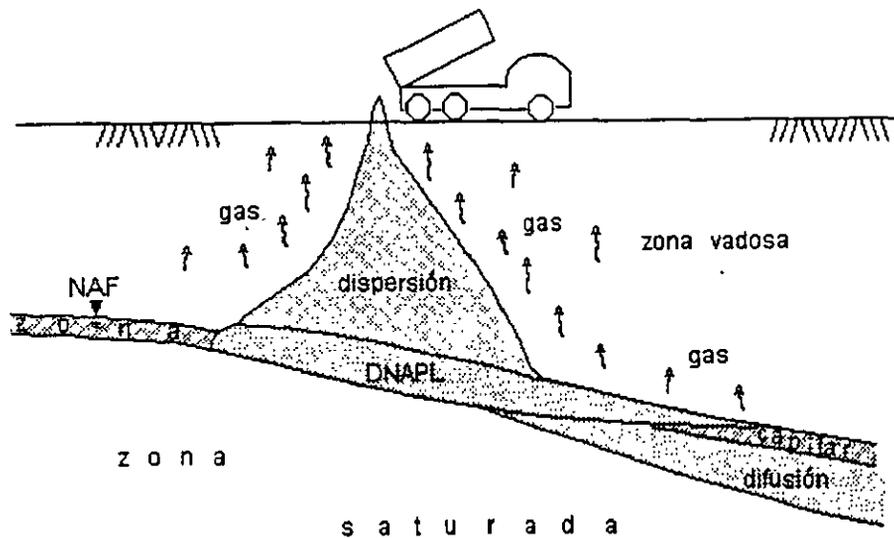
3.4.1 GENERALIDADES

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 fluidos-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, magnetotelúrico 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.



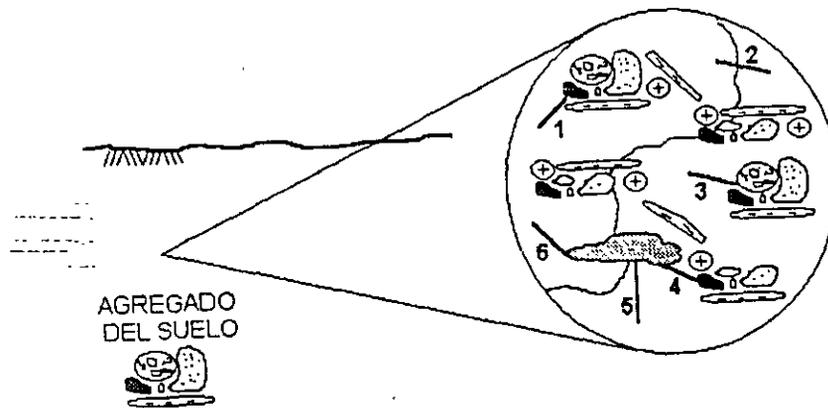
En la figura 3.14 aparece una situación antrópica común en la que por un derrame accidental o malintencionado un líquido viajó por la zona vadosa hasta alcanzar el nivel de agua freática; la figura 3.15 muestra el detalle de las características de los fluidos en el suelo.

Figura 3.14 Derrame de un contaminante.

Cuando entran en contacto el gas, el vapor de agua, los líquidos 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"



CARACTERISTICAS 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.

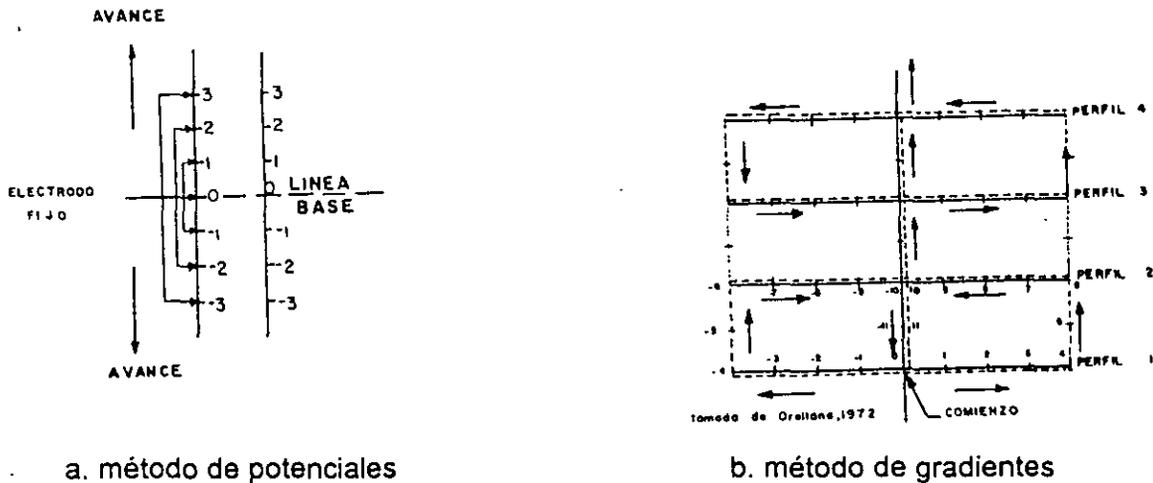


Figura 3.17 Procedimientos de campo para medir el SP.

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.

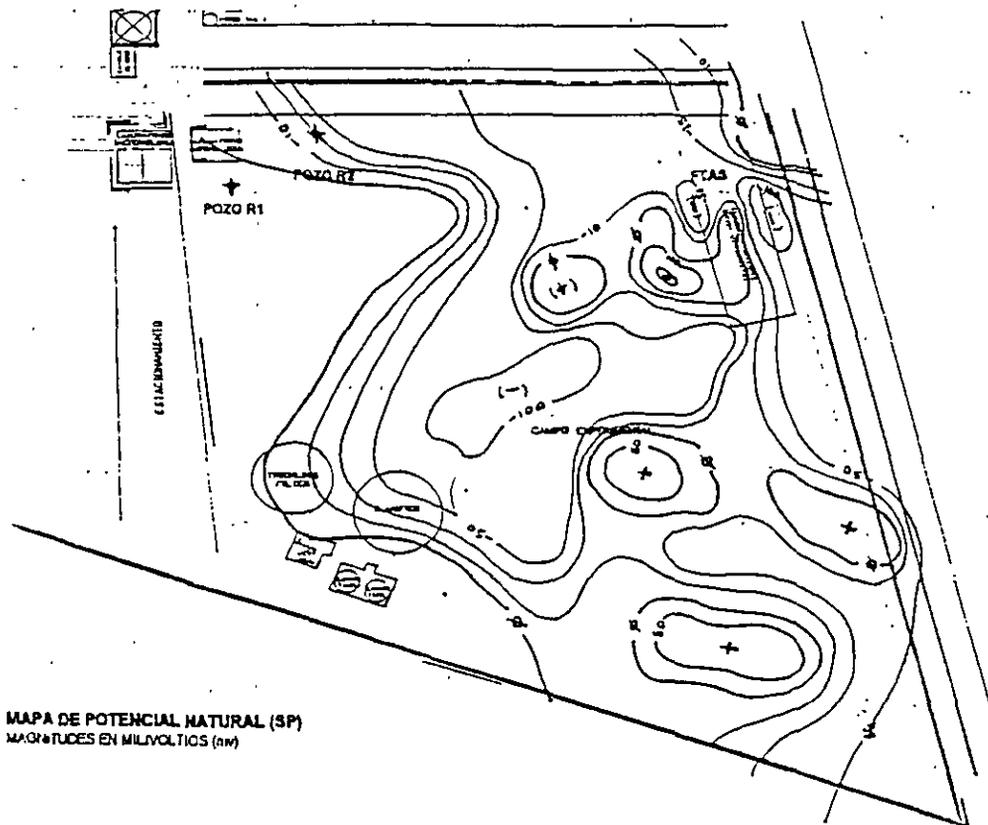


Figura 3.18 Mapa de potencial Natural, el flujo del agua de escaldar avanza hacia el NNW.



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.

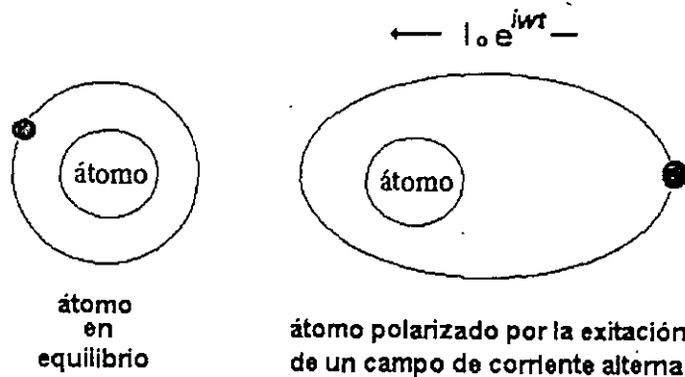
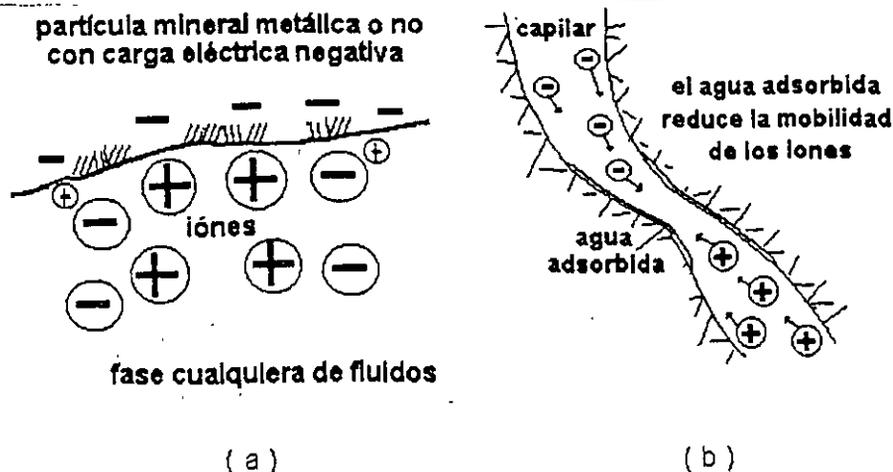


Figura 3.20 Polarización del átomo por excitación de una campo eléctrico alterno y su analogía eléctrica.

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 (limolita, 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.

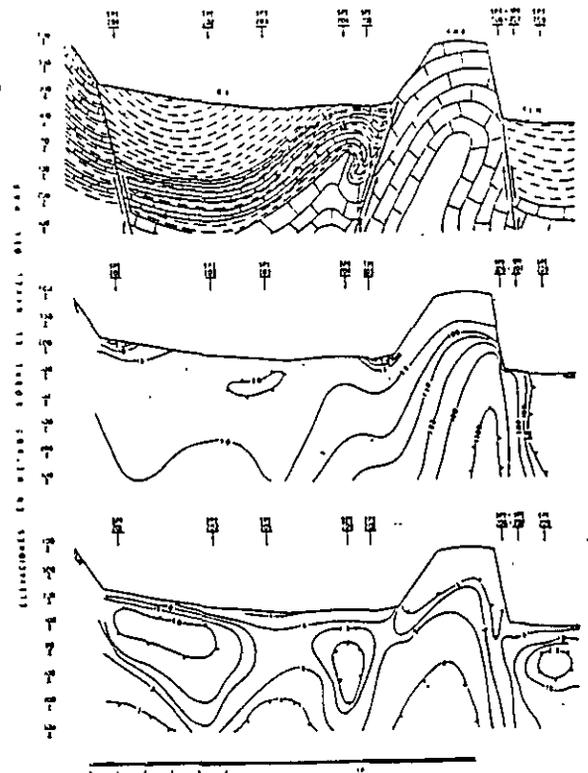
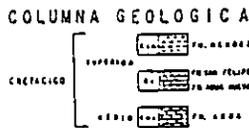


Figura 3.22 Secciones geológico-electroestratigráficas en Nuevo Morelos-Ocampo, SLP.

CARACTERIZADO DE LAS TRAYECTORIAS DE FILTRACION DE AGUA EN UN TALUD

Diversas casas aparecen dañadas a cinco años de haber sido 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 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 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).

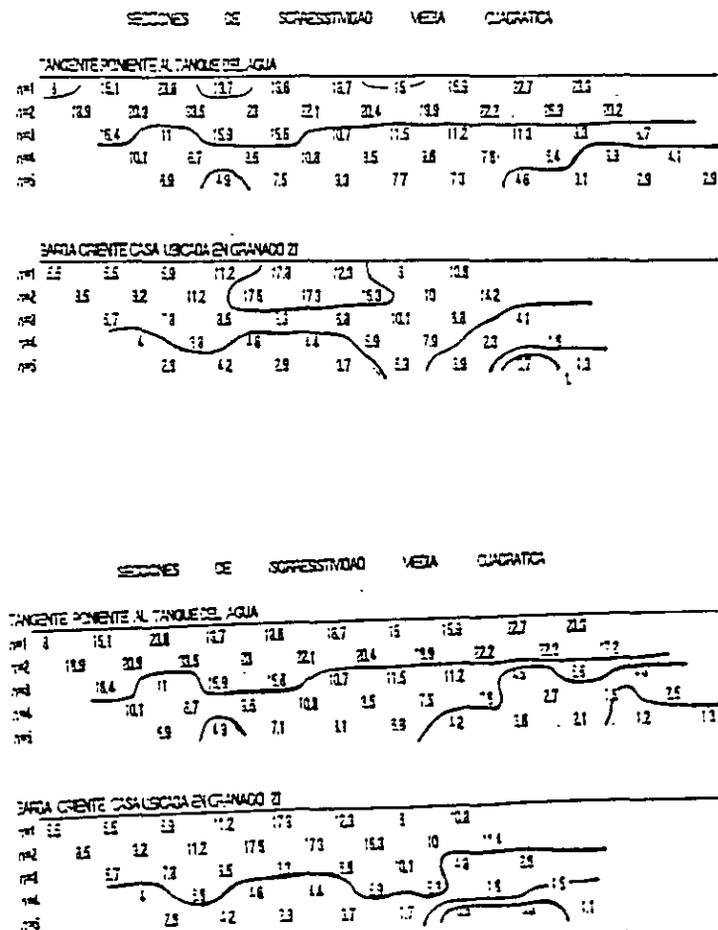


Figura 3.23a y 3.23b. Resistividad natural y aparente medida posterior a la inyección de un trazador. En la región derecha de la sección se lleva a cabo el flujo subterránea de agua.

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 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 antena transmisora, la resistividad aparente calculada equivale a la real.

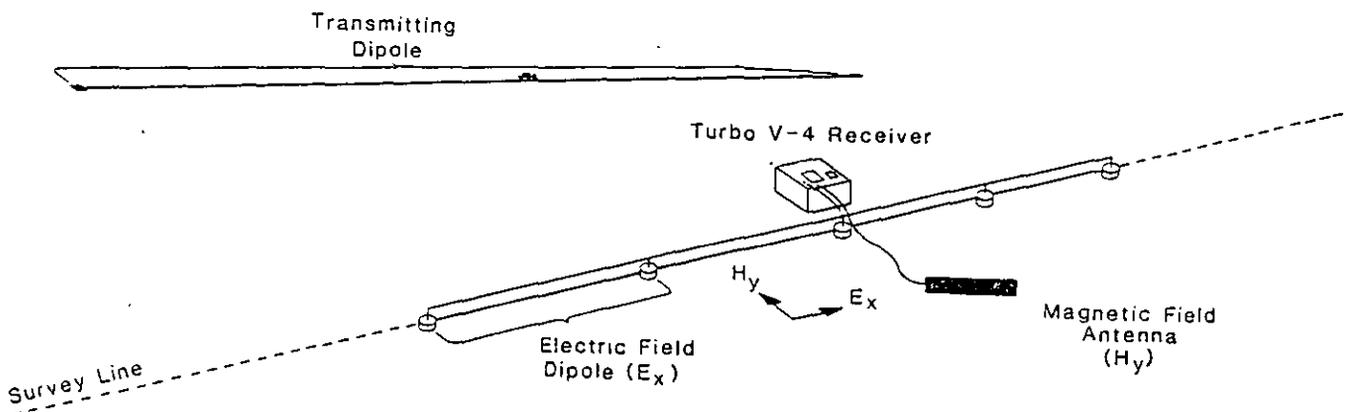
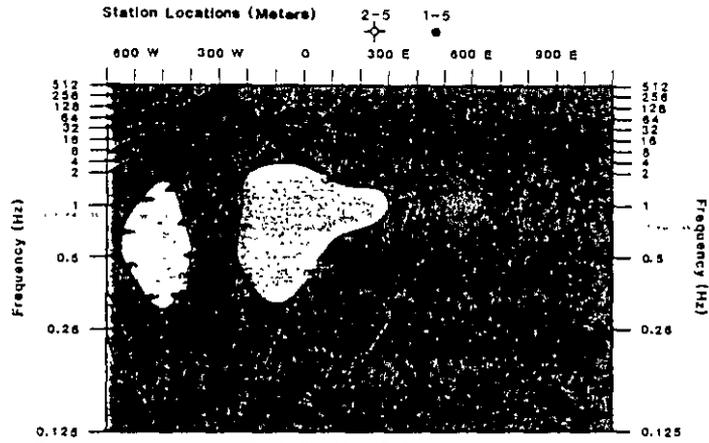


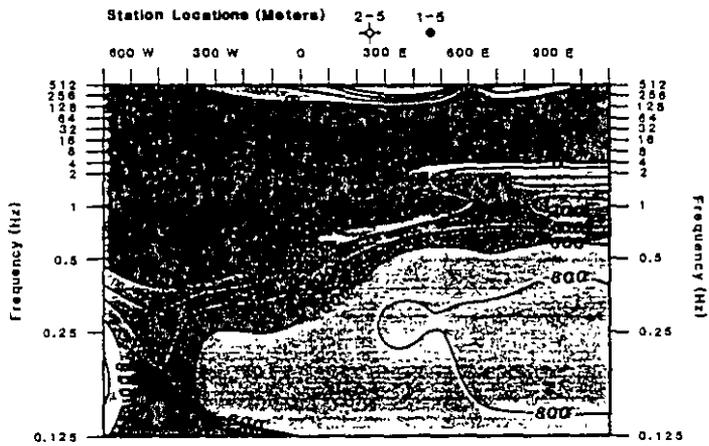
Figura 3.24 Arreglo eléctrico y del magnetómetro en la técnica de CSAMT.

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.

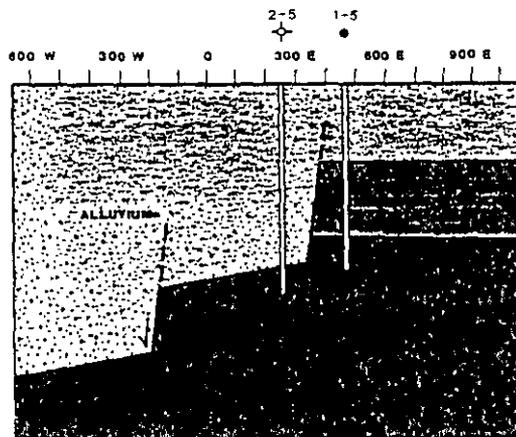
Case History 2: Tomera Ranch Field, Eureka County, Nevada



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 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, 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

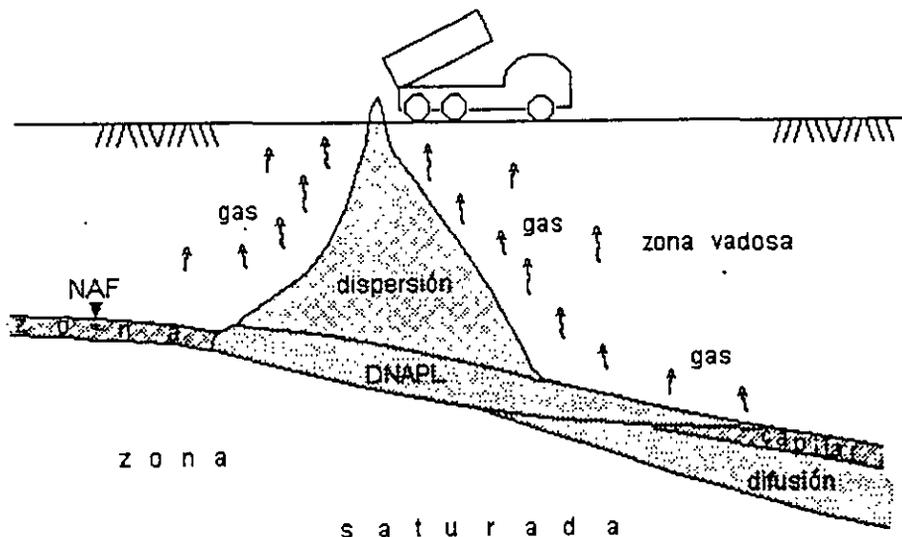
3.4.1 GENERALIDADES

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-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, magnetotelúrico 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 contamiinantes en el subsuelo.



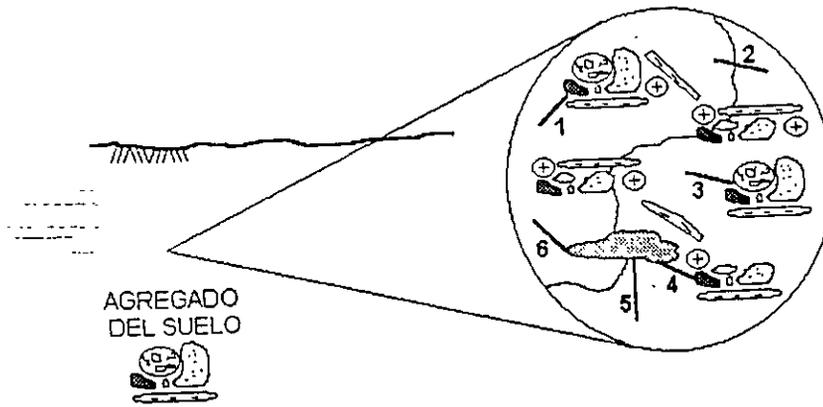
En la figura 3.14 aparece una situación antrópica común en la que por un derrame accidental o malintencionado un lixiviado viajó por la zona vadosa hasta alcanzar el nivel de agua freática; la figura 3.15 muestra el detalle de las características de los fluidos en el suelo.

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"



- AGREGADO DEL SUELO
- 1 SUELO-AIRE 2 AGUA-AIRE 3 SUELO-AGUA
 4 LIXMADO-SUELO 5 LIXMADO-AGUA 6 LIXMADO-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.

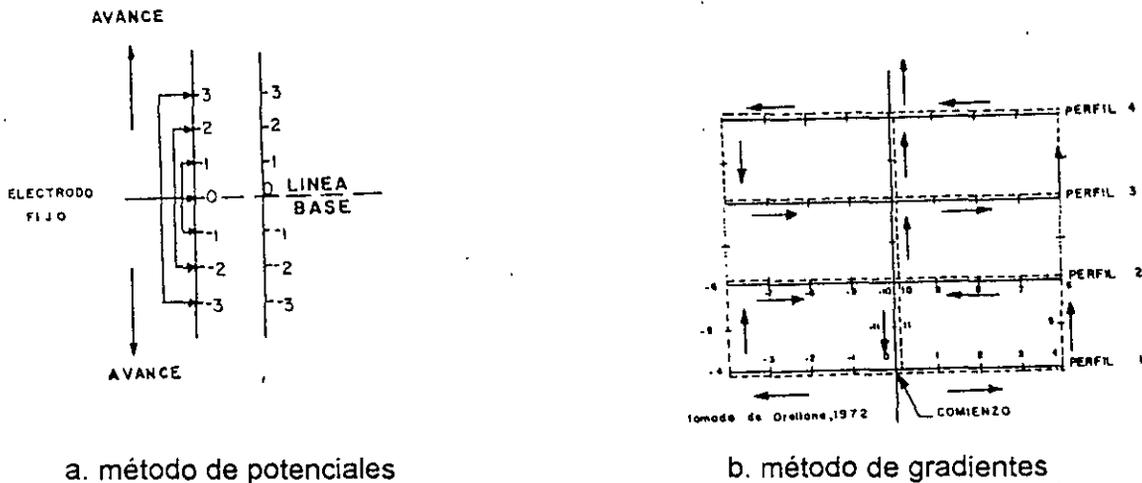


Figura 3.17 Procedimientos de campo para medir el SP.

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.

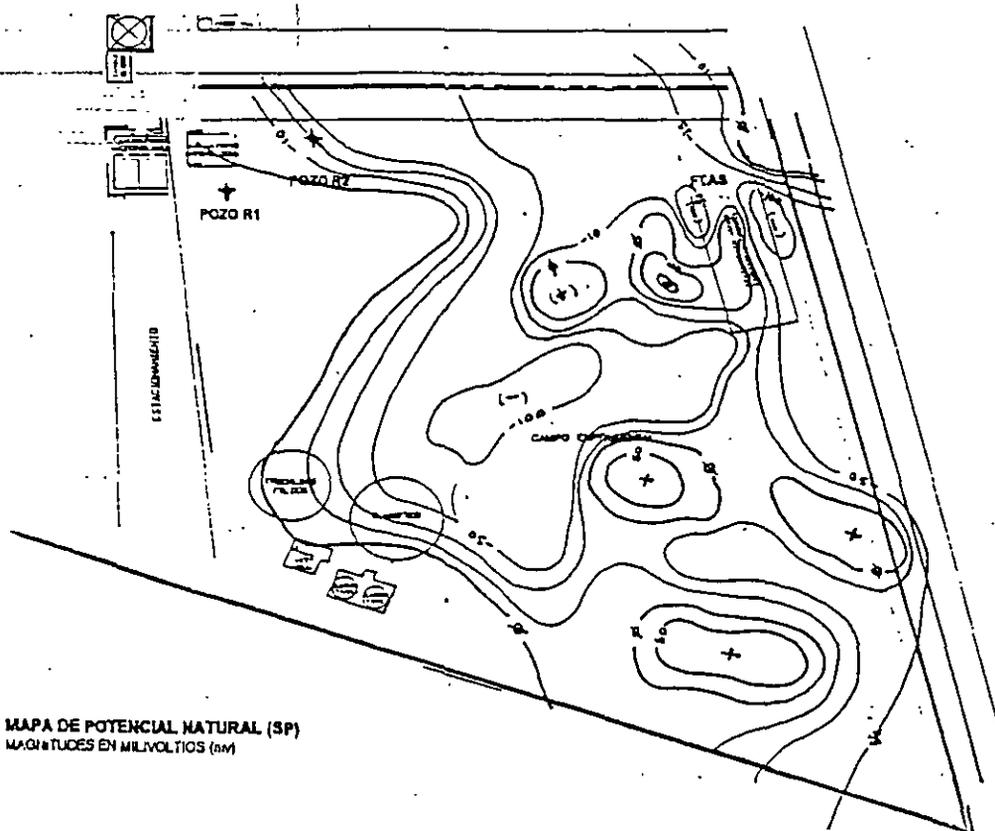


Figura 3.18 Mapa de potencial Natural, el flujo del agua de escaldar avanca hacia el NNW.



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

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 cual 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.

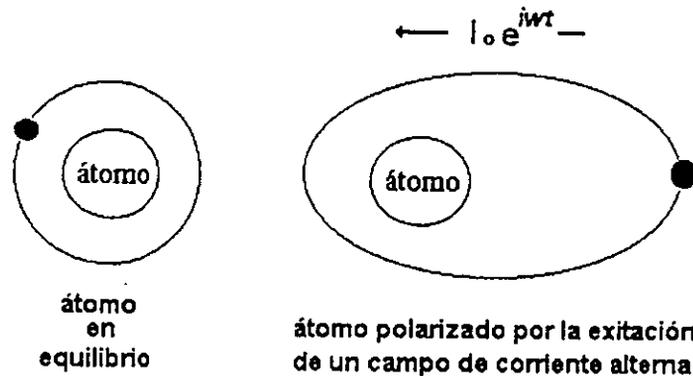
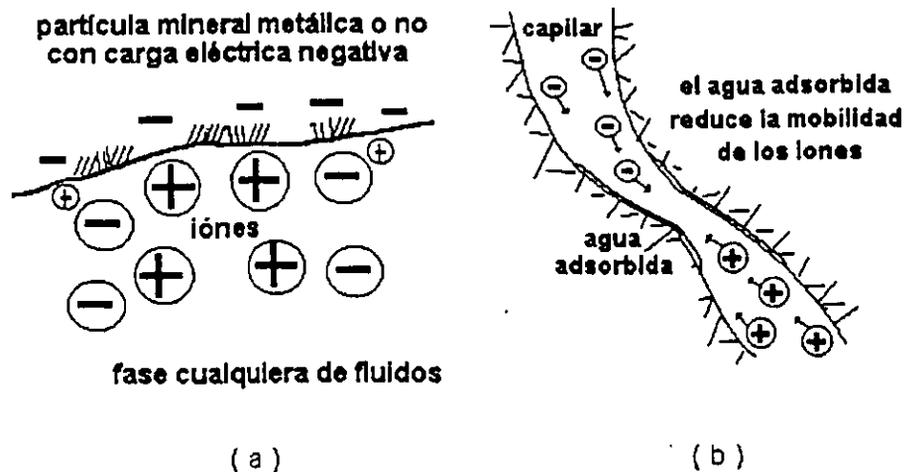


Figura 3.20 Polarización del átomo por excitación de una campo eléctrico alterno y su analogía eléctrica.

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.

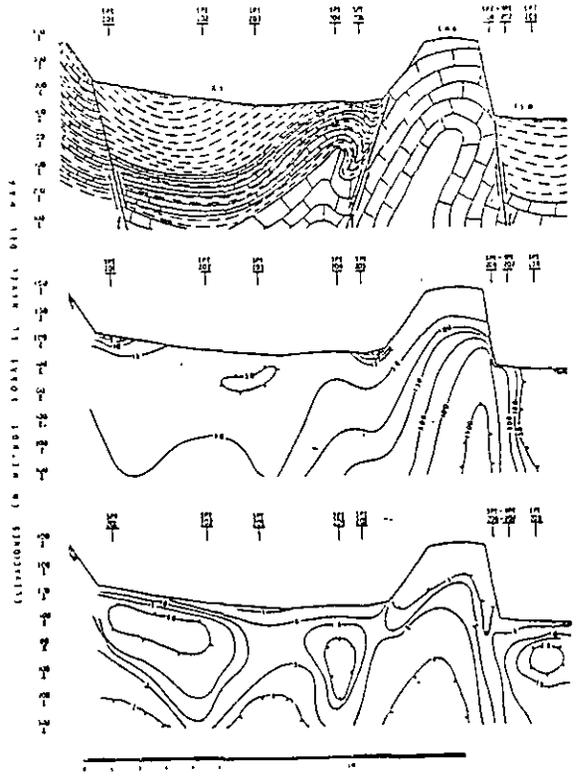
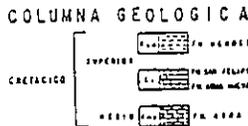
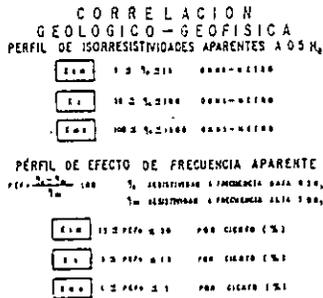


Figura 3.22 Secciones geológico-electroestratigráficas en Nuevo Morelos-Ocampo, SLP.

23/27

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 orígen 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).

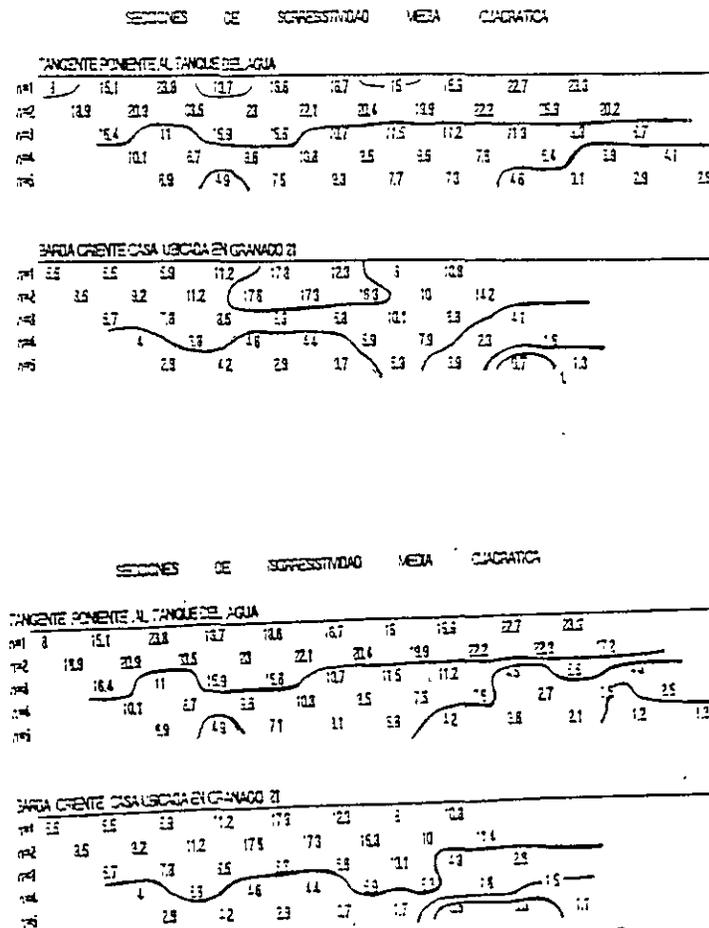
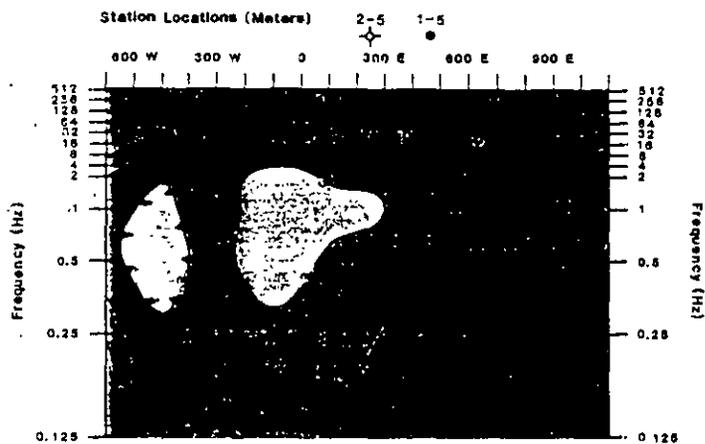


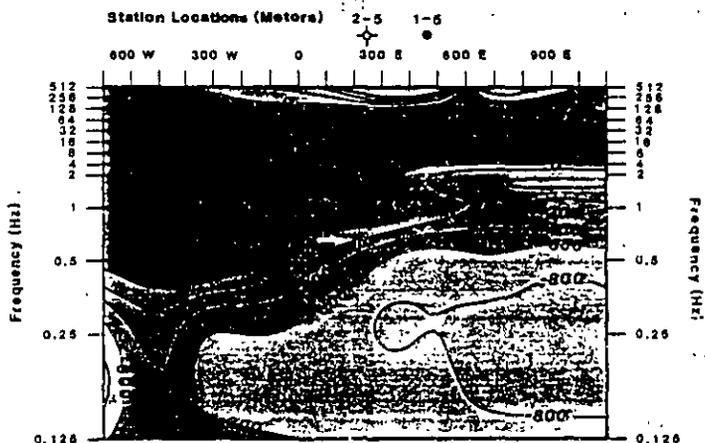
Figura 3.23a y 3.23b. Resistividad natural y aparente medida posterior a la inyección de un trazador. En la región derecha de la sección se lleva a cabo el flujo subterránea de agua.

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.

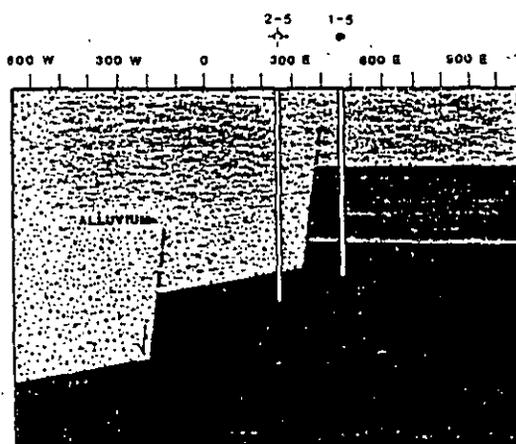
Case History 2: Tomera Ranch Field, Eureka County, Nevada



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.

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.

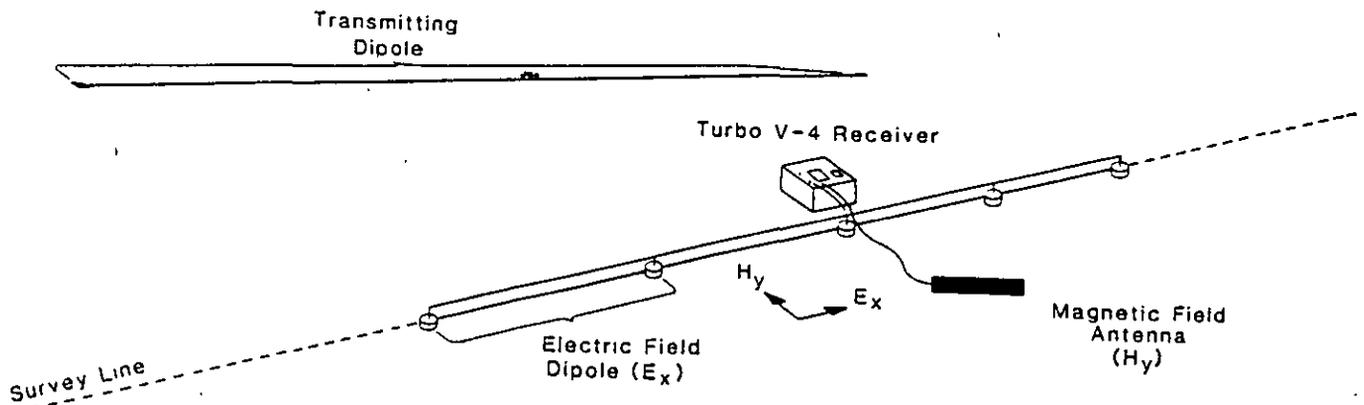


Figura 3.24 Arreglo eléctrico y del magnetómetro en la técnica de CSAMT.

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. DEPMI, 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. DEPMI 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 Ingeniería 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, DEPMI de la Universidad Autónoma de Querétaro y SMMS.



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

CURSOS ABIERTOS

**XI CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACIÓN DE
ACUÍFEROS**

MÓDULO I: GEOHIDROLOGÍA

TEMA:

GEOLOGÍA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

**ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES
PALACIO DE MINERÍA
SEPTIEMBRE 1999**

**CURSO INTERNACIONAL DE
CONTAMINACIÓN DE ACUÍFEROS**

GEOLOGÍA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

POR: Ing. Juan Manuel Lesser Illades

Septiembre de 1999

GEOLOGÍA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

POR: Ing. Juan Manuel Lesser Illades

Septiembre de 1999

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 tomó 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 piroclásticas; (2) materiales granulares; (3) rocas impermeables; (4) materiales impermeables y; (5) materiales semipermeables. A continuación se describen estas unidades.

Rocas fracturadas y piroclásticas.- 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.

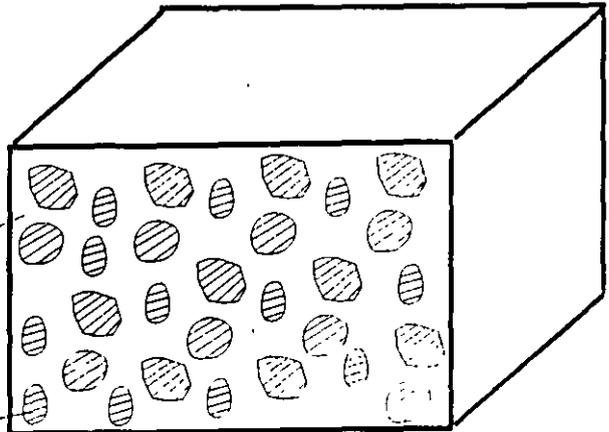
Materiales granulares.- Como su nombre lo indica, los *materiales granulares* corresponden a fragmentos de rocas que semejan granos, los cuales se clasifican de acuerdo a su tamaño. Se originan por la erosión y transporte de rocas que forman elevaciones topográficas. El principal agente erosivo lo constituyen 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

ESPACIOS POROSOS
50% DEL VOLUMEN
TOTAL

GRANOS DE ARCILLA
50% DEL VOLUMEN
TOTAL



ESPACIOS POR
DONDE PUEDE
CIRCULAR EL AGUA
EN EL ACUIFERO

AGUA PELICULAR
ADHERIDA POR
RETENCION
MOLECULAR

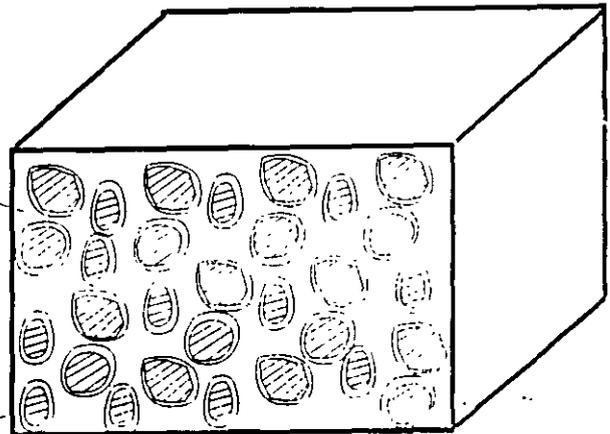


FIGURA 2.1.- RETENCION DE AGUA PELICULAR

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

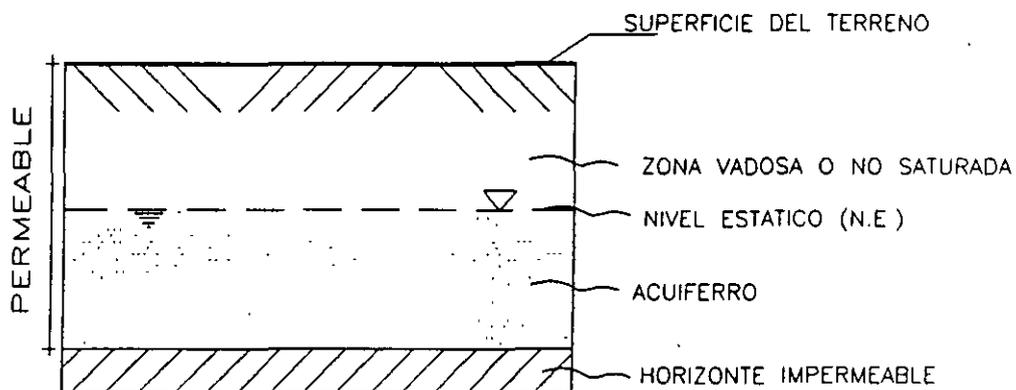
Ciclo hidrológico

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

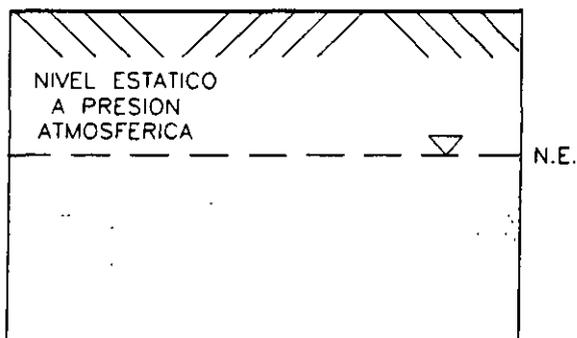
El agua de lluvia que se precipita sobre los continentes tiene tres caminos a seguir: Evaporarse para formar las nubes; escurrir por la superficie del suelo formando arroyos y ríos que finalmente vierten sus aguas al mar e, infiltrarse en el subsuelo para formar

FIGURA 2.2

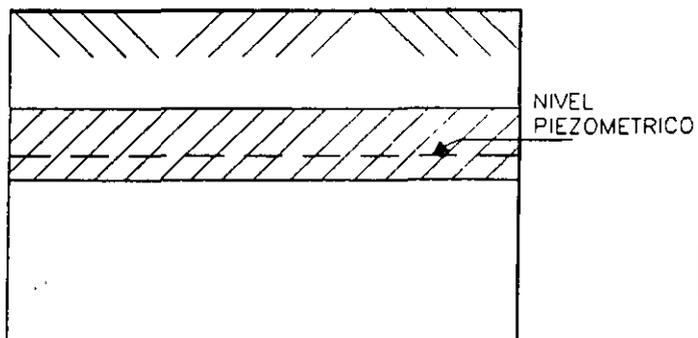
TIPOS DE ACUIFEROS



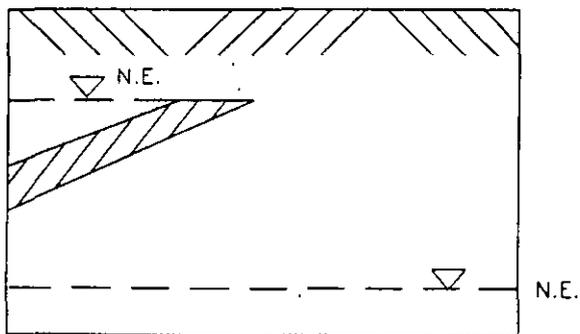
ACUIFERO LIBRE



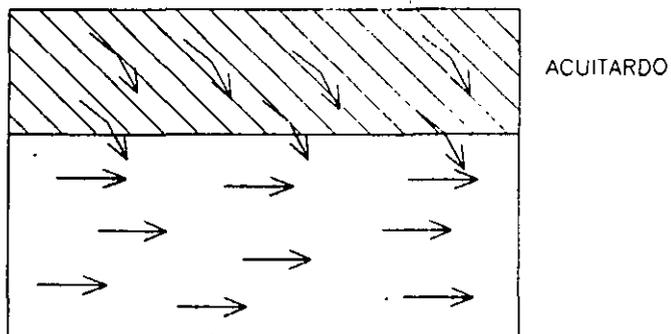
ACUIFERO CONFINADO



ACUIFERO COLGADO



ACUIFERO SEMICONFINADO



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.

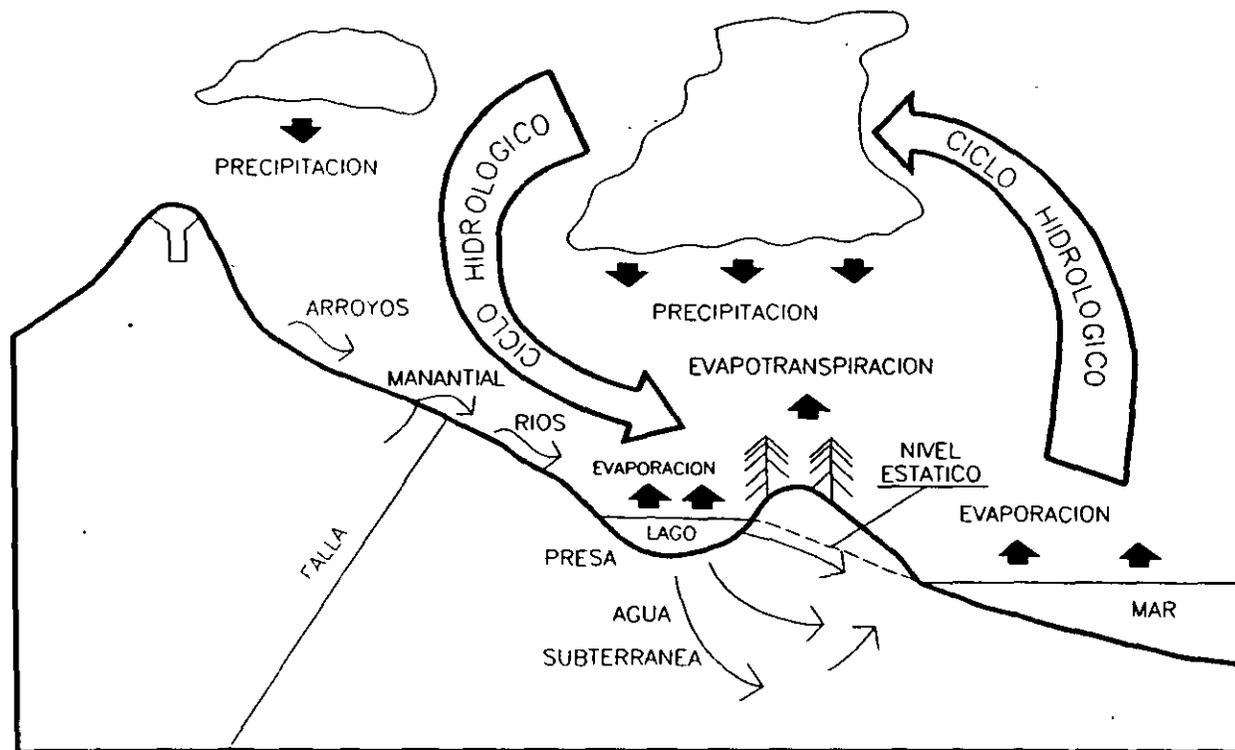


FIGURA 2.3
CICLO HIDROLOGICO

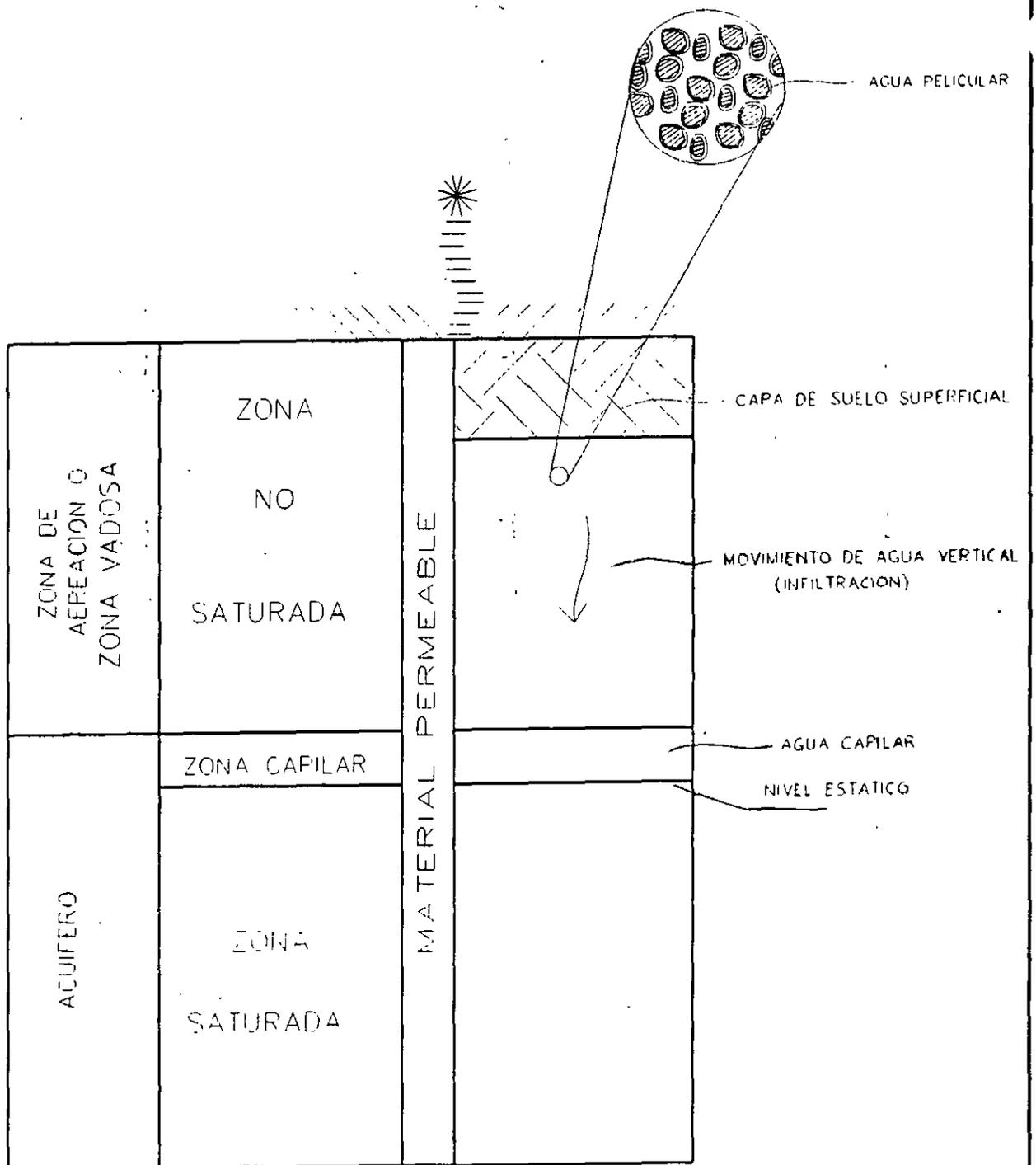


FIGURA 2.4 DISTRIBUCION DEL AGUA EN EL SUBSUELO

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.

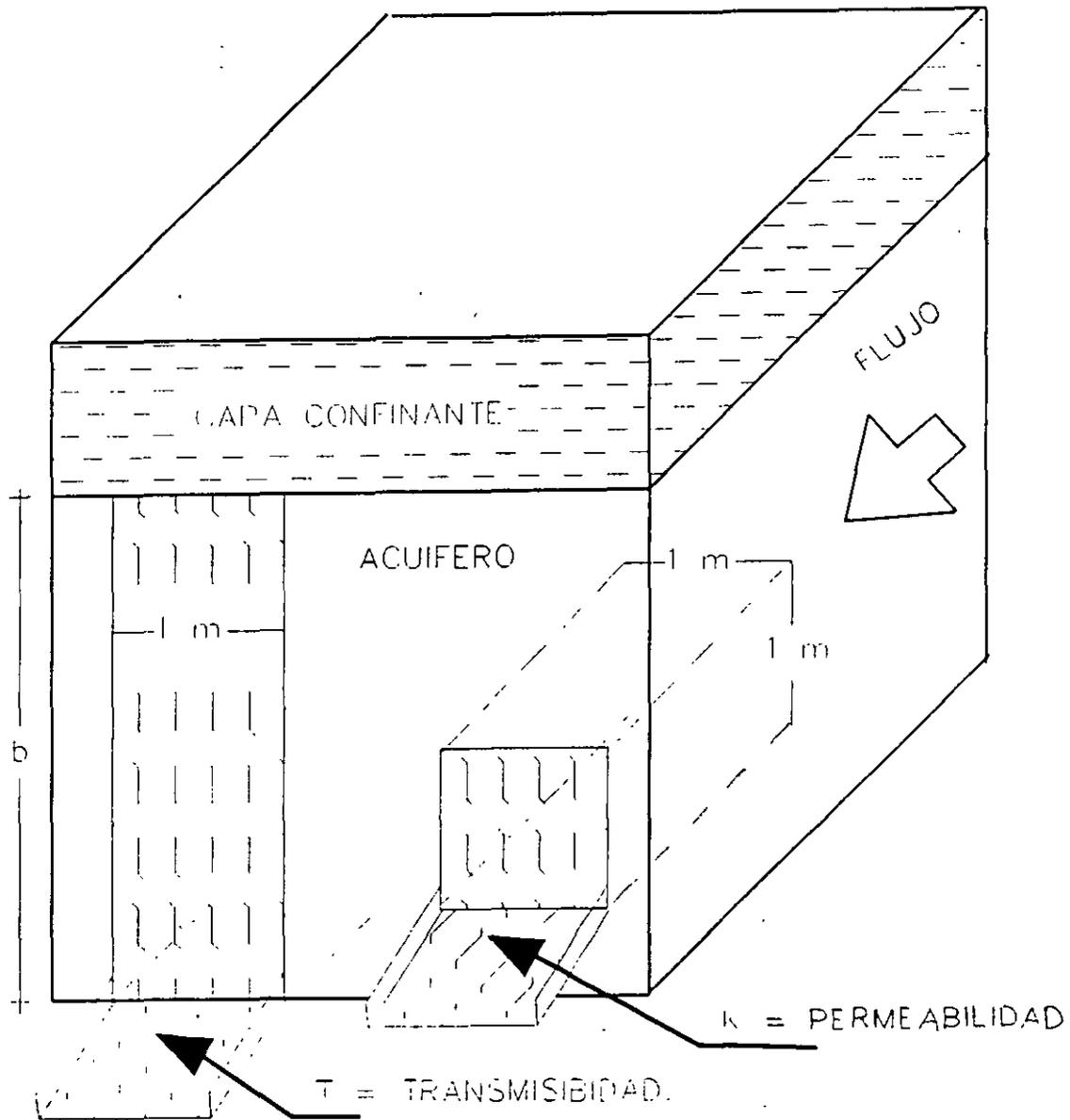
Recibe el nombre de *nivel freático* el nivel que presentan los acuíferos someros, cuya agua en ocasiones se denomina también como aguas freáticas.

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.



b = ESPESOR DEL ACUIFERO

FIGURA 2 5

TRANSMISIVIDAD Y PERMEABILIDAD

Table 1. Range of Values of Hydraulic Conductivity and Permeability

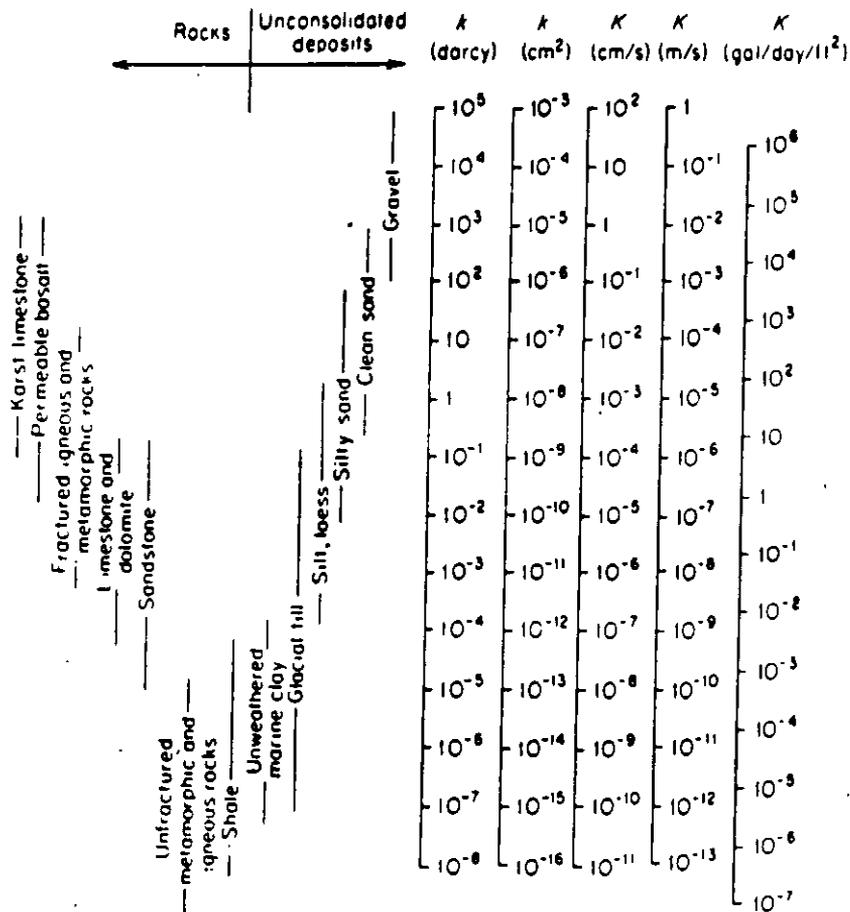


Table 2 Conversion Factors for Permeability and Hydraulic Conductivity Units

	Permeability, k^a			Hydraulic conductivity, K		
	cm^2	ft^2	darcy	m/s	ft/s	U.S. gal/day/ft ²
cm^2	1	1.08×10^{-3}	$1.01^b \times 10^8$	9.80×10^{-2}	3.22×10^3	1.85×10^6
ft^2	9.29×10^{-2}	1	9.42×10^{10}	9.11×10^3	2.99×10^4	1.71×10^{12}
darcy	9.87×10^{-9}	1.06×10^{-11}	1	9.66×10^{-6}	3.17×10^{-3}	1.82×10^1
m/s	1.02×10^{-3}	1.10×10^{-6}	1.04×10^3	1	3.28	2.12×10^6
ft/s	3.11×10^{-4}	3.35×10^{-7}	3.15×10^4	3.05×10^{-1}	1	6.46×10^3
U.S. gal/day/ft ²	1.542×10^{-10}	5.83×10^{-13}	5.49×10^{-2}	4.72×10^{-7}	1.55×10^{-4}	1

De: Freeze and Cherry, 1979.

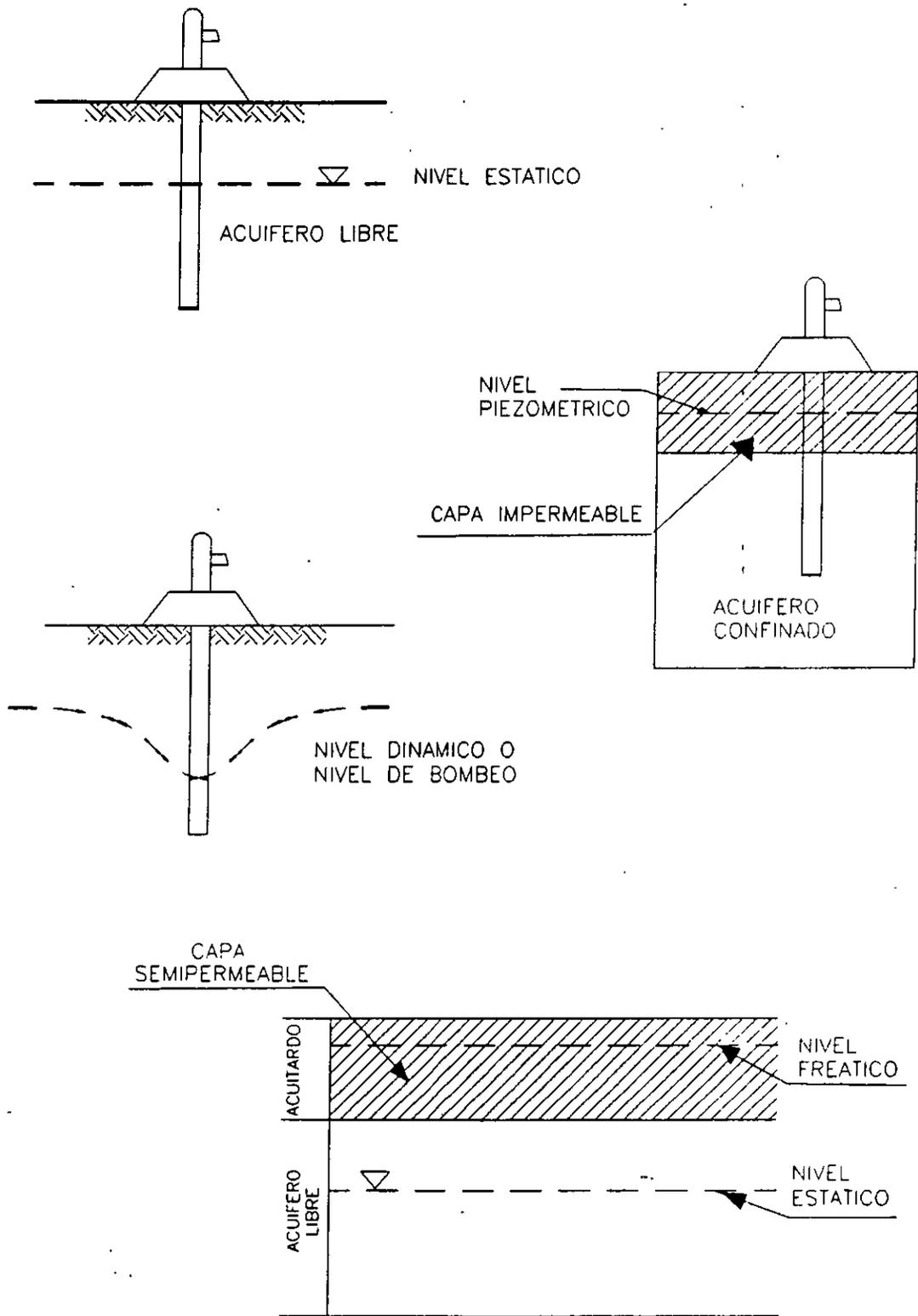


FIGURA 2.6 DIFERENCIACION ENTRE NIVEL ESTÁTICO, DINÁMICO, CONFINADO Y FREÁTICO

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

$$S_s = \text{Coeficiente específico} = \frac{S_s}{b}$$

$b =$ 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 entrampamiento 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: **Depth, Recharge, Aquifer, Soil, Topography, Impact Conductivity.**

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 productó 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 acuíñarse 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 lomeríos 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 Alemán, 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 período de 1985-1995. Solamente al sur del poblado mencionado se marcan las evoluciones de -5 a -13 metros.

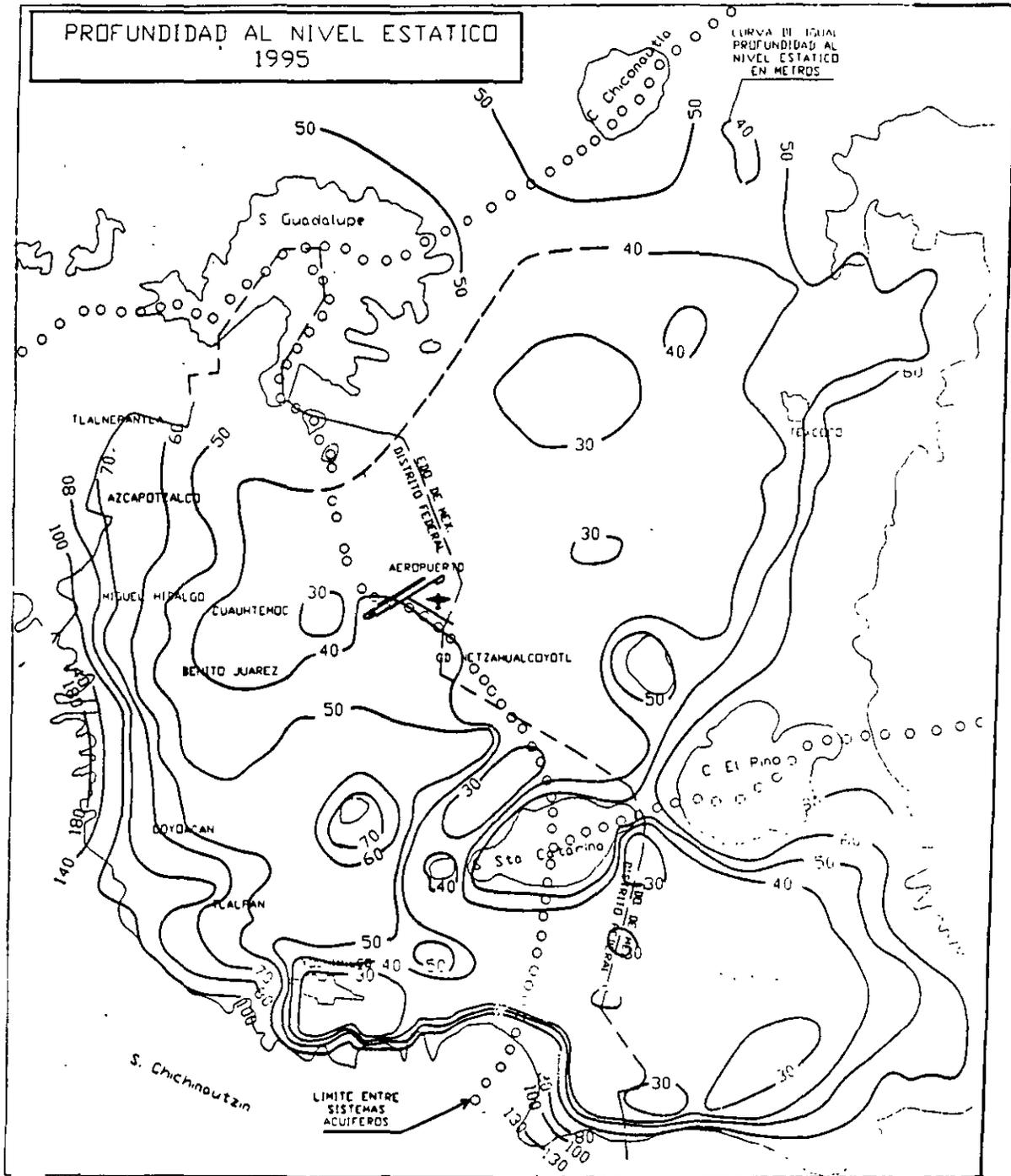


FIGURA 2.7

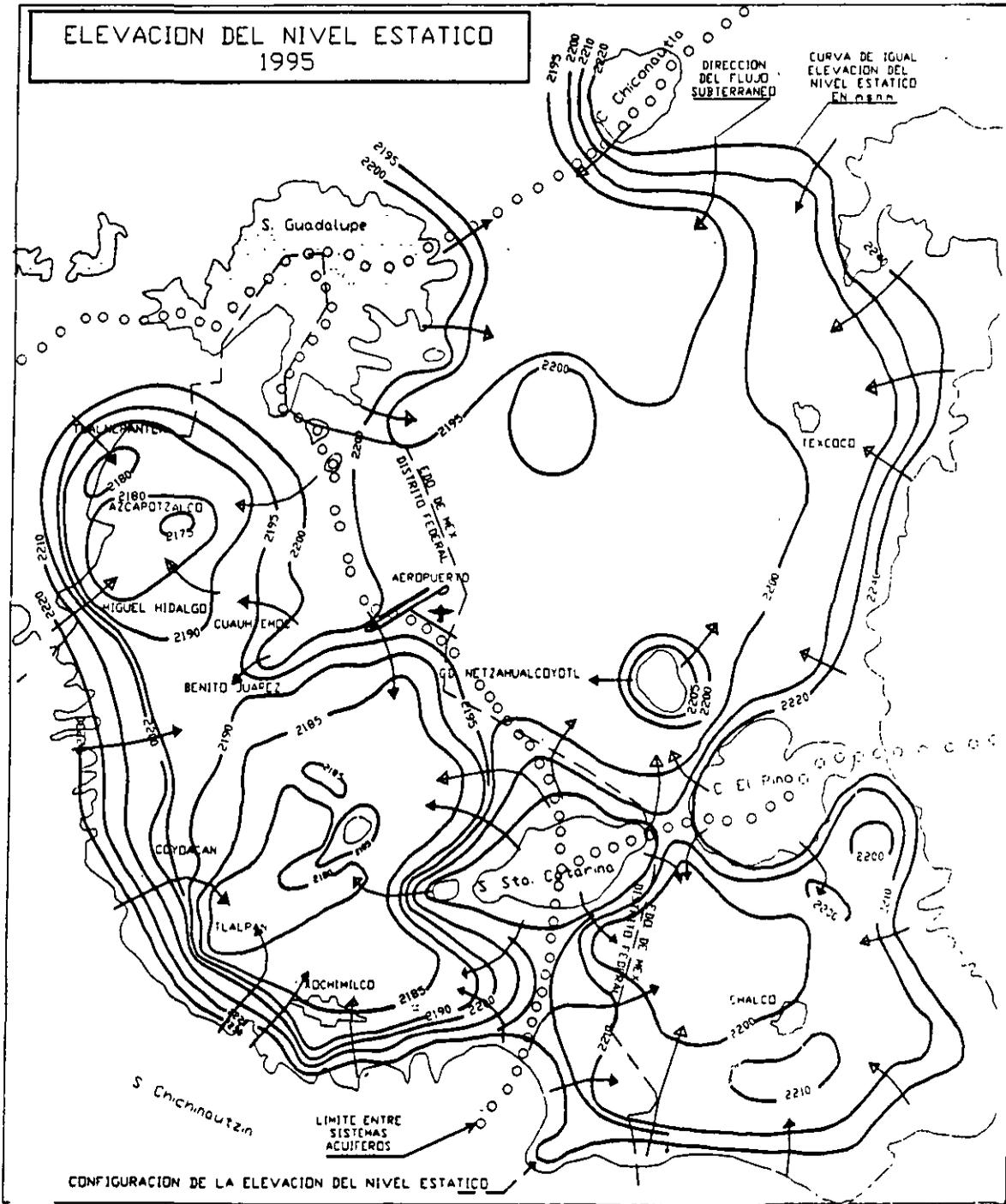


FIGURA 2.8

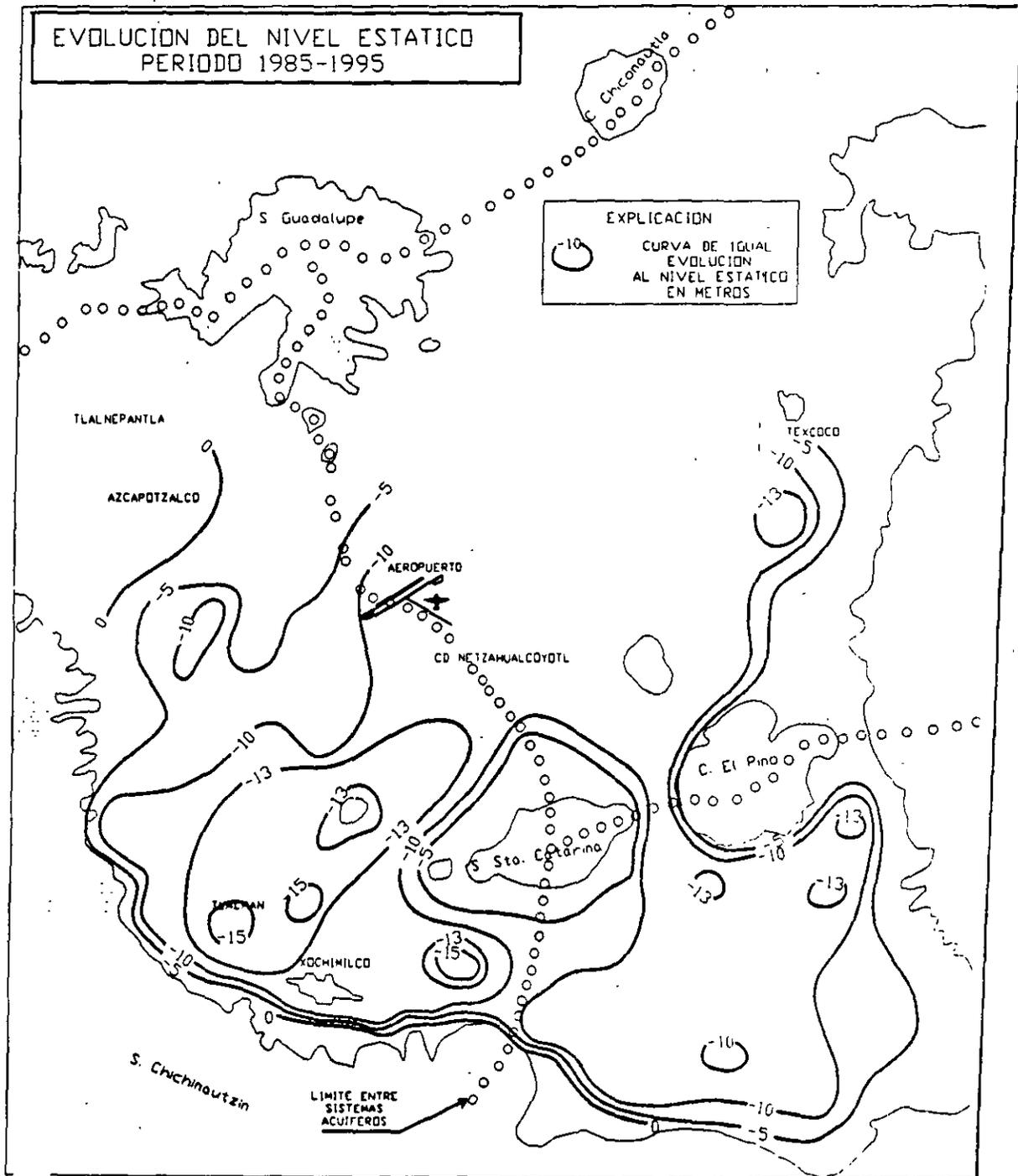


FIGURA 29



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

CURSOS ABIERTOS

**XI CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACIÓN DE
ACUÍFEROS**

MÓDULO I: GEOHIDROLOGÍA

TEMA:

GEOFÍSICA EN GEOHIDROLOGÍA

**ING. ALFONSO ALVAREZ MANILLA
PALACIO DE MINERÍA
SEPTIEMBRE 1999**

**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 rica 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.

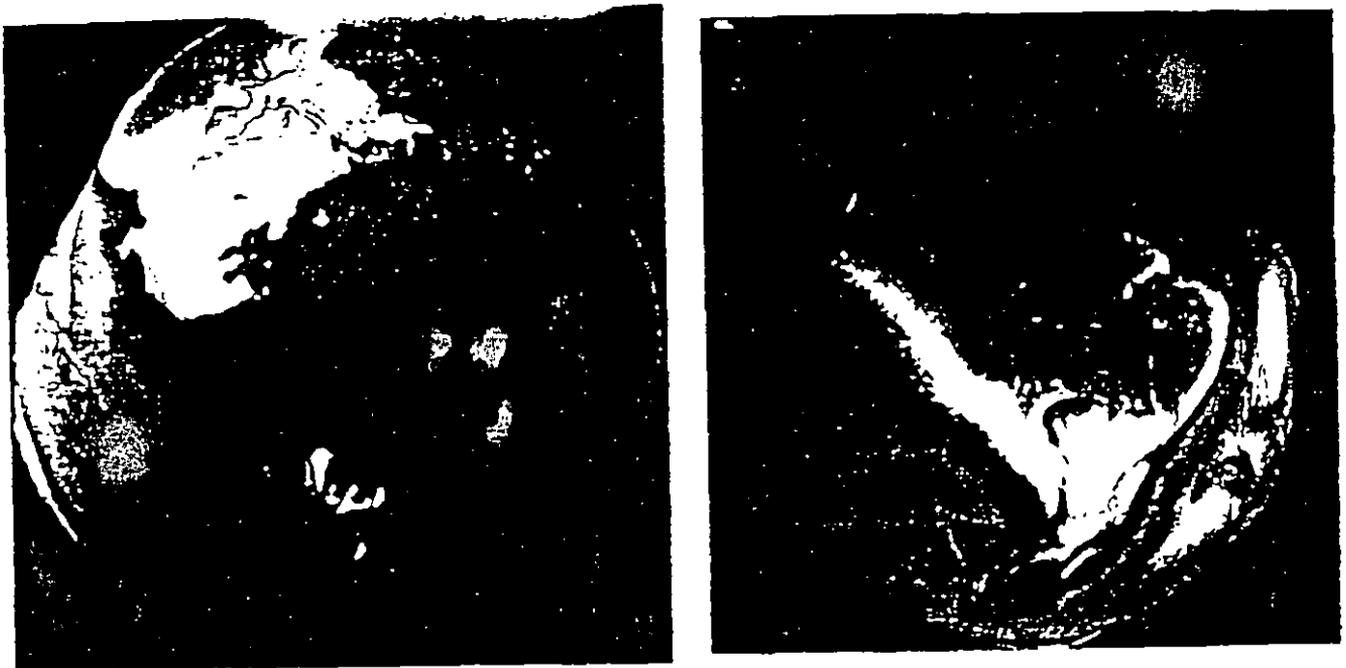


Figura 1.1. Hermosas vistas de la Tierra desde el satélite Topex-Poseidón.

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 la descomposición orgánica, los suelos liberan H_2O y gases tales como CO_2 , N_2 y N_2O .

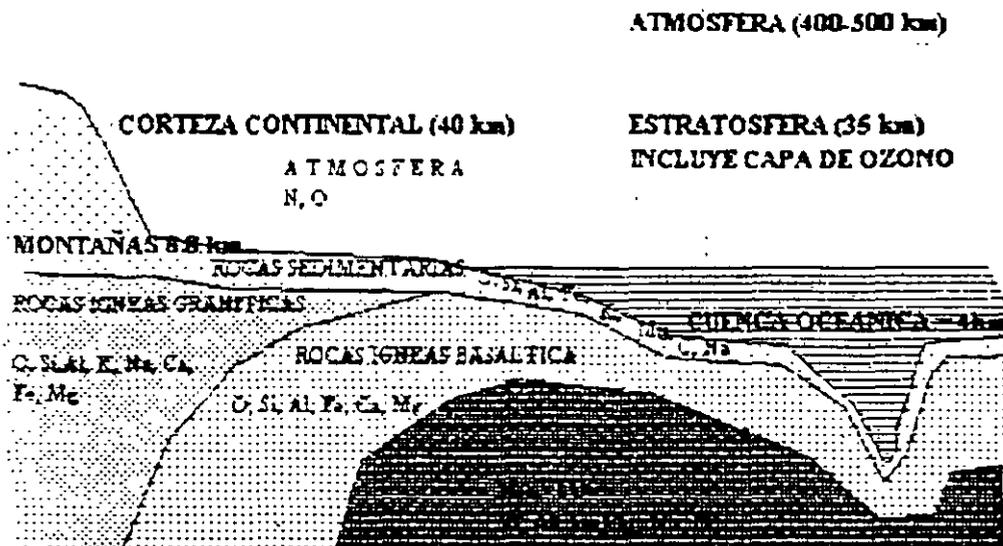


Figura 1.2. Distribución esquemática de la distribución de las rocas y su composición.

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 transportadores 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 antrópicos (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 for elements:

- 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, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Re, Os, Ir, Pt, Au, Hg, Tl, Pb, Bi, Po, At, Rn, Fr, Ra, Ac, Th, Pa, U, Np, Pu, Am, Cm, Bk, Cf, Es, Fm, Md, No, Lr.
- Toxic (Diagonal Hatching):** 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, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Re, Os, Ir, Pt, Au, Hg, Tl, Pb, Bi, Po, At, Rn, Fr, Ra, Ac, Th, Pa, U, Np, Pu, Am, Cm, Bk, Cf, Es, Fm, Md, No, Lr.
- Low Importance (Dotted):** He, Ne, Ar, Kr, Xe, Rn.

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 mas activa en los suelos que en el mar, afirmando que el mar abierto es estéril, y como consecuencia, es mas 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 acuifero y viajar grandes distancias. Las zonas kársticas y de rocas muy fracturadas permiten la filtración de contaminantes fácilmente. Las áreas con materiales practicamente impermeables retardan el movimiento percolandose 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 pncipales 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 sumarizan 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 Y DENSIDAD (λ) (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:



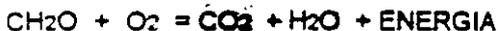
Los vegetales y organismos superiores son capaces de utilizar el oxígeno solo como aceptores, pero los microorganismos del subsuelo utilizan los estados oxidados de nitrógeno, azufre, hierro y manganeso de la manera siguiente:



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:

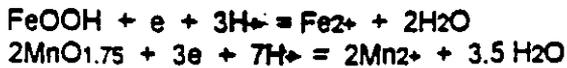


Otros donadores de electrones además del carbohidrato son los grupos amino ($-NH$) y el sulfidril ($-SH$) y los iones de amino de la materia orgánica.

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 hierro 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.

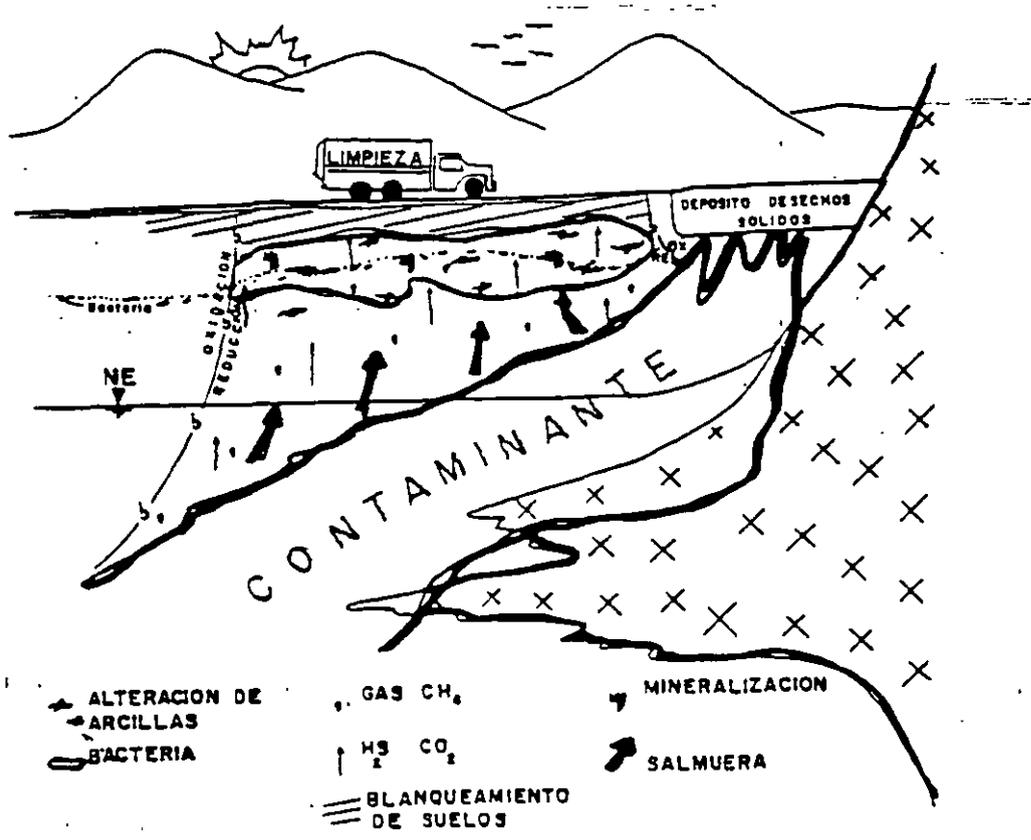


Figura 3.1 Mecanismo del potencial natural en zonas alteradas.

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 ellos, 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.

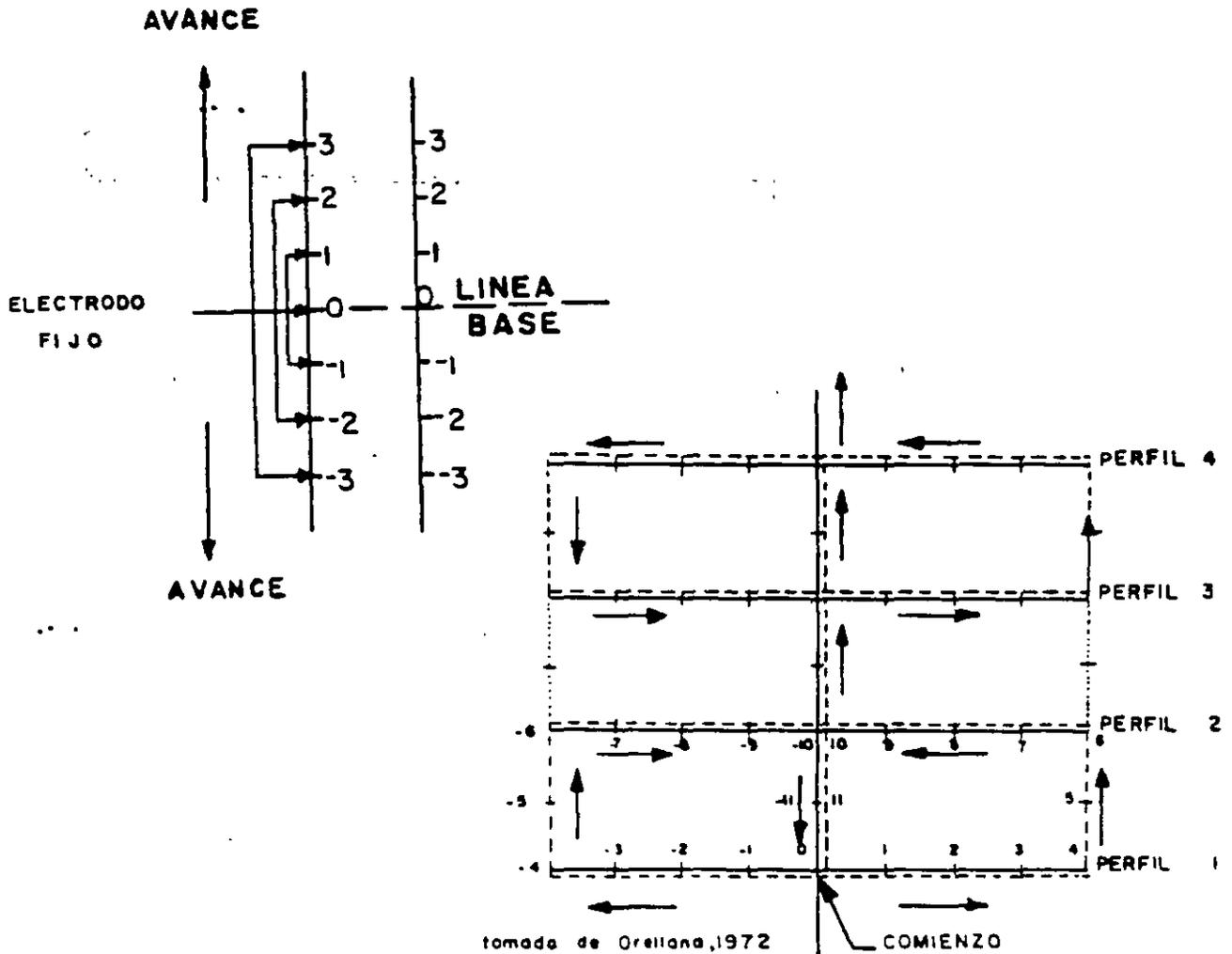
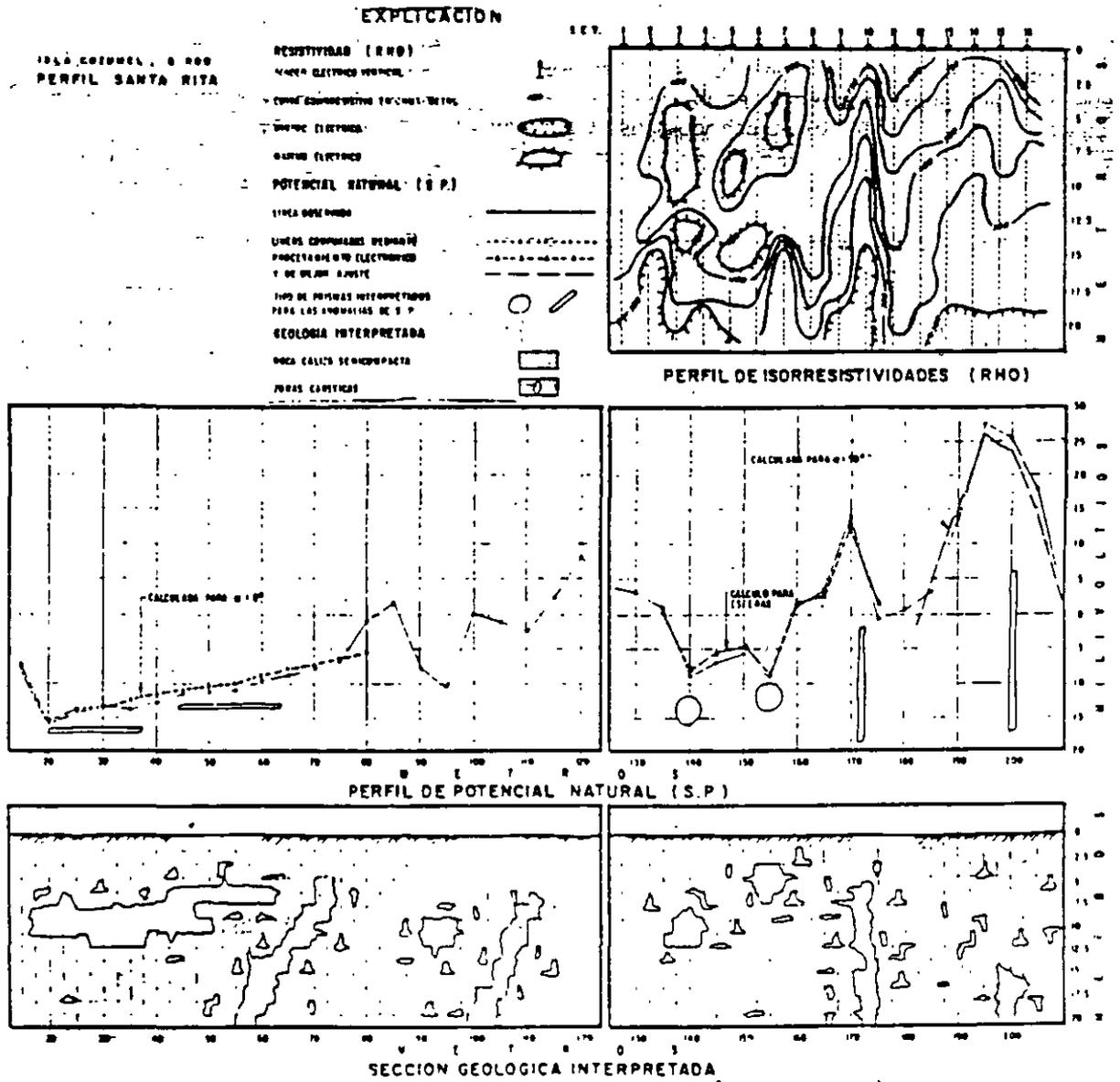


Figura 3.2 .a) Técnica de potenciales. b) Técnicas de gradientes.

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.



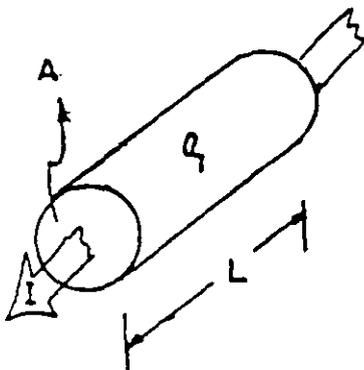
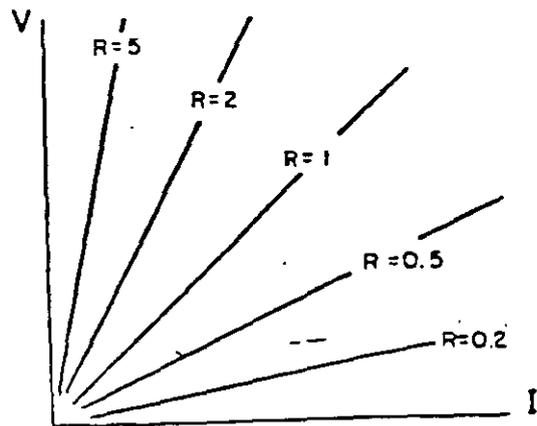
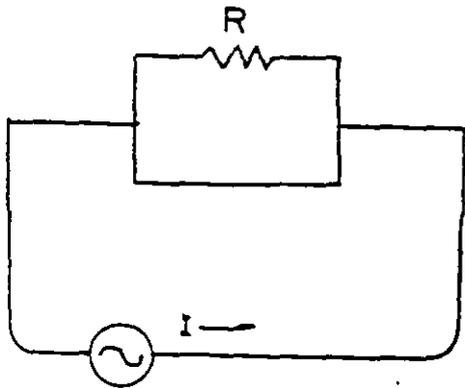
Figuras 3.3 y 3.4 Potencial Natural en Cozumel, QR. y en la zona carbonera de Piedras Negras, Coah.

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 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 (ohm-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: $V(M) @ \frac{\rho I}{2\pi r}$, si $\rho I / 2\pi = 1$; entonces $V(M) @ 1/r$

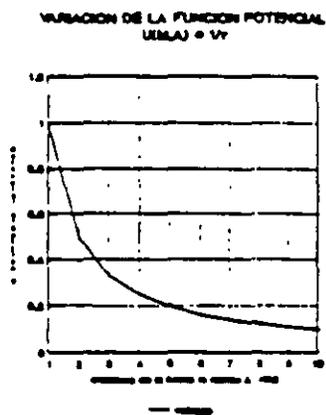
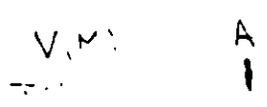


Figura 3.6a Semiespacio de resistividad ρ , distancia r entre la fuente y el punto de medición; b vanación del potencial V(M) en función de r. Utilizando los límites en la expresión $V(M) @ 1/r$ para evaluar el comportamiento del potencial se tiene:

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 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

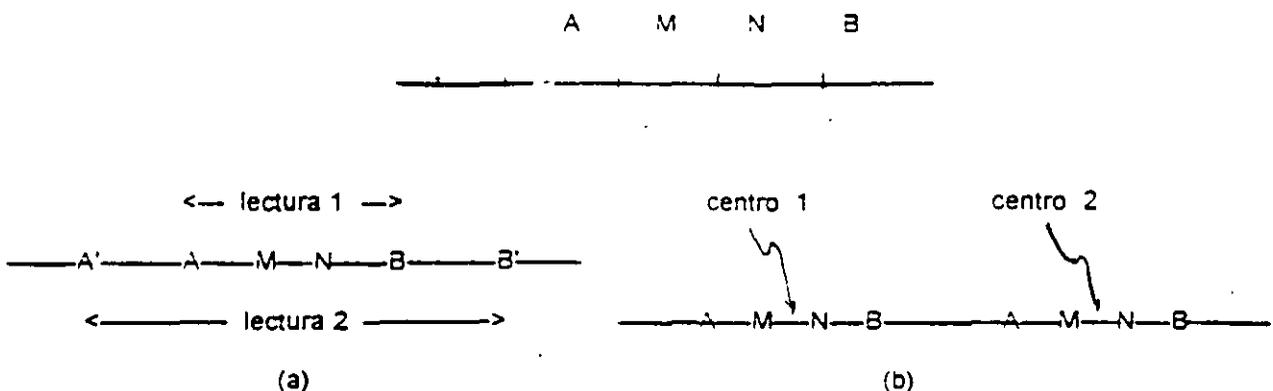


Figura 3.8a) Sondeo eléctrico. b) calicata o perfilaje eléctrico.

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 cuadrípulo 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.

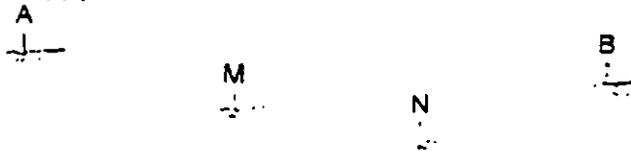


Figura 3.7 Cuadrípulo característico para medida de resistividad de la tierra.

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 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 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

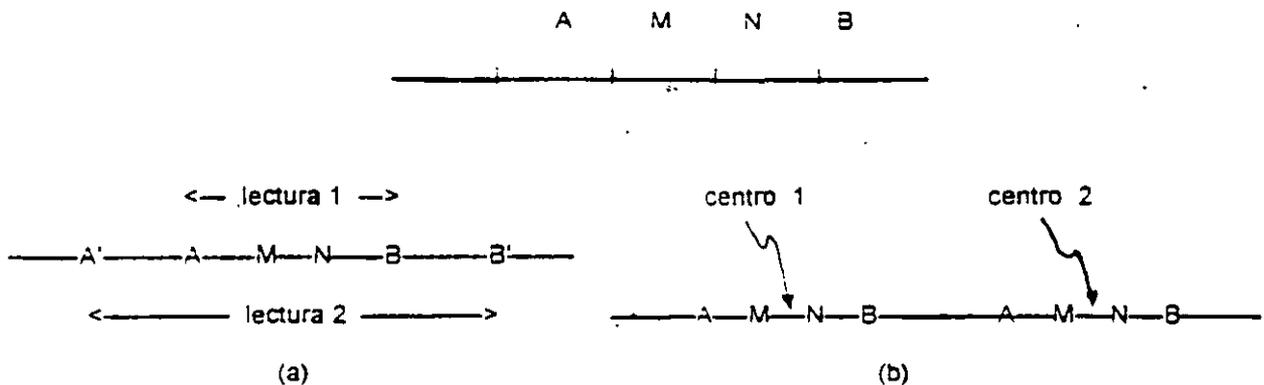


Figura 3.8a) Sondeo eléctrico. b)calicata o perfilaje eléctrico.

el primer limite 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 cuadripolo 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.

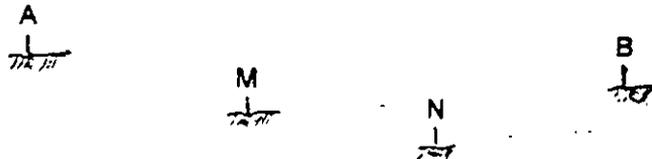


Figura 3.7 Cuadripolo característico para medida de resistividad de la tierra.

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 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

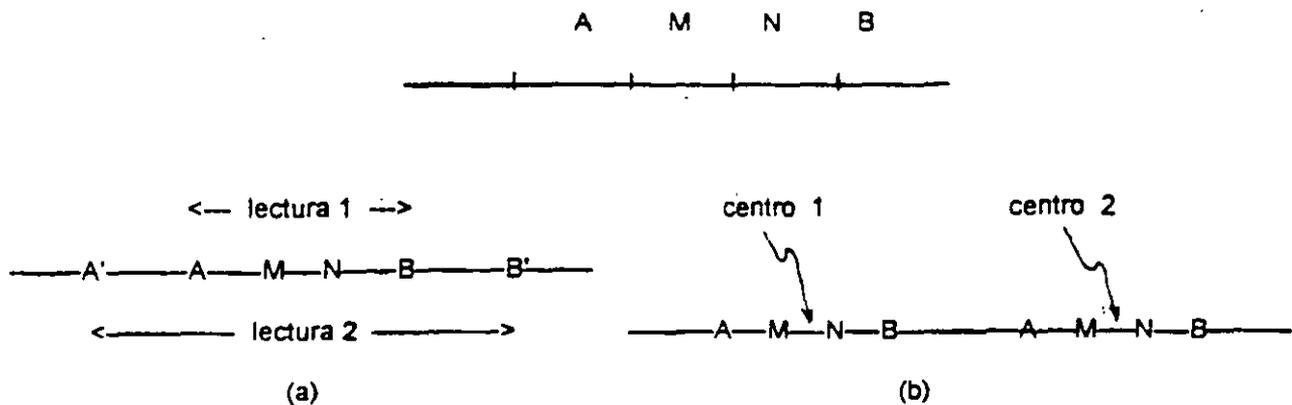


Figura 3.8a) Sondeo eléctrico, b)calicata o perfilaje eléctrico.

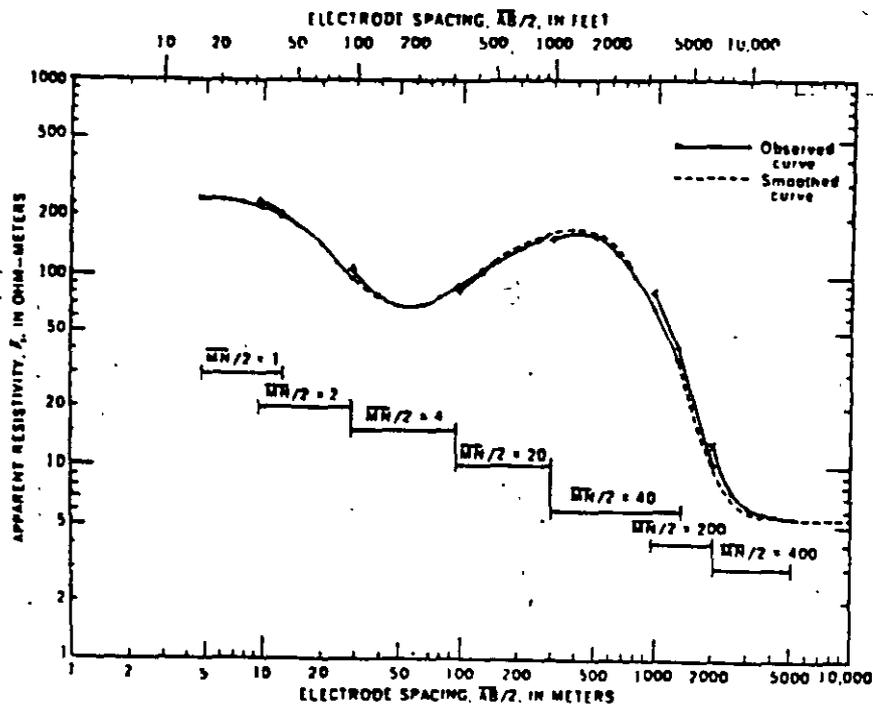


Figura 2.8 Curva de resistividad aparente y suavización después de H. M. Mooney (1960)

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:

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

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 variar los de corriente. La expresión para el cálculo de la resistividad para el arreglo Wenner es:

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

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

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 corriente con una distancia electrodica 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:

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

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

La figura 3.8 presenta los diferentes arreglos electrodicos 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).

DOS CAPAS

TRES CAPAS

CUATRO CAPAS

N CAPAS

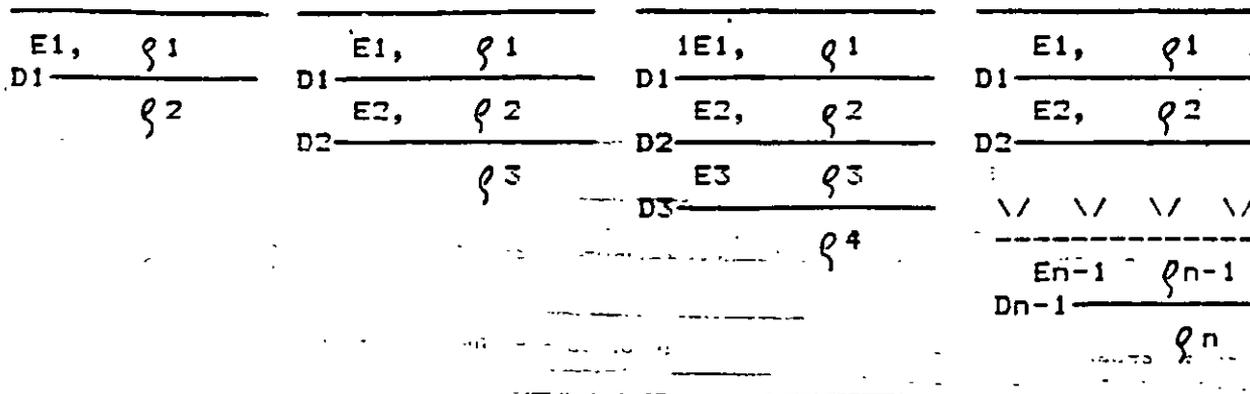


Figura 3.10 Diferentes tipos de cortes geoelectricos con dos, tres, cuatro y n capas.

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	$\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$

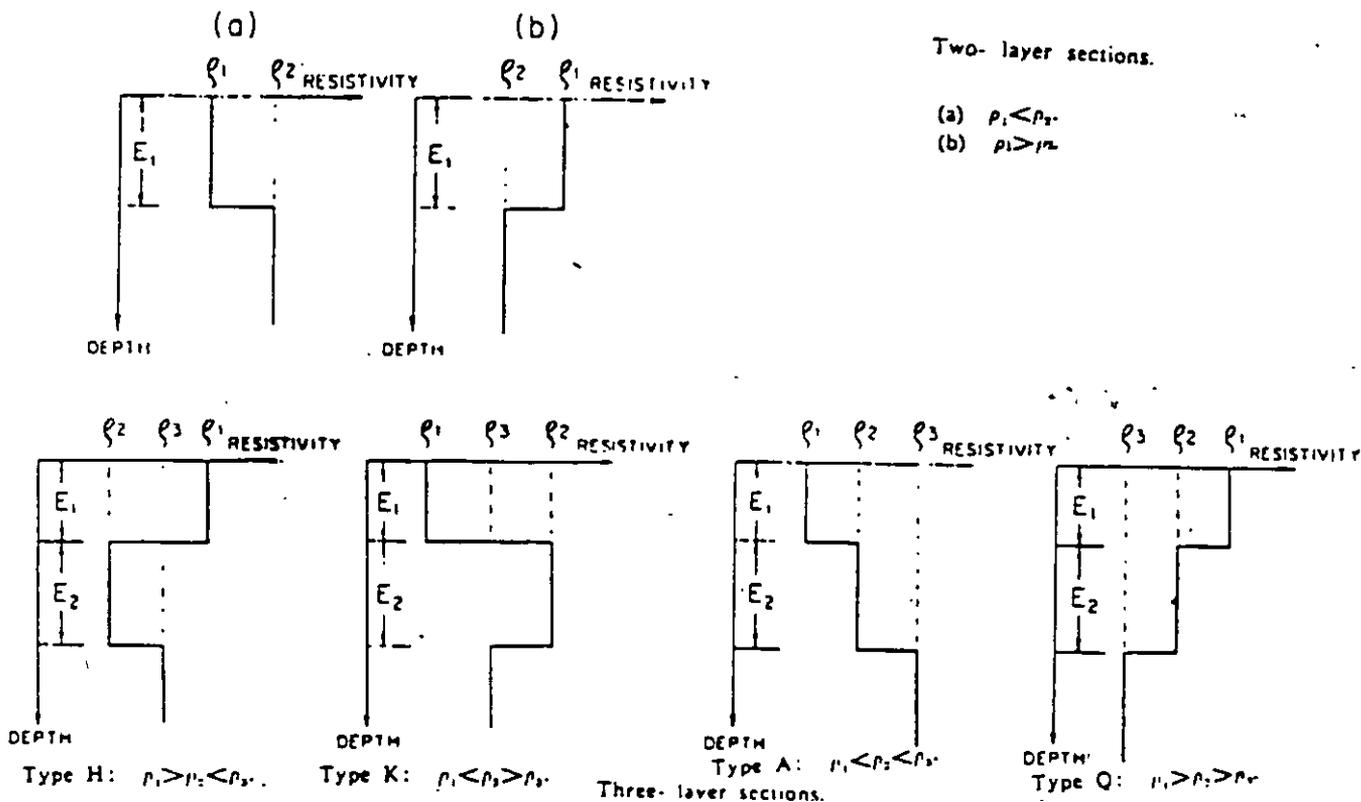


Figura 3.11 Cortes geoelectricos clasicos para dos y tres capas, despues de H. M Mooney (1980).

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 electródico 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:

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

Σ sumatoria
 b coeficiente del filtro de Gosh
 j
 T 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 Geingeniería 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.

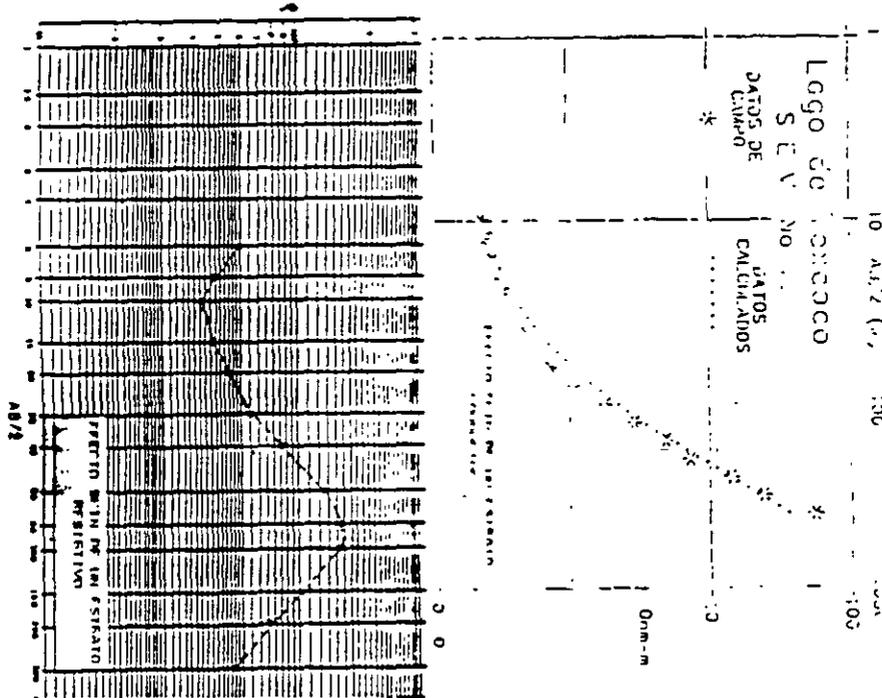


Figura 3.12 Influencia del efecto Skin para estratos conductor (Exvaso de Texcoco) y resistivo (Oaxaca)

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 (1966) 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 kilowats. 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.

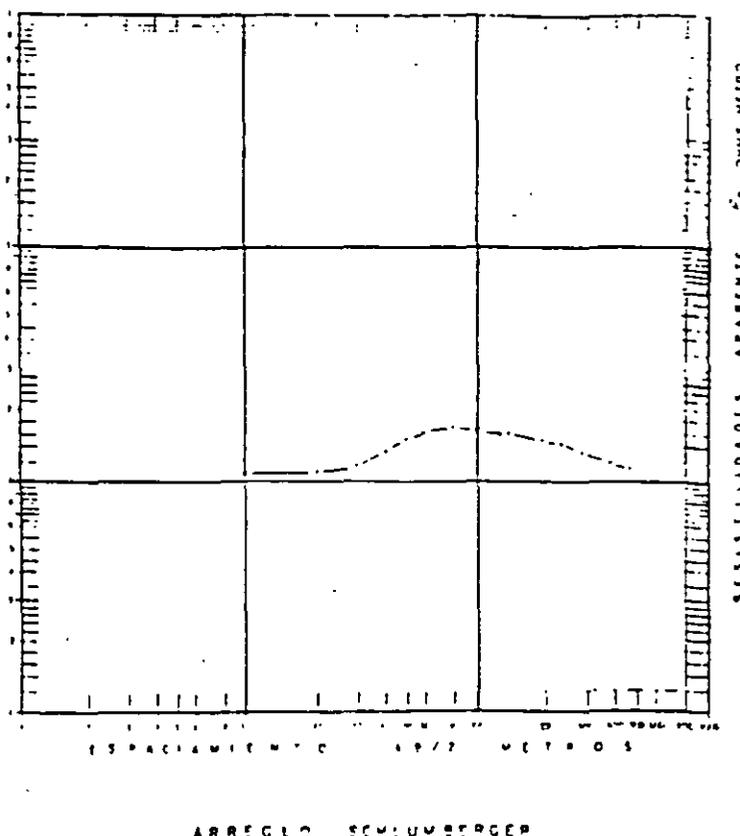


Figura 3.13 Curva de resistividad aparente con $MN/2=15$ m e $I=2$ ma.

3.3.9 RESISTIVIDAD MEDIA CUADRATICA NATURAL

La prospección eléctrica presenta el problema de la ambigüedad en la interpretación, esto es: a un cor-geoelectrico le corresponde una sola curva de resistividad aparente, pero, a una curva de resistividad aparente le satisfacen varios cortes geoelectricos. Bames (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 espaciamento 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 corriente 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 Bames.

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 Menchaca, 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 CUADRATICA. 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 3.16, en ella son apreciadas las configuraciones de isoresistividades a) aparente, b) media cuadrática natural, c) serie natural y d) paralelo natural.

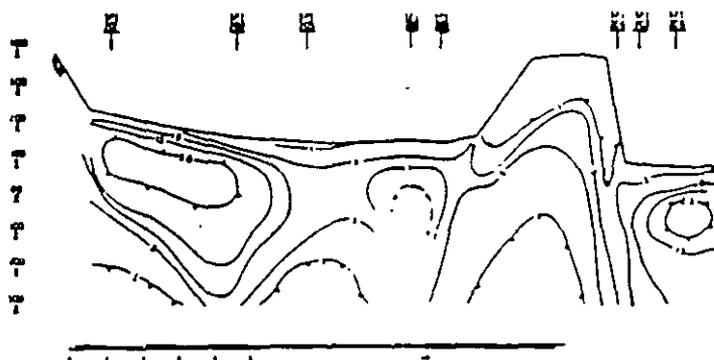
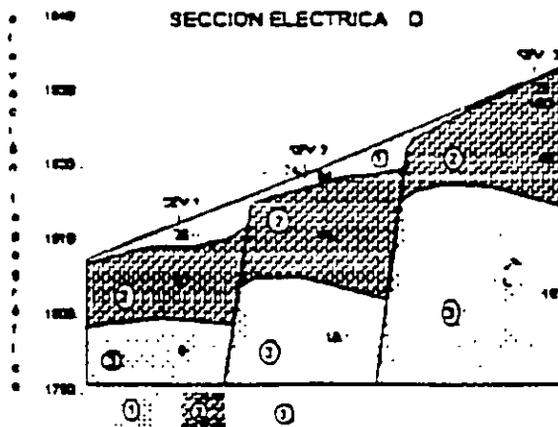
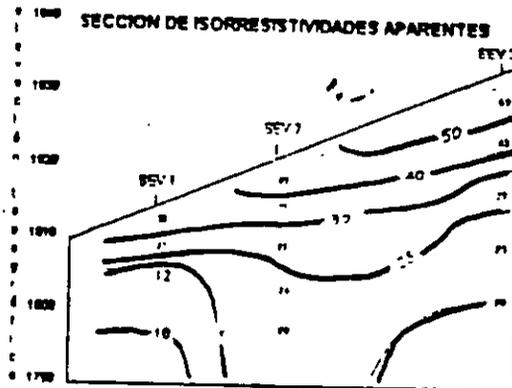
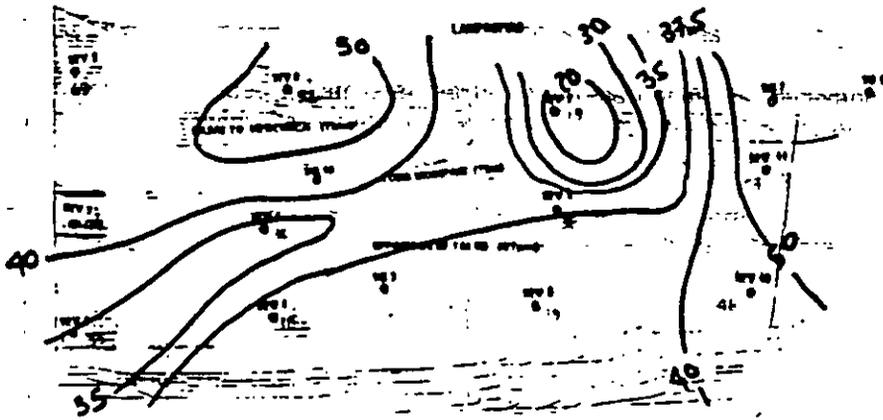
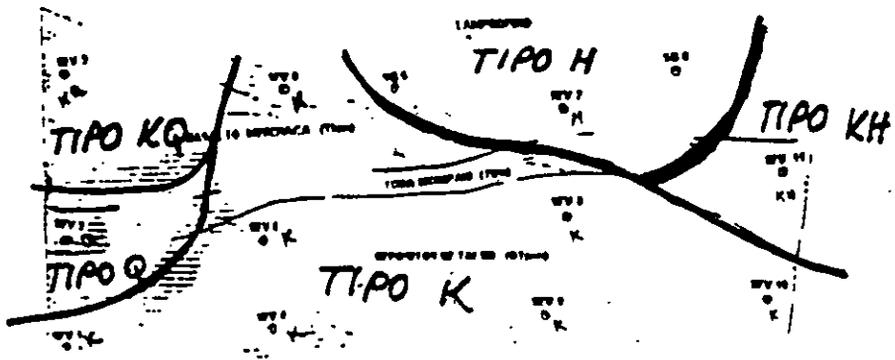


Figura 3.15 Secciones de isoresistividades en Ocampo-Nuevo Morelos, SLP.



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

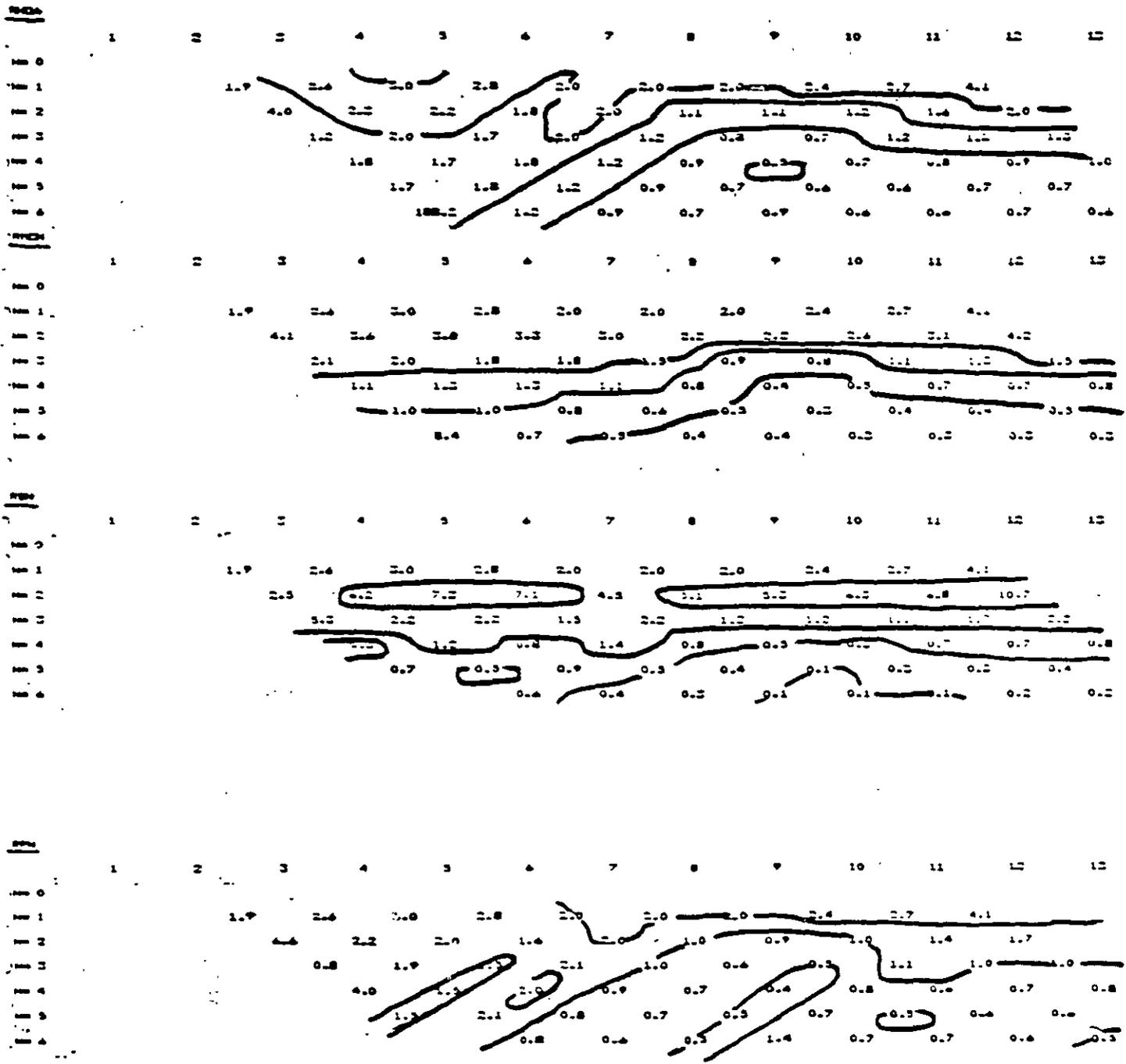


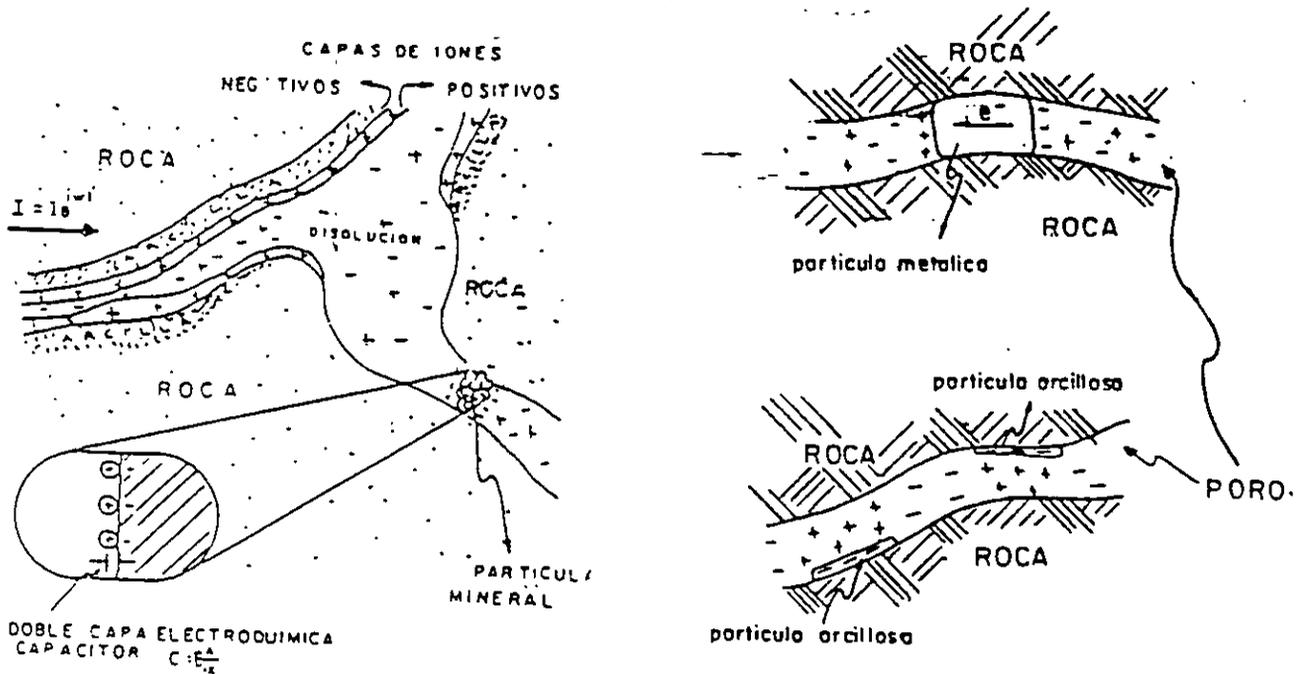
Figura 3.16 configuraciones de isoresistividades a) aparente, b) media cuadrática natural, c) serie natural y d) paralelo natural.

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.

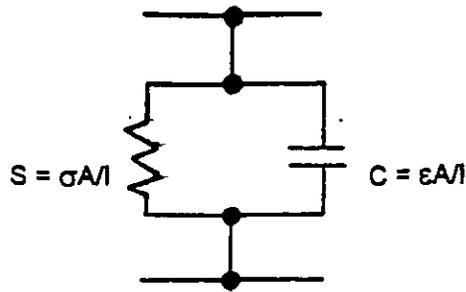
La Polarización de Membrana constituye el potencial de fondo o la polarización normal del medio y se puede observar aún en ausencia de conductores minerales. Este fenómeno se debe principalmente a la presencia de arcillas y derrames de líquidos tóxicos. La figura 3.18 ilustra esquemáticamente ambos tipos 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 $1/S$

X es un número complejo $V-1$

X es $1/\omega C$

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

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

$h(\omega)$ 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		$h(i\omega)$	$\omega \rightarrow 0$	$\omega \rightarrow \infty$
0	Circuito Simple	R	0	ϵ_0
1	Circuito RC	$R \left[\frac{1}{1 + i\omega\tau} \right]$	1	0
2	Cole-Cole	$R \left[1 - m \left(1 - \frac{1}{1 + (i\omega\tau)^c} \right) \right]$	ϵ'	ϵ''

Tabla 5. Reología de la Dispersión Dieléctrica

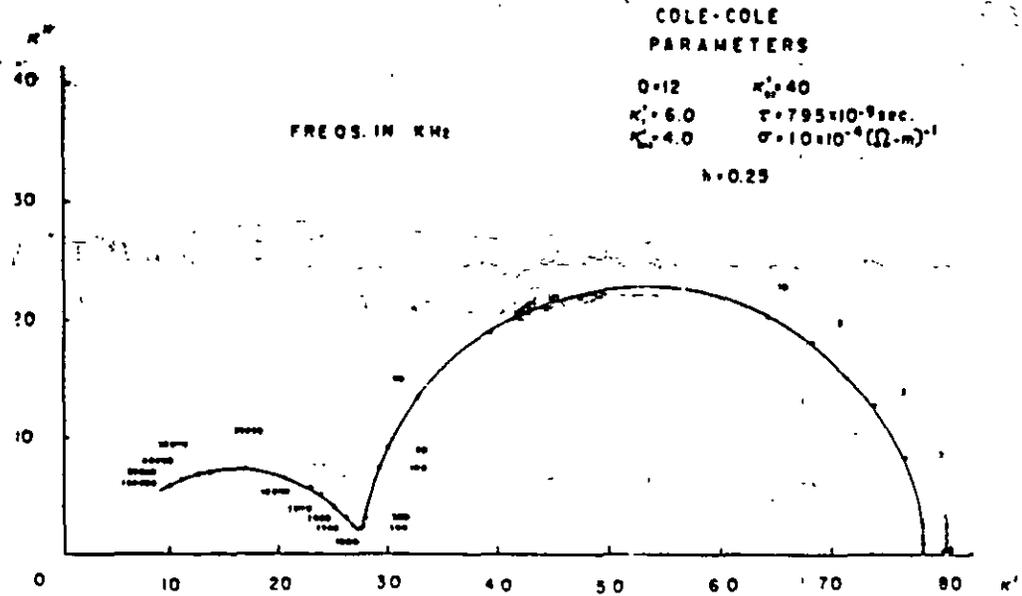


Figura 3.20 Gráfico de Cole-Cole para el modelo de dispersión dieléctrica.

3.4.3 TÉCNICAS 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:

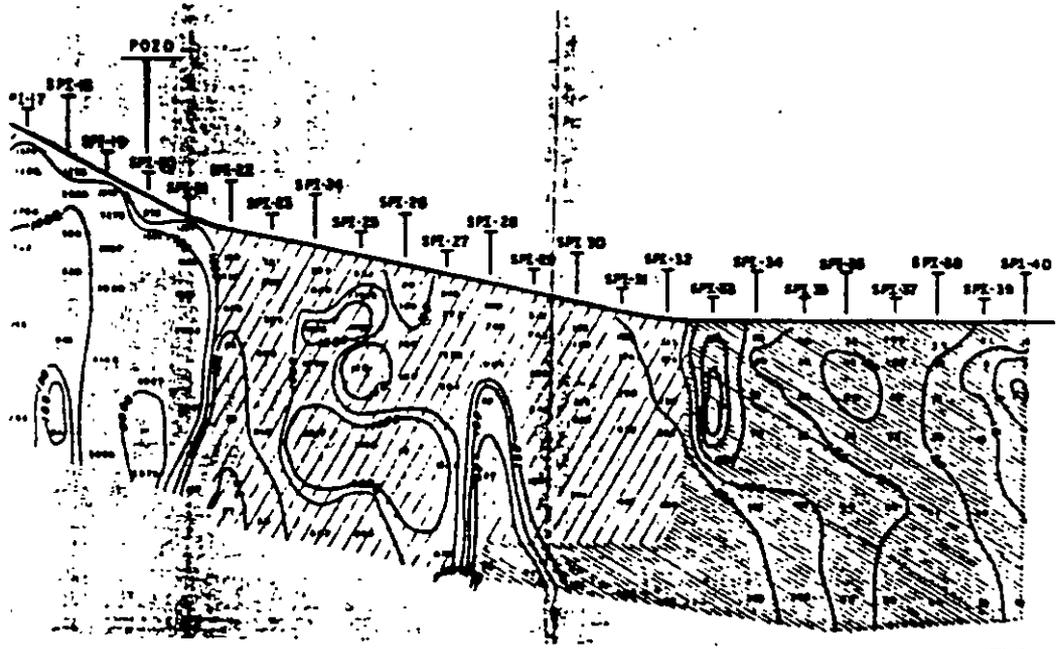
$$PEFa = 100(\rho_b - \rho_a) / \rho_a$$

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 H₂SO₄ de una laguna neutralizadora y su lengüeta de avance.



PERFIL DE PORCENTAJE EFECTIVO DE FRECUENCIA SECCIÓN

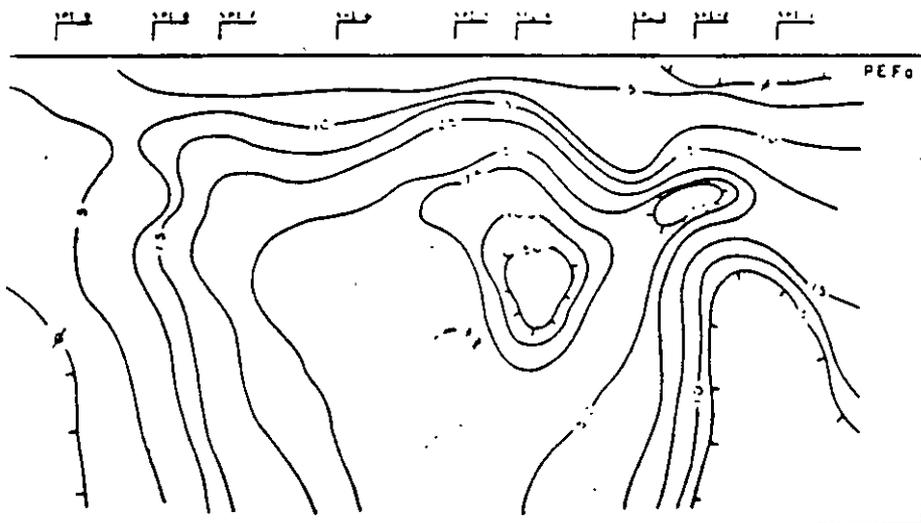


Figura 3.22a, PI en: zona generadora de metano; b) percolación de agua acida desde una alberca neutralizadora

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

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

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

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

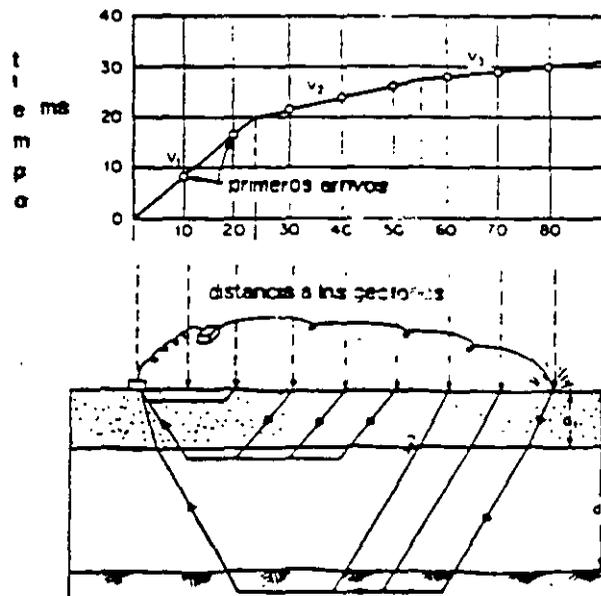
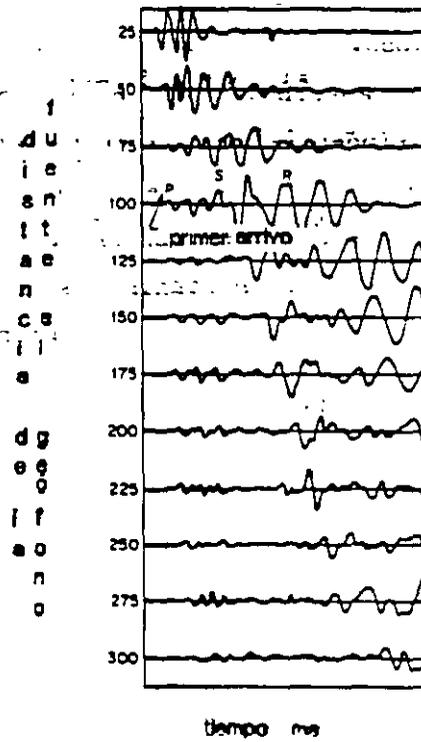


Figura 4.1a) Disposición del equipo, b) sismograma, c) gráfica tiempo-distancia

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 descritas.

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 geohidrología y geotécnica 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 electrónico 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 geode, (primeras medidas de la geofísica), cuencas, trenes estructurales (anticlinorios y sinclinonos), localización de fallas (normales, inversas y trascurrencia), 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 pncipalmente las de altitud, latitud y rugosidad. Con las medidas de gravedad corregidas se forma la configuración correspondiente a la Anomalía 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, Brandl, 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: $G_0 = G_h + (.03088 - 0.419\sigma)h$ 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: $G1 = 978.030 (1 + 0.0053024 \text{ sen}^2\phi - 0.0000058 \text{ sen}^2 2\phi) \text{ mg}$

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 fomen la carta aeromagnética sirven como infraestructura para el prospector..... determina con relativa rapidez la profundidad del basamento magnético.., descubre cuerpos igneos que se encuentran dentro de los sedimentos.... sirven para planear futuros 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 delinearse lo 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 área 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.

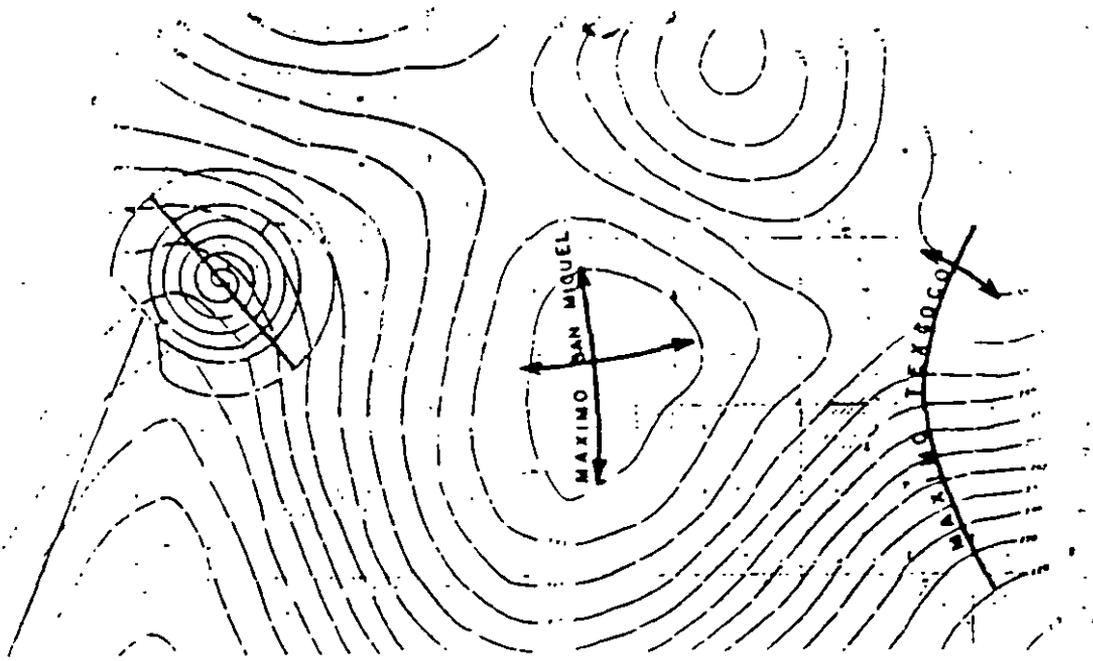
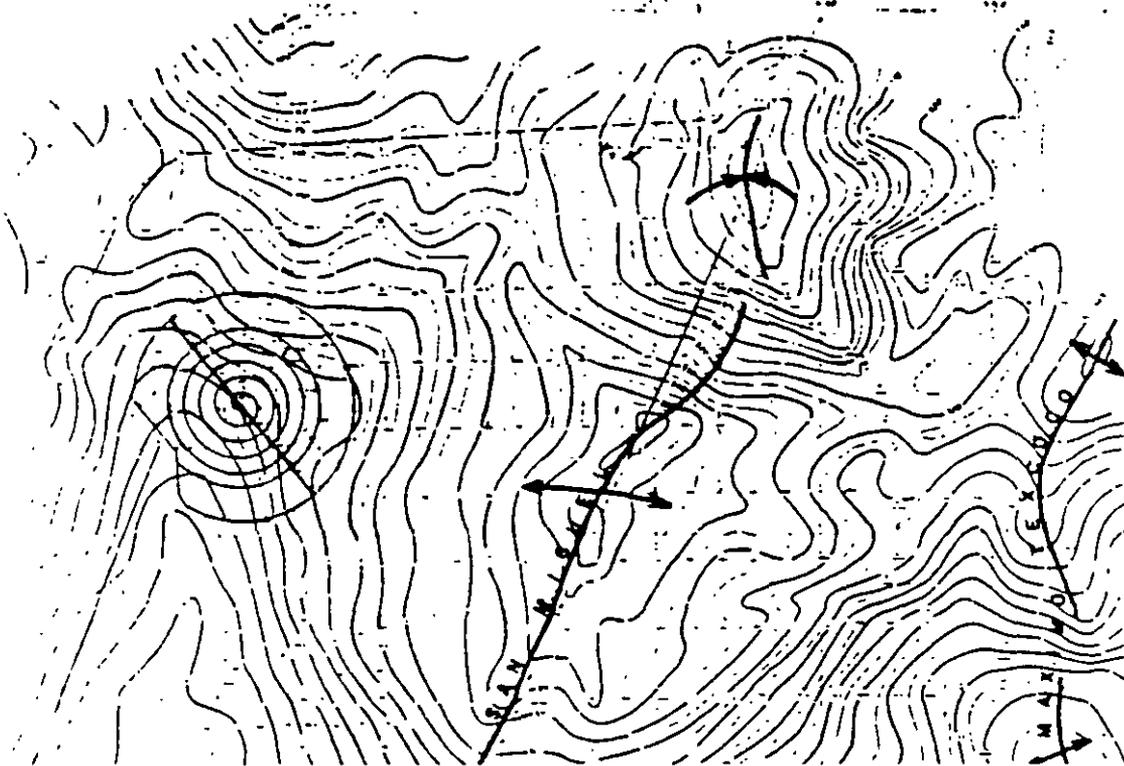
Se presenta el mapa magnético de la zona Exlago de Texcoco en la figura 5.2, en ella se aprecia la chamelá de un cráter sepultado, así como las zonas erosionadas.

6 RADAR

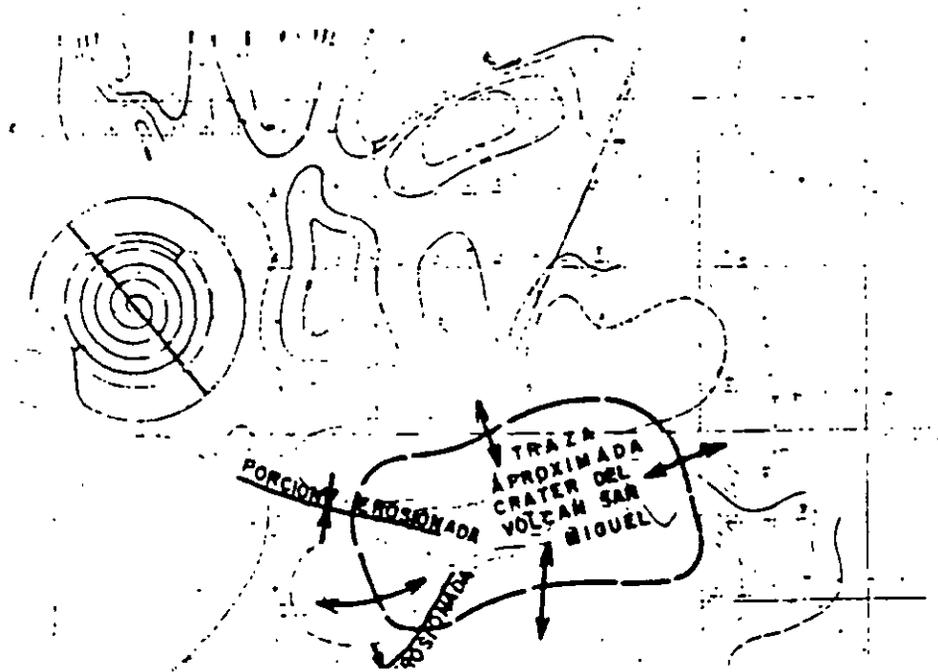
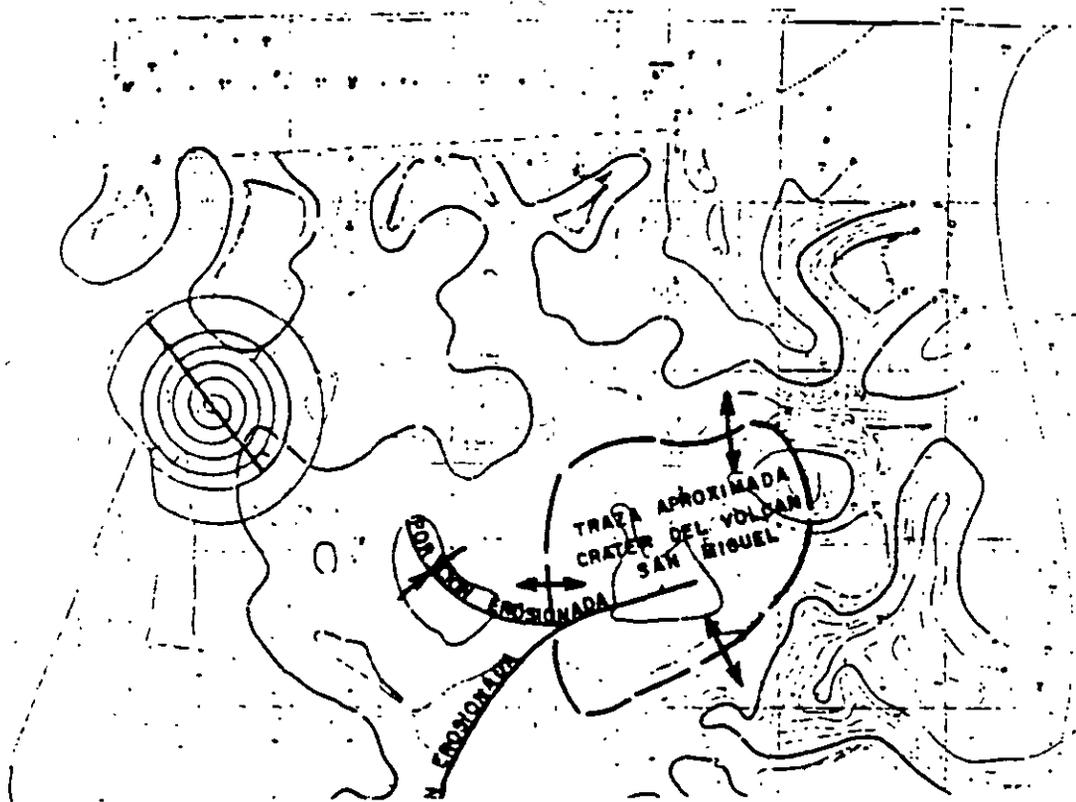
Es un método importante para perfilaje somero del subsuelo (<30 m), está diseñado para detectar cuerpos opacos a las ondas de radio, tales como: tuberías enterradas, tanques enterrados, capa resistente, cavemas, tuneles, zonas arcillosas, fallas, fracturas, cuerpo de interés económico u arqueológico, 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 retoma y es registrada como pulso de video, el cual es similar a las ondas sísmicas refractadas. Las irregularidades (arcillas saturadas, cavemas, 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

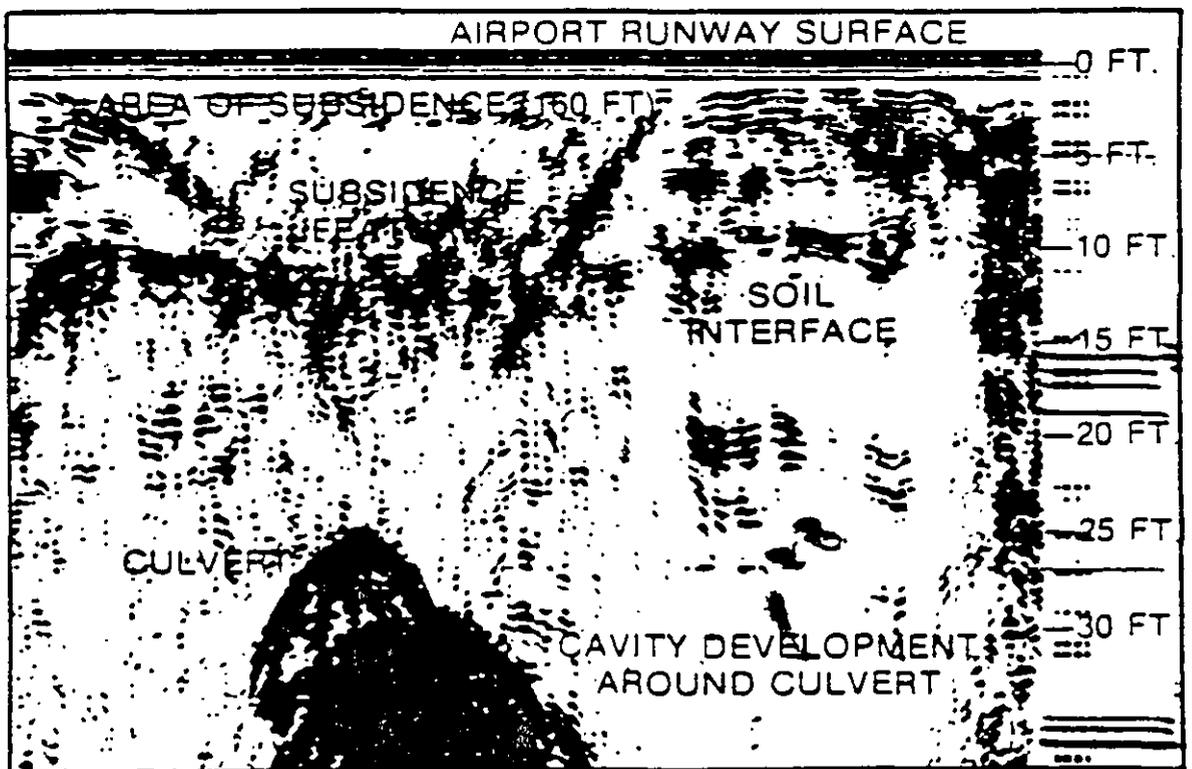


Figura 6.1 Perfil con la técnica del radar.



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

CURSOS ABIERTOS

XI CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACIÓN DE ACUÍFEROS

MÓDULO I:

GEOHIDROLOGÍA

TEMA :

ISÓTOPOS EN GEOHIDROLOGÍA

**FIS. ALEJANDRA CORTÉS SILVA
PALACIO DE MINERÍA
SEPTIEMBRE 1999**

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 PÓSTERIORMENTE 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 **PROCESOS 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. Césario (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 %)	Annot- ations	Best		Available Reference Materials ^a (App. B)	Representative Isotopic Composition (Atom %)		
					Measurement from a Single Terrestrial Source (Atom %)	Reference (App. A)				
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	Be	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) ^e
		18	0.2217 - 0.1877							0.20004 (5)
9	F	19			100		20AST1		100	
10	Ne	20	90.514 - 88.47	g,m r	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 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	
25	Mn	55			100		63LEI1		100
26	Fe	54			5.845(23)	2s C	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		63LEI1		100
28	Ni	58			68.0769 (59)	2s C	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)	2s C	64SHI1	NIST-SRM976*	69.17 (3)
		65	31.02 - 30.76		30.826 (20)				30.83 (3)
30	Zn	64			48.63 (20)	2s F	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)	2s C	86MAC1	NIST-SRM994*	60.108 (9)
		71			39.8921 (62)				39.892 (9)
32	Ge	70			21.234 (31)	1s L	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		63LEI1		100
34	Sc	74		r	0.889 (3)	1s N	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)	2s C	64CAT1	NIST-SRM977*	50.69 (7)
		81			49.314 (26)				49.31 (7)
36	Kr	78		g,m	0.35351 (7)	2s N	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 %)	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
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			100	56WHI1		100

Atomic Number	Symbol	Mass Number	Range of Natural Variations (Atom %)	Best		Reference (App. A)	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	9
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	56WHI1		0.012 (2)
		181			99.9877 (3)		99.988 (2)	
74	W	180			0.1198 (2) 1s N	91VÖL2		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	Rc	185			37.398 (16) 2s C	73GRA1	NIST-SRM989*	37.40 (2)
		187			62.602 (16)			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 %)			
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	69SMI1	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 δ^{15} N 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 69SMI1, 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.
- 56SHI1 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 Bièvre, 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).

- 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 Tinbo*, 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'Etudes 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-1953 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.*

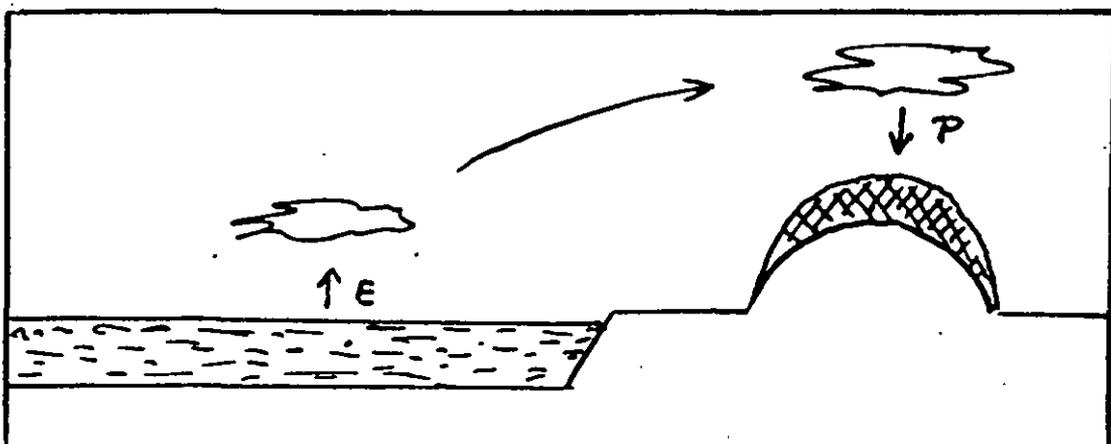
2. DEGREE OF RAINOUT:

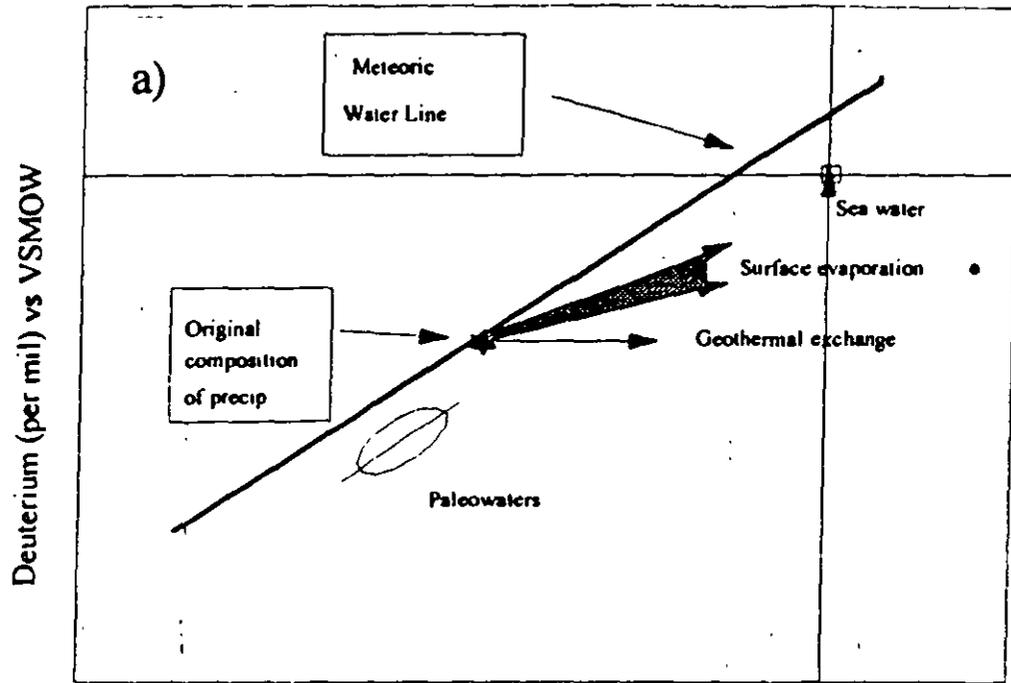
- *$\delta^{18}O$ $\delta(D)$ of precipitation at high latitudes is inversely correlated with the temperature difference (ΔT) between the source region and the precipitation site.*

3. SECOND-ORDER EFFECTS:

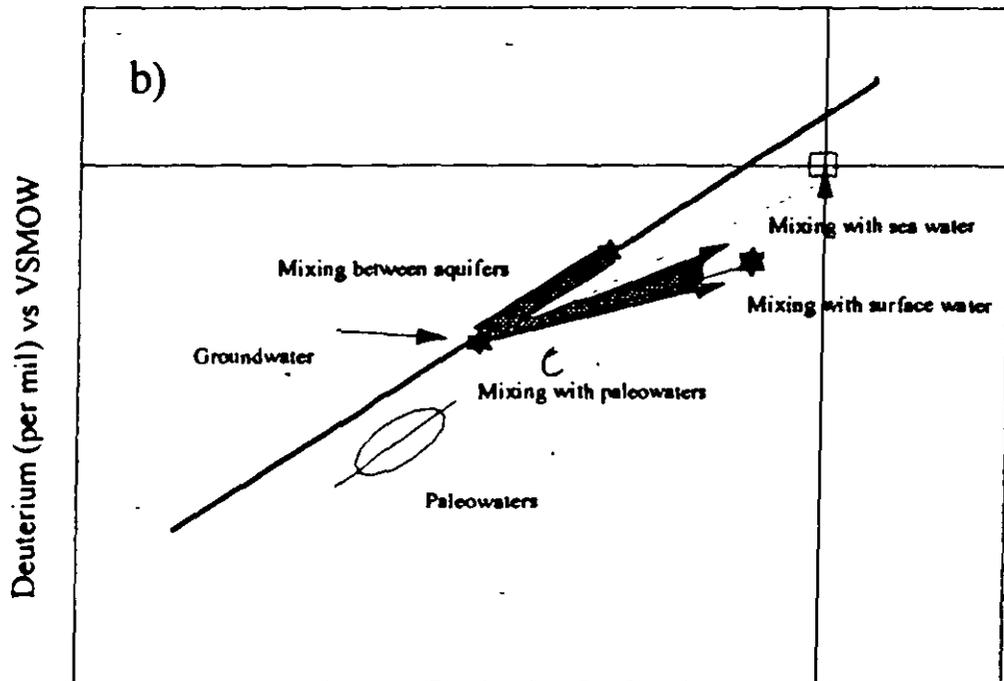
- *Kinetic isotope effects during snow formation;*
- *Isotope enrichment of raindrops due to partial evaporation in the unsaturated atmosphere below the cloud base.*

4. MIXING OF AIR MASSES.





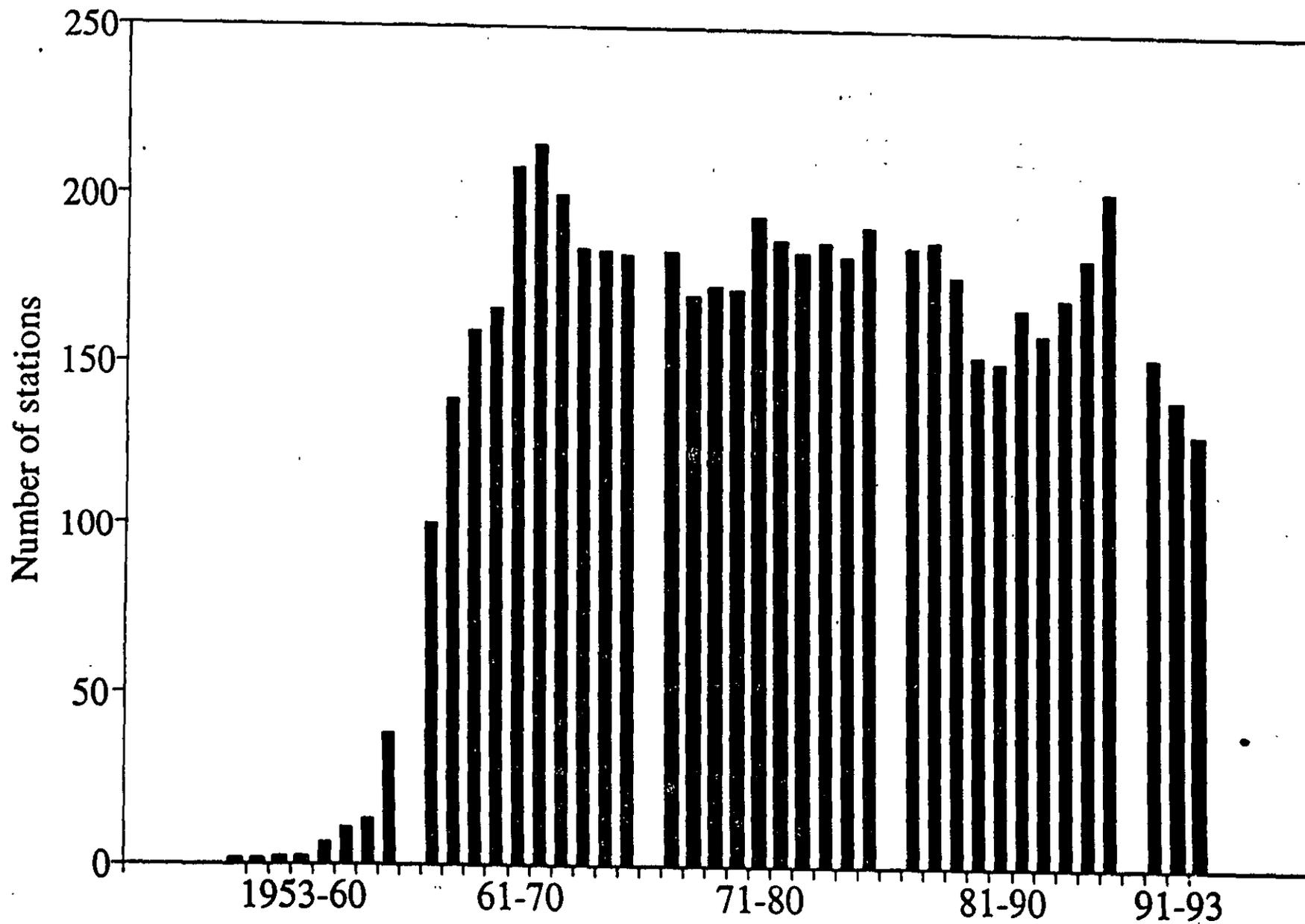
Oxygen-18 (per mil) vs VSMOW



Oxygen-18 (per mil) vs VSMOW

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

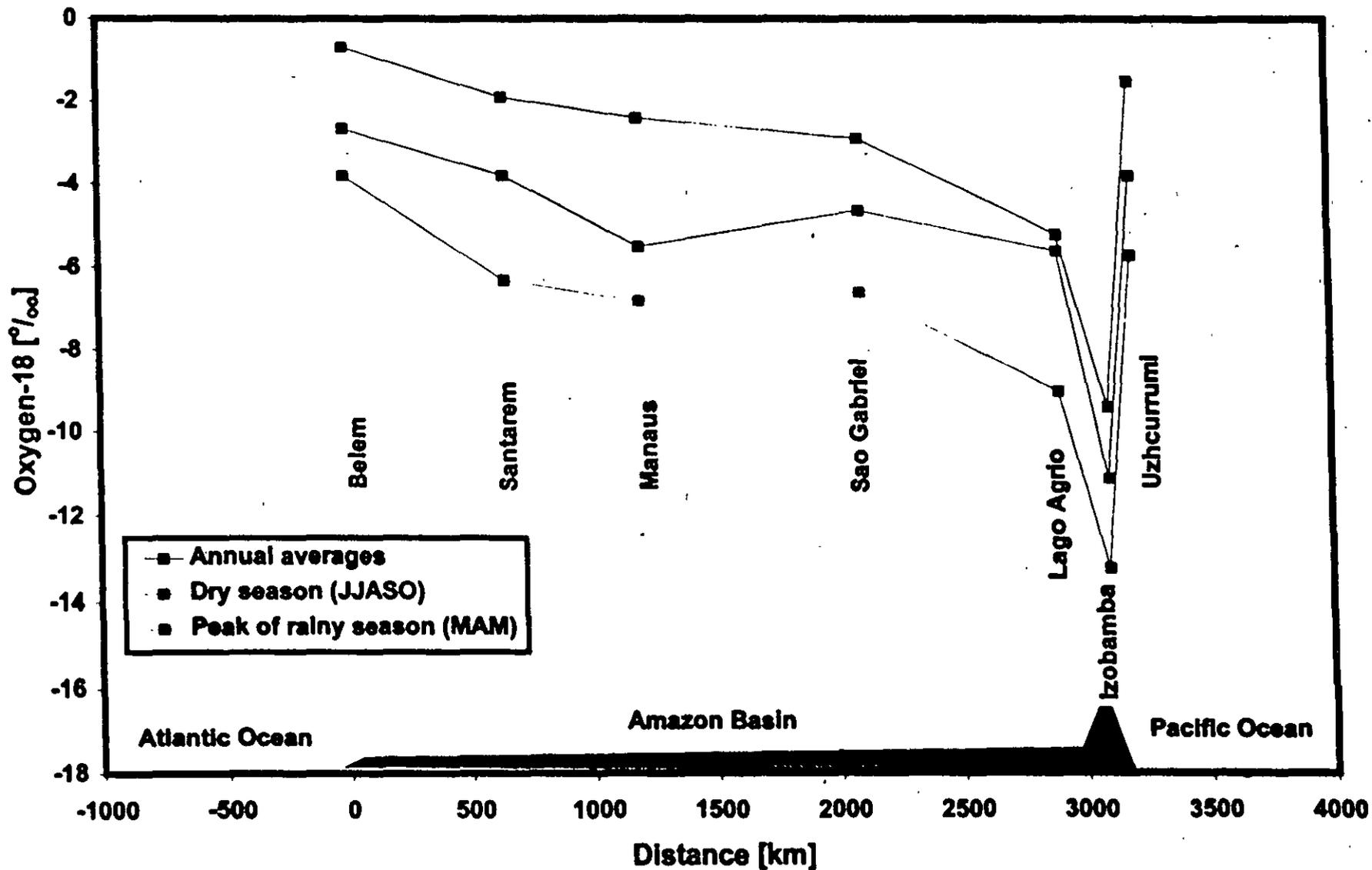
● EVAPORATION OF SURFACE WATERS

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

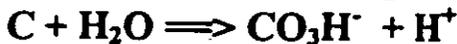
In basaltic rocks \implies higher salinity. Ca, Mg and Na “

In sedim. rocks \implies high spectrum

conglomerates to evaporites, cements

Reduction of sulfates and iron

CO₂ 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 Fe²⁺/l. How does the alkalinity change when this iron oxidizes and precipitates as Fe(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 HCO₃⁻, and the alkalinity is expected to decrease with 2 × 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**

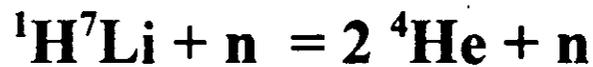
CHINA

Lop Nor, Sinkiang Desert, 40°N 96°E

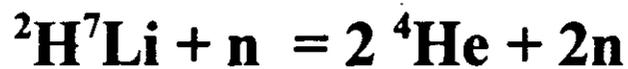
FRANCE

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

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



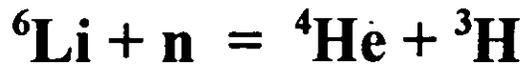
mass deficit: 0.01878 a.u.



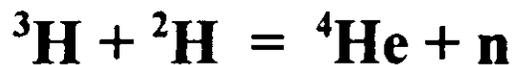
mass deficit: 0.01625 a.u.

Tritium formation in thermonuclear explosions

1. Decomposition of ${}^1\text{HLi}$ and ${}^2\text{HLi}$ by fast neutrons:

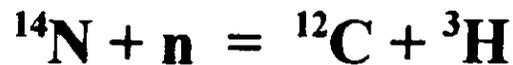


2. Fusion reactions



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

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

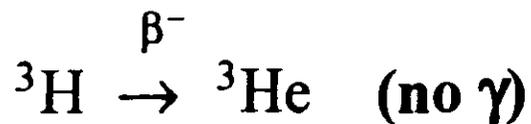
A (global inventory of natural tritium):

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

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

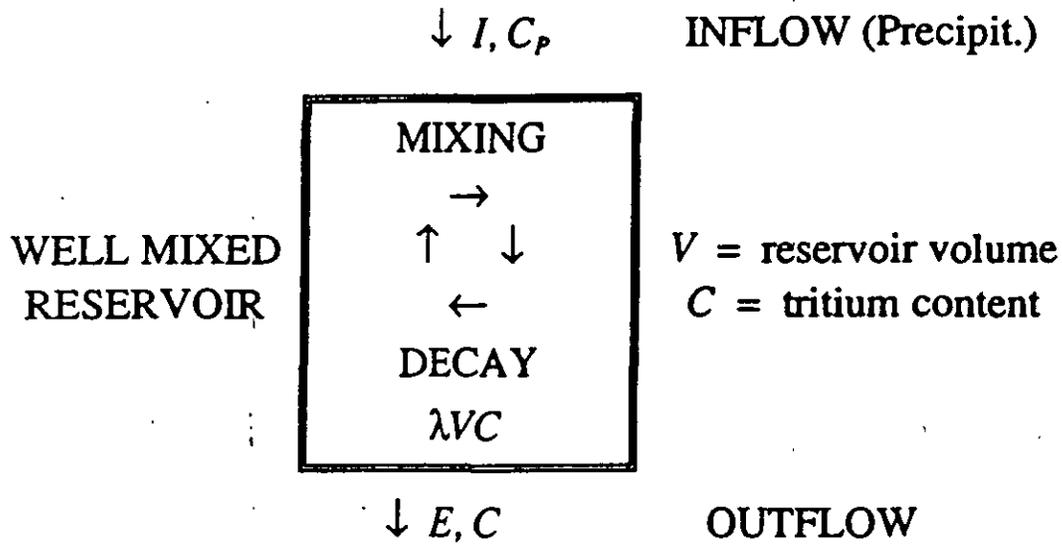
= $1.182 \cdot 10^{-4}$ Bq/ml H_2O

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

λ = tritium decay constant.

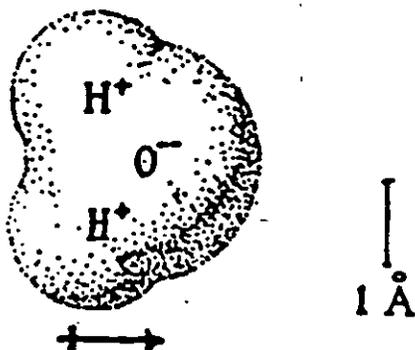
Mass balance:

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

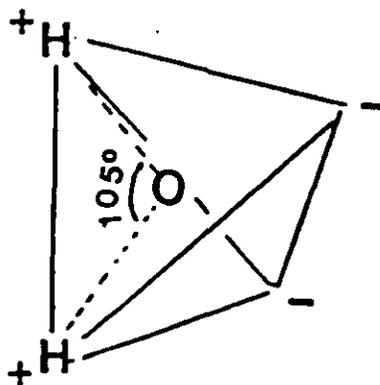
$$\frac{dC}{dt} = \frac{I}{V}(C_p - C) - \lambda C$$

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
with the oxygen $\text{H}-\text{O}-\text{H}$ 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 %)**

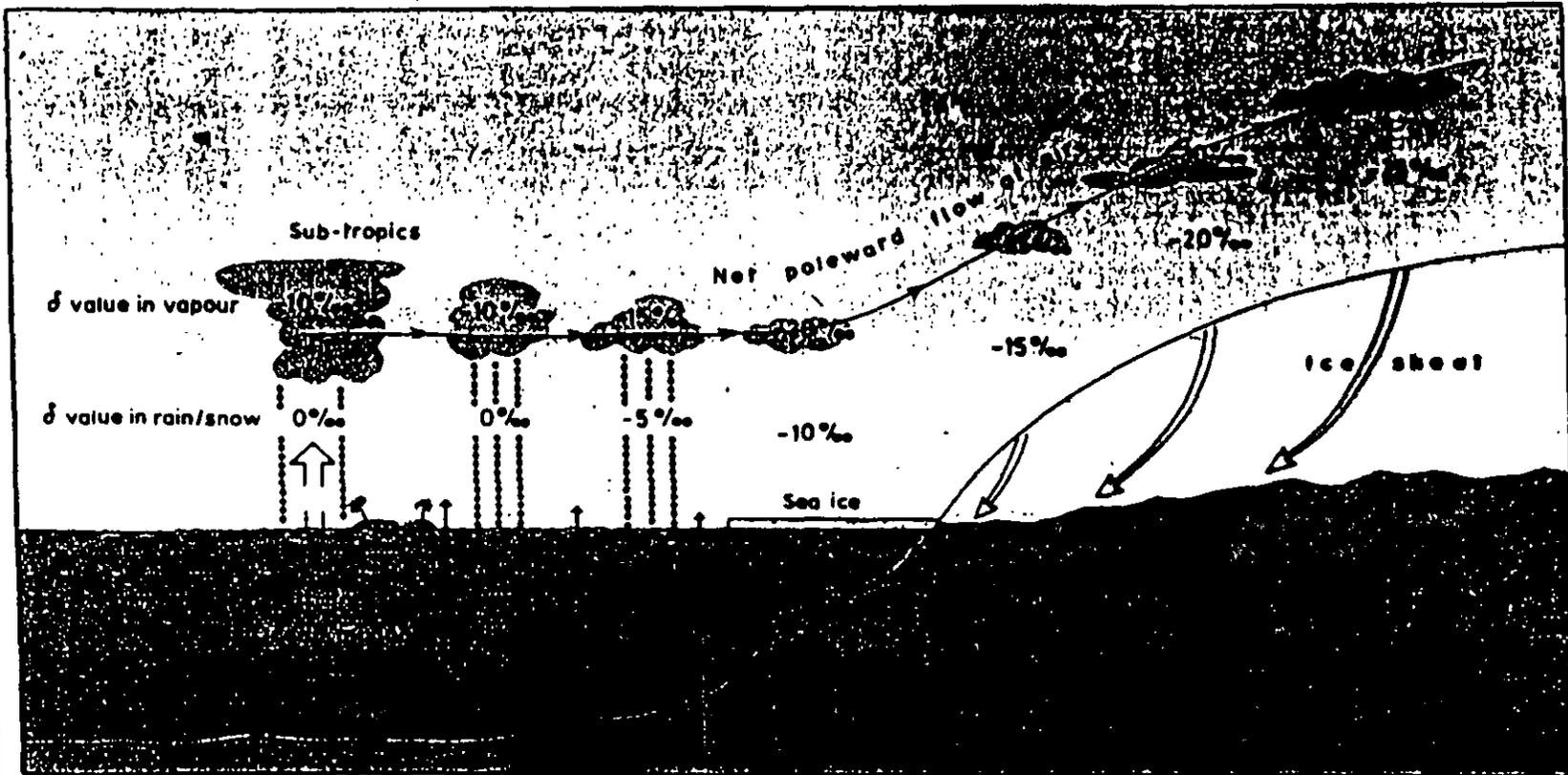
<i>Element</i>	<i>Most abundant stable isotope</i>	<i>Rare stable isotopes</i>	<i>Radioactive isotopes</i>
Hydrogen	$^1\text{H} = 99.984$	$^2\text{H} = 0.016$ Deuterium	$^3\text{H} = 1 \times 10^{-15}$ 12.43 a Tritium
Helium	$^4\text{He} = 100$	$^3\text{He} = 0.00013$	
Boron	$^{11}\text{B} = 80.18$	$^{10}\text{B} = 19.82$	
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
Total	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. □

**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 $\delta^{\circ}/\text{‰}$	^2H $\delta^{\circ}/\text{‰}$
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

XI CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACIÓN DE ACUÍFEROS

MÓDULO I:

GEOHIDROLOGÍA

TEMA :

CICLO DEL NITRÓGENO

**FIS. ALEJANDRA CORTÉS SILVA
PALACIO DE MINERÍA
SEPTIEMBRE 1999**

XI CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION DE ACUIFEROS

CICLOS DEL NITROGENO Y DEL FIERRO

Dra. Ma. Aurora Armienta H.
Septiembre 1999

CICLO DEL NITRÓGENO

1. Aspectos Generales

En el medio ambiente el nitrógeno existe en diferentes especies químicas y en más de un estado de oxidación. Se conoce como **ciclo del nitrógeno** a la circulación de las varias formas de nitrógeno a través de la litósfera, atmósfera, hidrósfera y biósfera, por medio de procesos químicos y biológicos. La forma más abundante del nitrógeno se encuentra en el aire, en el cual se presenta en su forma molecular (como N_2) y constituye alrededor del 79% en volumen (aproximadamente 39×10^{20} g de nitrógeno)

El N_2 gaseoso cambia su estado de oxidación y se convierte en compuestos químicos que contienen nitrógeno a través de procesos que se conocen como "fijación de nitrógeno". Para ello se requiere una gran cantidad de energía debido al triple enlace que une los dos átomos de nitrógeno ($N \equiv N$). La fijación biológica natural se lleva a cabo por las algas azul-verde y ciertos organismos relacionados que tienen la capacidad de la fotosíntesis, y por ciertas especies de bacterias que usan la materia orgánica como fuente de energía. Además, actualmente la producción de abono, la combustión y los cultivos de leguminosas han duplicado la cantidad fijada anualmente.

Existen pocas especies capaces de transformar el nitrógeno atmosférico en formas útiles para los organismos vivos. Estos organismos pueden recuperar y utilizar nuevamente el nitrógeno biodisponible siendo una parte fundamental del ciclo del nitrógeno (Figura 1).

La primera etapa de este ciclo, la fijación del nitrógeno, en la cual el nitrógeno atmosférico se convierte en compuestos de nitrógeno inorgánico, es efectuada principalmente (90%) por ciertas bacterias y algas azules. Una cantidad mucho menor de Nitrógeno libre es fijada por medios abióticos (rayos, radiación uv, equipo eléctrico) y por conversión a amoníaco a través del proceso Haber-Bosch.

Se reconocen 2 clases de bacterias fijadoras de Nitrógeno: bacterias de vida libre (no-simbióticas), incluyendo la ciano bacteria (alga azul-verde) Anabaena y Nostoc y tales géneros como Azotobacter, Beijerinckia, y Clostridium, y bacterias mutualistas (simbióticas) tales como Rhyzobium, asociada con las plantas leguminosas, y Spirillum lipoferum, asociada con los pastos de cereales. Las bacterias simbióticas invaden las raíces de las plantas anfitrionas, donde se multiplican y estimulan la formación de nódulos de las raíces, que son crecimientos de células de plantas y bacterias en asociación íntima. Dentro de los nódulos las bacterias convierten el Nitrógeno libre en nitratos, que la planta anfitriona utiliza para su desarrollo.

El nitrógeno queda así en forma útil para la mayoría de los organismos vivos. Además existen bacterias del suelo que obtienen su energía oxidando el amoníaco para formar nitrito (NO_2^-) y posteriormente, nitrato (NO_3^-). A este proceso se le conoce como **nitrificación**. El nitrógeno que usan las plantas está en su mayoría en su forma oxidada. Debido a la abundancia y actividad de las bacterias nitrificantes, casi todo el amoníaco que llega al suelo se oxida a nitrato. Por otro lado, las plantas y muchas bacterias son capaces de reducir el nitrato a óxido nitroso o a nitrógeno gaseoso. A este proceso se le conoce como **denitrificación**. La bacteria responsable de la denitrificación usa nitrato en lugar de

oxígeno para su proceso respiratorio en condiciones anaerobias. Esta transformación requiere una fuente de carbono orgánico para que la bacteria metabolice y se produzca CO_2 como resultado de este metabolismo. El proceso de conversión del nitrógeno orgánico a NH_4^+ se conoce como **amonificación**. Los restos de todos los seres vivos y sus productos residuales son descompuestos por microorganismos en el proceso de amonificación.

El amoníaco formado se incorpora a los aminoácidos de las plantas que luego sirven de alimento a los animales proporcionándoles los aminoácidos con los que se construyen las proteínas animales. Cuando los animales mueren las proteínas se degradan por la acción de los microorganismos y de esta manera, devuelven amoníaco al suelo donde las bacterias nitrificantes lo convierten nuevamente en nitrito y en nitrato.

2. El Nitrógeno en las Aguas Subterráneas.

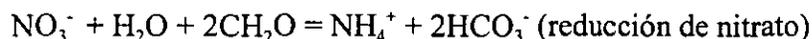
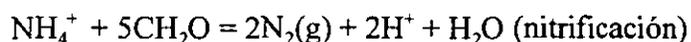
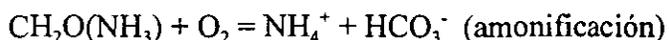
El nitrógeno disuelto, principalmente en forma de nitrato, es el contaminante más común en las aguas subterráneas.

El nitrógeno presente en los acuíferos puede provenir de diversas fuentes, tanto naturales como antropogénicas. En la atmósfera existen óxidos de nitrógeno que se forman por los procesos de combustión de carbón y productos de petróleo (que contienen por lo general cerca de 1 % de nitrógeno), y por la acción de los rayos. Los óxidos de nitrógeno de la atmósfera se transforman a nitratos que se solubilizan en el agua de lluvia, la cual contiene también amoníaco.

El nitrógeno se encuentra en el agua subterránea en forma aniónica como nitrito (con grado de oxidación III +) o nitrato (con grado de oxidación V +), o en forma catiónica como amonio, NH_4^+ (con grado de oxidación III -), también puede encontrarse en estados

intermedios de oxidación formando parte de solutos orgánicos. Algunas otras formas tales como los cianuros, CN^- (con grado de oxidación III-), pueden presentarse en aguas afectadas por contaminación.

Los procesos de transformación de una especie en otra se llevan a cabo a través de estas reacciones principales:



La influencia del hombre en el ciclo del nitrógeno incluye la producción y el uso de fertilizantes sintéticos como el amoniaco y otros compuestos de nitrógeno, además del riego con aguas negras y la utilización de estiércol como fertilizante.

En la Tabla 1 se presentan las especies más importantes en las que se encuentra el nitrógeno en las aguas naturales:

TABLA 1. Principales formas del nitrógeno en las Aguas Naturales

Grado de Oxidación	Especies
V	NO_3^-
III	HNO_2 y NO_2^-
0	N_2
-III	NH_4^+ y NH_3

El pH del agua determinará las especies predominantes para cada grado de oxidación.

Debido a las distintas formas químicas en que existe en el agua, el nitrógeno puede comportarse de manera diversa en los acuíferos (Figura 2). Los iones amonio son adsorbidos fuertemente en las superficies minerales. Las especies aniónicas como el nitrato son fácilmente transportadas por el agua y se mantienen estables en un amplio rango de condiciones. Las especies orgánicas y el nitrito son inestables en agua que contiene oxígeno y se consideran como indicadores de contaminación debida a la disposición de drenaje o basuras orgánicas. La presencia de nitrato o de amonio también puede ser indicativa de este tipo de contaminación pero en un lugar o tiempo alejado del punto de muestreo del agua. Los iones amonio y cianuro son capaces de formar complejos solubles muy estables con ciertos iones metálicos, que pueden estar presentes en algunos tipos de efluentes industriales.

En la áreas rurales puede haber concentraciones excesivas de nitratos debido al estiércol y/o a fosas sépticas. Esto ocurre principalmente donde se tiene una gran concentración de ganado o donde se utiliza el estiércol como fertilizante.

El NO_3^- contenido en el agua subterránea puede introducirse como tal a partir de residuos o fertilizantes aplicados al suelo, o bien, originarse por la oxidación del nitrógeno orgánico o NH_4^+ . Los procesos de amonificación y nitrificación normalmente ocurren arriba del nivel freático, generalmente en la zona de suelo, donde abunda la materia orgánica y el oxígeno. El nitrato es estable en presencia de oxígeno, en los suelos aerados de cultivo. Las concentraciones de NO_3^- que se encuentran normalmente en las aguas subterráneas no están limitadas por su solubilidad. Los NO_3^- puedan transportarse a grandes distancias en acuíferos someros en sedimentos con alta permeabilidad o roca fracturada, debido a que la concentración de O_2 disuelto es por lo general alta. Sin embargo, una disminución en el potencial redox del agua puede, en algunas situaciones causar la denitrificación, produciendo N_2O o N_2 . Si en estas condiciones el agua se mueve

hacia la zona no saturada, una parte del N_2O o del N_2 se pierde por degasamiento en el suelo. La denitrificación se ha observado en numerosos estudios de sistemas de suelo en el laboratorio y en el campo. Bajo condiciones reductoras la materia orgánica decaerá a amoníaco. Por ejemplo, los efluentes de fosas sépticas normalmente tienen altas concentraciones de amoníaco y poco de nitrato. Si el agua subterránea a la que se descargan tiene condiciones reductoras, el nitrógeno permanecerá en forma de amoníaco. Si, por el contrario prevalecen condiciones oxidantes, las bacterias convertirán el amoníaco a nitrato. Este proceso aunque es posible que se desarrolle en el agua subterránea, se realiza en condiciones no favorables debido a la ausencia de materia orgánica adecuada para el crecimiento de las bacterias denitrificantes. Además el tipo de suelo, la velocidad de descarga de los efluentes y el espesor de la zona no saturada influyen en las transformaciones de las especies del nitrógeno y por lo tanto en la calidad del agua subterránea.

El nitrógeno se presenta en la naturaleza en forma de dos isótopos ^{14}N y ^{15}N . El ^{14}N es el más abundante de los dos en la atmósfera. Por medio de la relación $^{15}N/^{14}N$ en los nitratos es posible distinguir si éste procede de residuos humanos y animales o de fertilizantes minerales. La relación $^{15}N/^{14}N$ se expresa comúnmente como el valor $\delta^{15}N$, que se define por:

$$\delta^{15}N (\text{‰}) = \frac{(^{15}N/^{14}N)_{\text{muestra}} - (^{15}N/^{14}N)_{\text{estándar}}}{(^{15}N/^{14}N)_{\text{estándar}}} \times 1000$$

donde ‰ significa partes por mil. Si el valor de $\delta^{15}N$ es positivo, entonces el nitrato de la muestra ha sido enriquecido en ^{15}N respecto al estándar. Para el nitrógeno el estándar es la composición atmosférica. El nitrato procedente de residuos animales y humanos generalmente tiene un $\delta^{15}N$ en exceso de + 10 ‰. Los valores de $\delta^{15}N$ para nitratos

procedentes de fertilizantes minerales se espera que sean inferiores a aquellos de residuos animales. Sin embargo, la interpretación debe ser cuidadosa ya que puede ocurrir fraccionación isotópica debido a procesos de transformación del nitrógeno. Los procesos que afectan la composición isotópica de los nitratos en las aguas subterráneas incluyen la denitrificación y la mezcla de aguas.

Los contenidos excesivos de nitrato en el agua potable en concentraciones mayores de 45 mg/L son capaces de ocasionar metahemoglobinemia en los niños pequeños. Es por ello que la concentración máxima permisible en el agua potable en México es de 5 mg/l como N de NO_3^- . La metahemoglobinemia es una condición en la cual se reduce la capacidad de los glóbulos rojos para acarrear el oxígeno. Esta afectación es causada por los nitritos que se forman por reducción de los nitratos generalmente a través de la acción microbiana dentro o fuera del organismo. La persona intoxicada toma una coloración azul debido a la reducción del oxígeno en la sangre. La población de mayor riesgo la constituyen los niños menores a 6 meses de edad.

CICLO DEL FIERRO

1 Aspectos Generales

El hierro es un elemento abundante y ampliamente distribuido en rocas y suelos. En forma de Fe_2O_3 constituye el 1.5 % de la corteza continental y como FeO el 3.5%.

Los minerales de rocas ígneas con contenidos de hierro relativamente altos incluyen los piroxenos, anfíboles, biotita, magnetita y olivino. En la mayoría de ellos el hierro se encuentra en forma ferrosa con grado de oxidación (II+). Cuando estos minerales son atacados por el agua, el hierro puede disolverse y generalmente se reprecipita como especies sedimentarias. Bajo condiciones reductoras cuando existe azufre disponible se

puede formar polisulfuros ferrosos como pirita o marcasita. Cuando el azufre es menos abundante puede formarse la siderita. En medios oxidantes las especies sedimentarias del hierro son los óxidos u oxihidróxidos como hematita o goetita. El hierro recién precipitado se presenta como hidróxido férrico con una estructura poco cristalina.

La disponibilidad del hierro para pasar a la solución acuosa está afectada fuertemente por las condiciones ambientales, especialmente por cambios en el grado o intensidad de las reacciones de oxidación o reducción. Se pueden presentar altas concentraciones de hierro ferroso disuelto en lugares donde se produzca la reducción de oxihidróxidos ferrosos o la oxidación de sulfuros ferrosos.

El hierro está presente en los residuos orgánicos en los suelos. En los procesos de oxidación y reducción del hierro juegan un papel muy importante los microorganismos, algunos de los cuales usan estas reacciones como fuentes de energía.

2. El Hierro en las Aguas Subterráneas

El diagrama potencial-pH para el Fe en las aguas subterráneas es uno de los más importantes y estudiados. En el rango típico de pH de los sistemas acuíferos el $\text{Fe}(\text{OH})_3$ precipitado es termodinámicamente estable a potenciales moderados o altos. La principal especie disuelta es el Fe(II). Arriba de pH 9.5 el monihidróxido ferroso FeOH^+ puede ser la forma predominante del Fe (II). Arriba de pH 11 los aniones $\text{Fe}(\text{OH})_3^-$ o HFeO_2^- pueden existir en el agua en concentraciones apreciables, aunque este valor de pH es muy raro en el agua subterránea. El par iónico FeSO_4 puede ser importante en soluciones conteniendo unos cuantos miligramos de sulfato por litro. Muchas moléculas orgánicas complejan al hierro ferroso, y los complejos formados pueden ser muchos más resistentes a la oxidación que los iones ferrosos libres. Cuando las aguas contienen cantidades apreciables de carbono

inorgánico y azufre a bajos valores de Eh se favorece la formación de FeCO_3 y FeS_2 que precipitan. La solubilidad del Fe puede cambiar de manera importante ante pequeñas modificaciones en el pH o el Eh del agua.

El hierro férrico puede presentarse en soluciones ácidas como Fe^{3+} , FeOH^{2+} y $\text{Fe}(\text{OH})_2^+$ la forma predominante y la concentración dependen del pH

El ión férrico forma complejos con sustancias orgánicas y con los iones Cl^- , F^- , SO_4^{2-} y PO_4^{3-} . Aunque generalmente los complejos orgánicos son los más importantes. El hierro férrico asociado con coloides orgánicos o material tipo húmico da a algunas aguas un color amarillo o café. Otro efecto de la materia orgánica es la reducción del ión férrico a ferroso.

Las superficies del óxido-hidróxido férrico tienen una gran capacidad de adsorción que puede afectar la concentración de constituyentes menores en aguas en las que se presente este tipo de material. En tales condiciones pueden ocurrir procesos redox de coprecipitación que controlen la solubilidad de otros metales en solución. Este proceso puede reducir la concentración de metales tóxicos en el agua y utilizarse como un método de tratamiento de las aguas naturales.

La presencia de bacterias puede aumentar o disminuir la concentración de Fe disuelto.

3. Diagrama de Predominio de Especies para el Hierro

El comportamiento químico del hierro puede predecirse teóricamente como función del pH, Eh y actividad de otros iones en solución. El diagrama Eh-pH del hierro es una gráfica bidimensional en la cual el pH se grafica en la absisa y el potencial redox en la ordenada. La aplicación de la ley de Nernst y de balances de masas permite expresar las relaciones entre las especies químicas presentes como puntos o líneas en el diagrama.

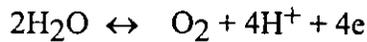
Este tipo de diagramas potencial-pH fue desarrollado por Pourbaix en Bélgica en años anteriores a la segunda Guerra Mundial. Aunque se trata de un diagrama teórico, las predicciones respecto al comportamiento del hierro se ajustan bastante a su comportamiento real.

Para la construcción de este diagrama se asumen condiciones estándar (25 °C y 1 atmósfera) y se realizan los cálculos en función de actividades.

El rango de condiciones esperadas en los sistemas acuosos está limitado obviamente por el dominio de estabilidad Eh-pH del agua.

Los límites del diagrama están dados por las reacciones de oxidación y de reducción del agua.

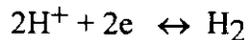
El agua se oxida según la reacción:



Para la cual la ley de Nernst será:

$$E = 1.23 + (0.06/4) \log p\text{O}_2 [\text{H}^+]^4 = 1.23 - 0.06\text{pH}$$

El agua se reduce según la reacción:



Para la cual:

$$E = 0.00 + (0.06/2) \log \frac{[\text{H}^+]^2}{p\text{H}_2}$$

$$E = -0.06 \text{pH}$$

El diagrama Eh-pH para el hierro considerando la formación de hidróxidos, para una concentración de $Fe(III)=Fe(II) = 10^{-6}M$, se elaboraría como se explica a continuación. Las actividades de las fases sólidas y del agua se consideran igual a 1.

$$E_{Fe^{3+}/Fe^{2+}} = 0.78V$$

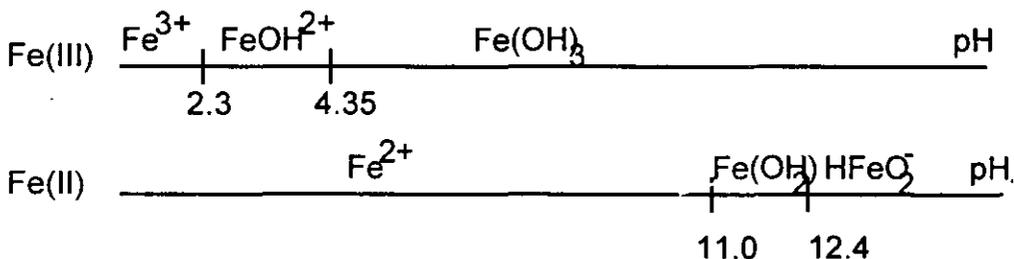
$$K_{eq} = 10^{-2.3} = \frac{[FeOH^{2+}][H^+]}{[Fe^{3+}]} \quad \text{para } Fe^{3+} + H_2O \leftrightarrow FeOH^{2+} + H^+$$

$$K_{eq} = 10^{-3.4} = \frac{[Fe(OH)_2^+][H^+]}{[Fe(OH)^{2+}]} \quad \text{para } Fe(OH)^{2+} + H_2O \leftrightarrow Fe(OH)_2^+ + H^+$$

$$pK_s Fe(OH)_2 = 15.1$$

$$K_{eq} = 10^{-31.58} = \frac{[HFeO_2^-][H^+]^3}{[Fe^{2+}]} \quad \text{para } Fe^{2+} + 2H_2O \leftrightarrow HFeO_2^- + 3H^+$$

Por facilidad se puede iniciar la construcción del diagrama especificando las especies de Fe^{2+} y de Fe^{3+} en los diversos rangos de pH:



Evolución del sistema Fe(III)/Fe(II) en función del pH

Para $pH < 2.3$:

El sistema es independiente del pH. El potencial es igual a 0.77V

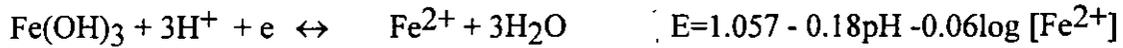
Para $2.3 < pH < 4.3$:

El sistema $FeOH^{2+}/Fe^{2+}$ depende del pH según

$$FeOH^{2+} + H^+ + e \leftrightarrow Fe^{2+} + H_2O \quad E = 0.91 - 0.06pH + 0.061 \log \frac{[FeOH^{2+}]}{[Fe^{2+}]}$$

Para $4.3 < \text{pH} < 11.0$:

El sistema $\text{Fe}(\text{OH})_3/\text{Fe}^{2+}$ es función del pH según



Para $\text{pH} > 12.4$:

El sistema $\text{Fe}(\text{OH})_3/\text{HFeO}_2^-$ es independiente del pH según



Para construir el diagrama Eh-pH con base en estas reacciones y ecuaciones se dibujan las líneas correspondientes y se delimitan de esta manera los campos de estabilidad de cada una de las especies químicas (Figura 3). Para interpretar el diagrama, la ubicación del punto que corresponda para ciertos valores de pH y Eh definirá la forma química predominante en la que se encuentra el Fe en el agua.

4. Papel de las Bacterias en la Precipitación del Hierro

Termodinámicamente las bacterias pueden influir el comportamiento del hierro en el agua por los siguientes procesos:

Procesos en los cuales las bacterias ejercen un efecto catalítico para acelerar las reacciones que son termodinámicamente favorables pero que ocurrirían muy lentamente en ausencia de las mismas. En este tipo de procesos participan bacterias tales como *Gallionella*, *Crenothrix* y *Peptothrix* que oxidan el hierro ferroso. Estos géneros requieren oxígeno, por lo tanto viven en ambientes en los que el hierro ferroso es inestable.

Procesos que requieren la contribución de energía de otra fuente para alterar el status del hierro y pueden ser promovidos por las bacterias que consumen alguna otra sustancia como fuente de energía.

Además, las bacterias oxidantes del azufre es muy importante tienen un papel muy importante en la producción del drenaje ácido de minas, que involucra la disolución del hierro a través de la aceleración de la reacción de oxidación de minerales tales como pirita y arsenopirita.

REFERENCIAS

Alpers C.N., Blowes D.W., 1994, Environmental Geochemistry of Sulfide Oxidation, ACS Symposium Series, Washington D.C.

Andres A.S., 1993, Nitrate contamination of Ground and Surface Watersm Coastal Sussex County, Delaware, Hydrological Science and technology, AIH, 9pp 106-128.

Armienta M.A., 1988, La Contaminación de las Aguas Subterráneas, Comunicaciones Técnicas IGF, UNAM, Serie Investigación No. 76, 40 pp.

Chapelle F.H. and D.R. Lovley, 1992, Competitive Exclusion of Sulfate Reduction by Fe(III)-Reducing Bacteria: a Mechanism for Producing Discrete zones of High-Iron Ground Water, Groundwater, 30, pp 29-36.

Cherry J.A., 1984, Groundwater Contamination, MAC Short Course Handbook 10, Ed. M. A. Fleet Cap. 11 pp 269-306.

Cherry J.A., R.W. Gillham and J.F. Barker, 1984, contaminants in Groundwater: Chemical Processes, en: Studies in Geophysics, Groundwater Contamination, National Academy Press, Washington D.C., pp 46-64.

Drever J.I., 1982, The Geochemistry of natural Waters, Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, N.J., 388 pp.

Fetter C.W., 1993, Contaminant Hydrogeology, Macmillan Publ. Co., NY.

Foster S.S.D., 1989, Diffuse Pollution of groundwater by Agriculture-Lessons learnt and Future Prospects, in: J.E. Moore, A.A. Zaporozec, S.C. Csallany and T. C. Varney (eds.) Recent Advances in Groundwater Hydrology, AIH, pp 185-194.

Freeze R.A., J.A. Cherry, 1979, Groundwater, Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J., 604 pp.

Garrels R.M. and C.L. Christ, 1965, *Solutions, Minerals and Equilibria*, Harper & Row, N.Y., 450 pp.

Garrels R.M., 1976; A survey of low Temperature Water-Mineral Relations, en: *Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater hydrology*. Proceedings of and Advisory group Meeting, Vienna, Austria, 27-31 Junio, 1975, AIEA.

Gillham R.W. and L.R. Webber, 1969, Nitrogen Contamination of Groundwater by Barnyard Leachates, *Journal WPCF*, pp 1752-1762.

Gillham R.W. and J.A. Cherry, 1978, Field Evidence of denitrification in Shallow Groundwater flow Systems, *Water Poll. Res. Canada*, 13, pp 53-70.

Gshwend P. M. and M.D. Reynolds, 1987, Monodisperse Ferrous Phosphate colloids in and Anoxic Groundwater Plume, *J. of Contaminant Hydrology*, 1, pp 309-327.

Hem J.D., 1992, *Study and Interpretation of the chemical Characteristics of Natural Water*, Geological Survey Water Supply Paper 2254, Washington D.C., 264 pp.

Hiscock K.M., Dennis P.F., Feast N.A., Fairbairn J.D., 1997, Experience in the use of stable nitrogen isotopes to distinguish groundwater contamination from leaking sewers in urban areas, En: *Groundwater in the Urban Environment*, Chilton et al.s (eds), Balkema, Rotterdam, p 427-432.

Lloyd J.W., J.A. Heathcote, 1985, *Natural Inorganic hydrochemistry in relation to groundwater*, Clarendon Press Oxford, n. Y., 296 pp.

Mariotti A., 1986, La dénitrification dans les eaux Souterraines, Principes et Méthodes de son identification: Une Revue, *J. of Hydrology*, 88, pp 1-23.

Mariotti A., 1998, Nitrate: un polluant de longue durée, *Pour la Science*, 249, p 60-65.

Pankow J.F., 1991, *Aquatic Chemistry Concepts*, Lewis Publishers, Chelsea, 683 pp.

Riversa C.N., Barrett M.H., Hiscock K.M., Dennis P.F., Feast N.A., Lerner D.N., 1996, Use of nitrogen isotopes to identify nitrogen contamination of the Serwood sandstone aquifer beneath the city of Nottingham, United Kingdom, *Hydrogeology Journal*, 4, 1996.

Snoeyink V.L., D. Jenkins, 1987, *Química del Agua*, Limusa, México D.F., 508 pp.

Stumm W. and J.J. Morgan, 1981, *Aquatic Chemistry*, John Wiley & Sons, N.Y., 780 pp.

Thornton I., 1983, *Applied Environmental Geochemistry*, Academic Press, N.Y., 501 pp.

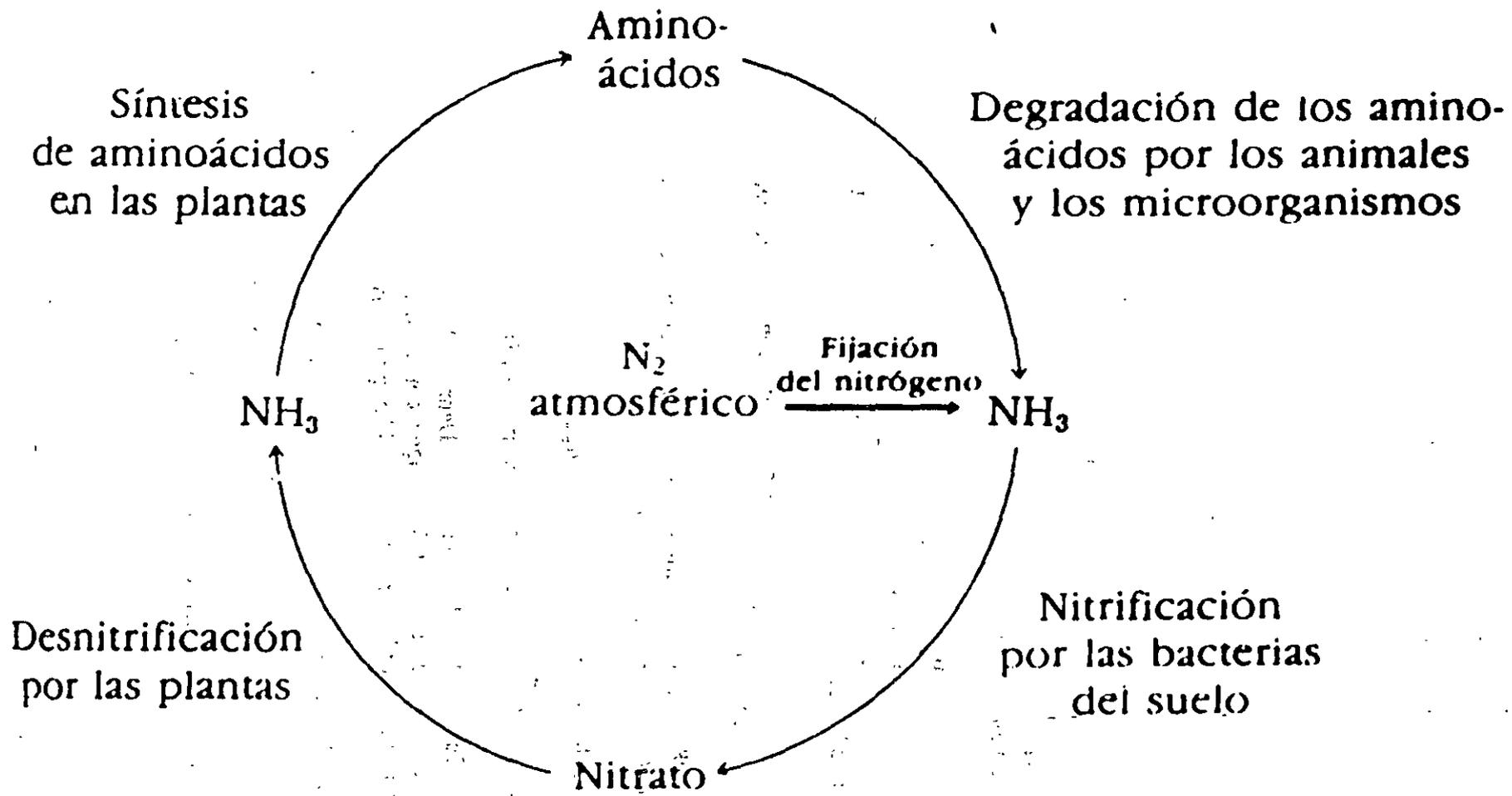


Figura 1

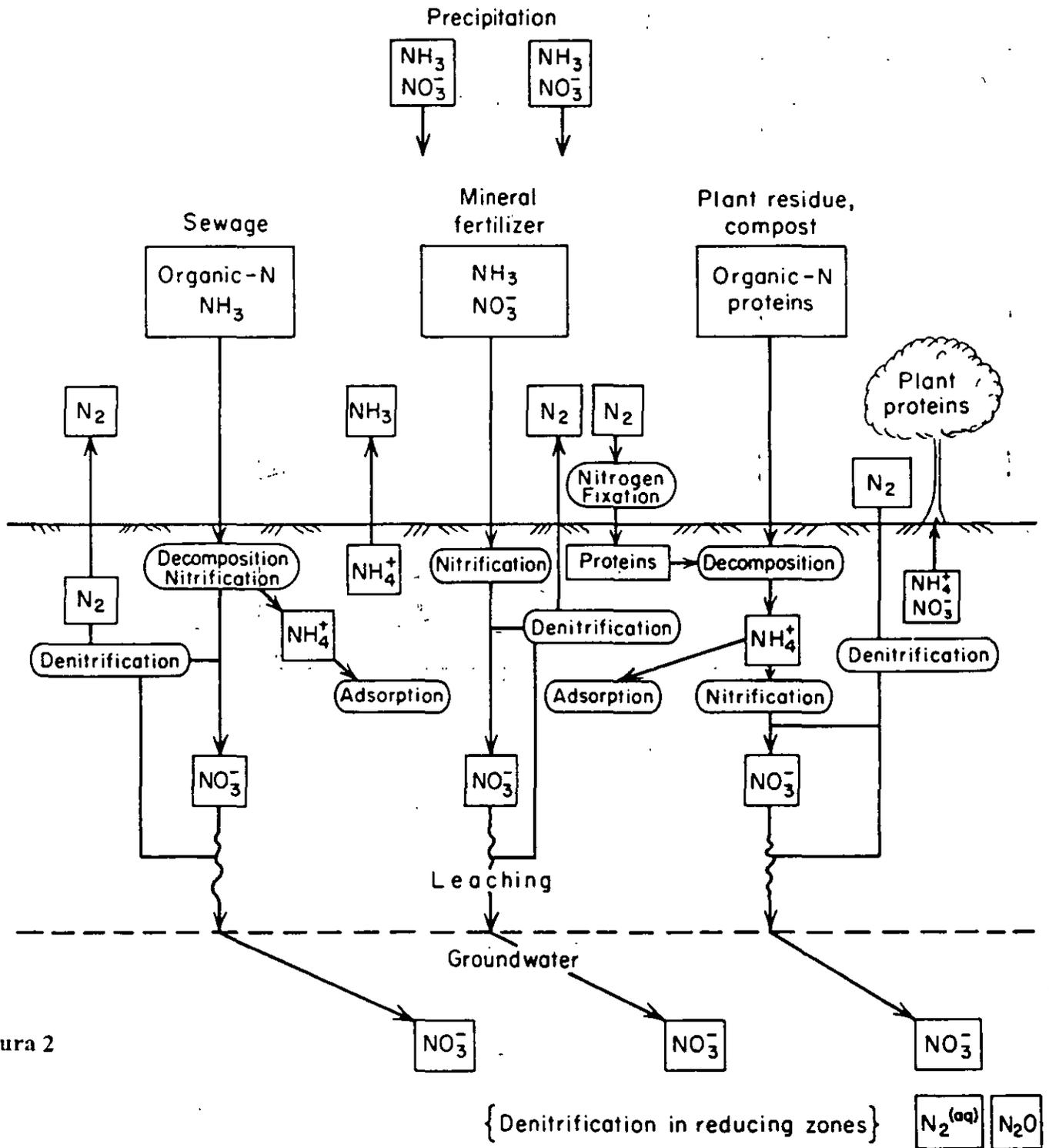


Figura 2

