

III CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA  
Y CONTAMINACION DE ACUIFEROS.

P R O G R A M A

DIA	HORA	TEMA	PROFESOR
17 AGOSTO	9:00-14:00	GEOLOGIA DEL AGUA SUBTERRANEA.	ING. H. L. MACIAS
	16:00-19:00	CARACTERISTICAS DEL AGUA SUBTERRANEA.	ING. H. L. MACIAS
18 AGOSTO	9:00-14:00	PRINCIPIOS Y PROPIEDADES FISICAS DE ROCAS Y ACUIFEROS.	ING. JOAQUIN MENDEZ
	16:00-19:00		
19 AGOSTO	9:00-14:00	LA GEOFISICA EN GEOHIDROLOGIA.	ING. ALFONSO ALVAREZ MANILLA
	16:00-19:00		
20 AGOSTO	9:00-14:00	DISEÑO Y REHABILITACION DE POZOS.	ING. JOSE M. BOGIVAR
	16:00-19:00		
21 AGOSTO	9:00-14:00	HIDROGEOQUIMICA Y CONTAMINACION	ING. J. M. LESSER
	16:00-19:00		DR. R. M. FARVOLDEN
24 AGOSTO	9:00-14:00	INTRUSION SALINA. TRAZADORES DE AGUA SUBTERRANEA.	ING. J. M. LESSER
	16:00-19:00	RECARGA DE ACUIFEROS HIDROGEOQ. EJEMPLOS	
25 AGOSTO	9:00-14:00	ISOTOPOS EN GEOLOGIA	ING. J. M. LESSER
	16:00-19:00		FIS. ALEJANDRA CORTES
26 AGOSTO	9:00-15:00	VISITA A LABORATORIO DE ANALISIS FQB.	
27 AGOSTO	9:00-14:00	TRATAMIENTO DE AGUAS RESIDUALES.	ING. FRANCISCO FLORES
	16:00-19:00		
28 AGOSTO	9:00-10:30	CONTAMINACION, INTRODUCCION.	ING. RUBEN ORAVEZ
	10:30-14:00	CONTAMINACION DE ACUIFEROS.	DR. RAMIRO CASTILLO
	16:00-19:00		

# EVALUACION DE LA ENSEÑANZA

SU EVALUACION SINCERA NOS AYUDARA A MEJORAR LOS PROGRAMAS POSTERIORES QUE DISEÑAREMOS PARA USTED.

III CURSO INTERNACIONAL DE GEO-HIDROLOGIA Y CONTAMINACION DE ACUIFEROS

Del 17 de agosto al 11 de septiembre

TEMA		ORGANIZACION Y DESARROLLO DEL TEMA	GRADO DE PROFUNDIDAD LOGRADO EN EL TEMA	GRADO DE ACTUALIZACION LOGRADO EN EL TEMA	UTILIDAD PRACTICA DEL TEMA	
11	Contaminación, introducción. Contaminación de acuíferos.					
12	Contaminación por fugas de gasolinas. Desechos sólidos. Redes de flujo.					
13	Pruebas de bombeo					
14	Prácticas de pruebas de bombeo					
15	Introducción a las microcomputadoras. Modelos matemáticos.					
16	Modelos matemáticos.					
17	Hidrología cárstica					
18	Aplicación en microcomputadoras					
ESCALA DE EVALUACION: 1 a 10						

## EVALUACION DEL CURSO

C O N C E P T O		
1.	APLICACION INMEDIATA DE LOS CONCEPTOS EXPUESTOS	
2.	CLARIDAD CON QUE SE EXPUSIERON LOS TEMAS	
3.	GRADO DE ACTUALIZACION LOGRADO EN EL CURSO	
4.	CUMPLIMIENTO DE LOS OBJETIVOS DEL CURSO	
5.	CONTINUIDAD EN LOS TEMAS DEL CURSO	
6.	CALIDAD DE LAS NOTAS DEL CURSO	
7.	GRADO DE MOTIVACION LOGRADO EN EL CURSO	
EVALUACION TOTAL		

ESCALA DE EVALUACION: 1 A 10

1.- ¿Qué le pareció el ambiente en la División de Educación Continua?

MUY AGRADABLE

AGRADABLE

DESAGRADABLE

2.- Medio de comunicación por el que se enteró del curso:

PERIODICO EXCELSIOR  
ANUNCIO TITULADO DE  
VISION DE EDUCACION  
CONTINUA

PERIODICO NOVEDADES  
ANUNCIO TITULADO DE  
VISION DE EDUCACION  
CONTINUA

FOLLETO DEL CURSO

CARTEL MENSUAL

RADIO UNIVERSIDAD

COMUNICACION CARTA,  
TELEFONO, VERBAL,  
ETC.

REVISTAS TECNICAS

FOLLETO ANUAL

CARTELERA UNAM "LOS  
UNIVERSITARIOS HOY"

GACETA  
UNAM

3.- Medio de transporte utilizado para venir al Palacio de Minería:

AUTOMOVIL  
PARTICULAR

METRO

OTRO MEDIO

4.- ¿Qué cambios haría en el programa para tratar de perfeccionar el curso?

---

---

---

5.- ¿Recomendaría el curso a otras personas?

SI

NO

5.a. ¿Qué periódico lee con mayor frecuencia?

---

---

1975-04-20 10:00 AM

CONFIDENTIAL - SECURITY INFORMATION

UNITED STATES DEPARTMENT OF JUSTICE  
FEDERAL BUREAU OF INVESTIGATION

MEMORANDUM FOR THE DIRECTOR  
FROM: SAC, NEW YORK (100-100000)

DATE

[Redacted]

RE: [Redacted]      [Redacted]      [Redacted]      [Redacted]

On 4/19/75, [Redacted] advised that [Redacted] had been [Redacted] by [Redacted] on 4/18/75.

[Redacted]      [Redacted]      [Redacted]      [Redacted]

Very truly yours,  
[Redacted]

CONFIDENTIAL - SECURITY INFORMATION



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

*CURSOS ABIERTOS*

*IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION  
DE ACUIFEROS*

*17 DE AGOSTO AL 11 DE SEPTIEMBRE DE 1992*

*GEOLOGIA DEL AGUA SUBTERRANEA*

*ING. HECTOR L. MACIAS GONZALEZ*

*PALACIO DE MINERIA*

## 1.1.- GENERALIDADES

A la GEOLOGIA DEL AGUA SUBTERRANEA, también se le conoce como Hidrogeología. Este término fué introducido por Lucas en 1789 para designar el estudio geológico del agua subterránea. Mead, en su tratado sobre hidrogeología, publicado en 1919, acentuó el caracter especial de "estudio del agua subterránea considerada como un elemento geológico cuyo conocimiento contribuye a lograr la comprensión del origen y evolución de los cursos superficiales de agua y los sistemas de drenaje".

Con el tiempo, diversos autores han concebido otras definiciones sobre hidrogeología, pero en esencia todas coinciden con remarcar la importancia del conocimiento geológico, no solo en la exploración del agua subterránea, sino en la cuantificación del recurso.

En efecto, si se acepta como la definición más simple para la hidrogeología al referirse a la relación agua-roca, se desprende de esto, que la infiltración del agua al subsuelo, su movimiento vertical descendente hasta llegar a la zona de saturación y el movimiento preponderante horizontal en el acuífero desde las zonas de recarga a las de descarga, esté controlado por el patrón geológico (litológico y estructural) en que se almacena y circula el agua subterránea. El manejo de estos controles quedaría incompleto, sin el conocimiento de la historia geológica de la región por estudiar, ya que el análisis de la secuencia de acontecimientos geológicos que la conformaron, permiten conocer de manera general la naturaleza y distribución espacial de las rocas y por tanto, que tipos de acuí

\* Prof. de Geología y Geohidrología de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México.

feros pueden esperarse encontrar, sus espesores, límites laterales y de manera cualitativa la relación hidráulica con los estratos o capas adyacentes, suprayacentes y laterales.

Naturalmente, esta primera concepción del marco geológico de la región, se va ampliando progresivamente por medio de exploraciones directas e indirectas, con cuya información se precisan la profundidad y dimensiones de las rocas en el subsuelo. A su vez, los datos obtenidos de las captaciones de agua subterránea sobre profundidades al nivel del agua, caudales, calidad química, temperatura, etc. propician ampliar el conocimiento del MARCO HIDROGEOLOGICO.

La determinación del marco hidrogeológico de una cuenca, es indispensable en regiones donde únicamente se dispone de la información que pueda derivarse de las rocas que afloran; sumamente útil en cuencas abiertas a la explotación y en donde se requieren nuevos alumbramientos de agua subterránea y por último, es también de gran utilidad en estudios de cuantificación y modelado donde se precisa conocer con bastante aproximación la geometría de los sistemas acuíferos y en consecuencia la delimitación de las fronteras naturales de los mismos.

#### 1.2.- ROCAS PERMEABLES

Los acuíferos son formaciones geológicas con capacidad para almacenar agua; permitir la circulación desde las zonas de recarga a las de descarga y ceder caudales significativos hacia las zonas de descarga natural o hacia captaciones artificiales.



El término SIGNIFICATIVO de esta definición se usa para connotar el hecho de que los caudales extraídos o cedidos por un acuífero están en estrecha relación con la región hidrogeológica de que se trate. Así por ejemplo, en algunas de las regiones más áridas de Baja California, un pozo con un caudal de 1 lps y agua de buena calidad, caracteriza un acuífero, ya que su explotación cubriría holgadamente las necesidades de una población de 500 habitantes. En contraste, ese mismo caudal en la Cuenca del Bajío, donde el agua subterránea es aún abundante y se encuentran gran cantidad de pozos que extraen caudales mínimos de 30 lps, no tendría mayor significado.

De la definición anterior se desprende que los acuíferos están formados por rocas permeables, es decir, rocas que permiten el paso del agua a través de ellas.

Las rocas permeables que constituyen acuíferos se dividen en dos grandes grupos:

- Rocas formadas por depósitos no consolidados.
- Rocas consolidadas.

#### 1.2.1.- ACUIFEROS FORMADOS POR ROCAS NO CONSOLIDADAS.

Este tipo de rocas está formado por materiales sueltos derivados del intemperismo y erosión de rocas preexistentes.

Al tiempo de su depósito, los fragmentos no están consolidados y se puede decir que están sueltos. En ese estado, el espacio abierto o poro que dejan entre si las partículas, depende del tamaño, forma, distribución y heterogeneidad del depósito. Conforme se suceden otros depósitos sobre esta acumulación de fragmentos, ocurren alteraciones que modifican el tamaño y volumen de los espacios abiertos por consolidación debido al peso de los nuevos estratos y en algunos casos por cementación derivada de los procesos de diagénesis y otros externos.

La mayoría de las rocas clásticas son mezclas de fragmentos de diversos tamaños; no obstante, pueden clasificarse de acuerdo con el predominio de un cierto tamaño del grano en:

- Rocas clásticas de grano grueso
  - Rocas clásticas de grano medio o fino.
  - Rocas clásticas de grano muy fino.
- Rocas clásticas de grano grueso.

En este tipo de rocas predominan los fragmentos del tamaño de bloques (32-512 mm) y guijones (64-256 mm), mezclados con otros angulosos de menor tamaño; arenas y fragmentos de minerales como feldespatos y micas entre otros.

Algunos de estos depósitos como los de talud, están ubicados al pié de los macizos rocosos, de tal manera que los fragmentos son angulares y tienen poca distribución debido al escaso acarreo.

Otros depósitos similares de grano grueso son los constituidos por los abanicos aluviales que se forman al pié de las sierras, donde se aculuma el acarreo de las corrientes fluviales al desembocar en las laderas y planicies. En este caso tienen mayores tiempos de distancia y transporte y por tanto, suele formarse una mezcla de bloques y guijones con gravas y otros fragmentos redondeados y arenas de todos los tamaños.

En las brechas de talud, abanicos aluviales y lechos de gravas de cauces fluviales antiguos y meandros, a pesar de que la distribución es mala, el promedio del tamaño de los fragmentos es grande y la permeabilidad es alta.

Dentro de estos depósitos se cuentan también los de coquinas, formados por conchas de animales marinos. Cuando estas acumulaciones de conchas no se encuentran cementadas o embebidas en una matriz arcillosa, son de muy alta permeabilidad.

- Rocas clásticas de grano medio o fino.

Este tipo de depósitos de grano medio a fino, acusan obviamente mayores distancias de acarreo y en consecuencia de tiempo de transporte. Esto origina que los fragmentos de roca vayan disminuyendo progresivamente con el acarreo, hasta llegar a la fragmentación de los minerales que constituyen las rocas. De esta manera, los feldespatos, las micas y algunos minerales ferromagnesianos son desintegrados durante un acarreo largo, preservandose casi solamente los granos redondeados de cuarso que es el mineral mas resistente a la erosión. En este caso pueden encontrarse de

pósitos potentes de arenas formadas casi totalmente de cuarzo. En aquellos casos en que el acarreo o transporte no haya sido demasiado largo en tiempo y espacio, suelen encontrarse con las arenas de cuarzo, fragmentos de feldespatos y de micas.

El tamaño, forma y distribución de los granos de cuarzo, feldespatos y micas, estará controlado por la historia del transporte, y si fueron transportados por agua o por el viento y por el medio ambiente de depósito.

Las arenas transportadas por el viento formarán depósitos homogéneos de permeabilidad elevada, las transportadas por el agua, constituirán depósitos más heterogéneos y la porosidad disminuye por la presencia de materiales finos que ocupan los espacios dejados por las arenas.

- Rocas clásticas de grano muy fino.

Estas rocas están formadas por arcillas y limos que son el producto final de la descomposición química de los minerales destructibles de la roca madre.

Estos materiales constituyen importantes depósitos en las planicies de inundación; en cuencas endorreicas donde llegan a acumular espesores muy grandes de sedimentos lacustres y en cuencas ubicadas en las franjas costeras con episodios de invasiones marinas.

Los depósitos arcillosos después de su sedimentación pueden

pasar por una compactación debido al peso del estrato depositado sobre ellos. Como resultado de esta compactación, asumen una condición más ó menos masiva, llamándosele a estas rocas lodolitas, las cuales con un posterior endurecimiento se vuelven rocas duras llamadas lutitas. Otros tipos particularmente fangosas ó de aluvi6n y ligeramente micáceas, tienden a romperse a lo largo de los planos de estratificación. A estas se les define como pizarras. Cuando estas capas pasan a través de una compresión más grande ó tensiones de deformación se resquebrajan a lo largo de las capas ó en otras superficies y se convierten en pizarras duras.

La porosidad de estas rocas como se verá mas adelante es muy elevada, pero tienen en cambio una permeabilidad muy baja. Por esta razón constituyen acuíferos de muy bajo rendimiento y generalmente se les clasifica como acuitardos y acuicludos.

Los tres tipos de dep6sitos enunciados en los párrafos anteriores de acuerdo al tamaño de su granulometría, suelen encontrarse frecuentemente mezclados, alternados e interdigitados en capas, constituyendo los rellenos de valles fluviales o tect6nicos y la cobertura aluvional de los mismos.

En estas rocas clásticas, independientemente del tamaño de los granos, el agua subterránea se almacena y circula en y por los poros, espacios e intersticios que dejan entre si las gravas, arenas, arcillas y fragmentos mayores al acomodarse durante su depositación. Es por ello que a este tipo de dep6sitos se les clasifica como rocas de permeabilidad primaria, ya que adquirieron sus características de porosidad y permeabilidad durante el tiempo de su formación. Tambien se les conoce como rocas con -

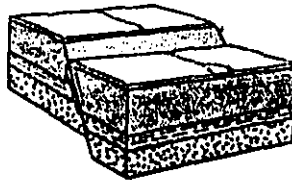
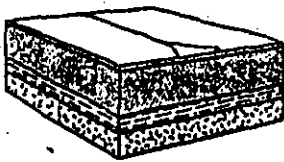
ROCA	POROSIDAD (%)	RENDIMIENTO ESPECIFICO (%)	PERMEABILIDAD (M/SEG)
ARCILLA	40-55	1 - 10	$10^{-10}$ - $2 \times 10^{-7}$
ARENA	30-40	10 - 30	$10^{-5}$ - $3 \times 10^{-4}$
GRAVA	30-40	15 - 30	$10^{-4}$ - $1.3 \times 10^{-3}$
GRAVA Y ARENA	20-35	15 - 25	$10^{-5}$ - $5 \times 10^{-4}$
ARENISCAS	10-20	5 - 15	$10^{-8}$ - $5 \times 10^{-6}$
CALIZA	1-20	9,5 - 5	MUY VARIABLE

9.1

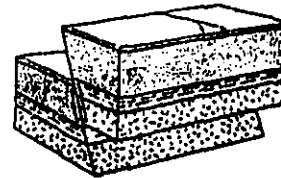


JUNTAS EN UN MACIZO ROCOSO  
(Según H. Cloos)

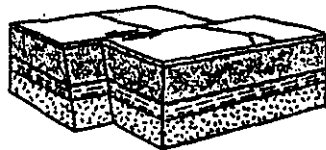
FALLA NORMAL



FALLA INVERSA



FALLA DE RUMBO



FALLA COMBINADA



De Frank Press y Raymond Siever  
Earth, 1978.

FIGURA N° 4

9.3

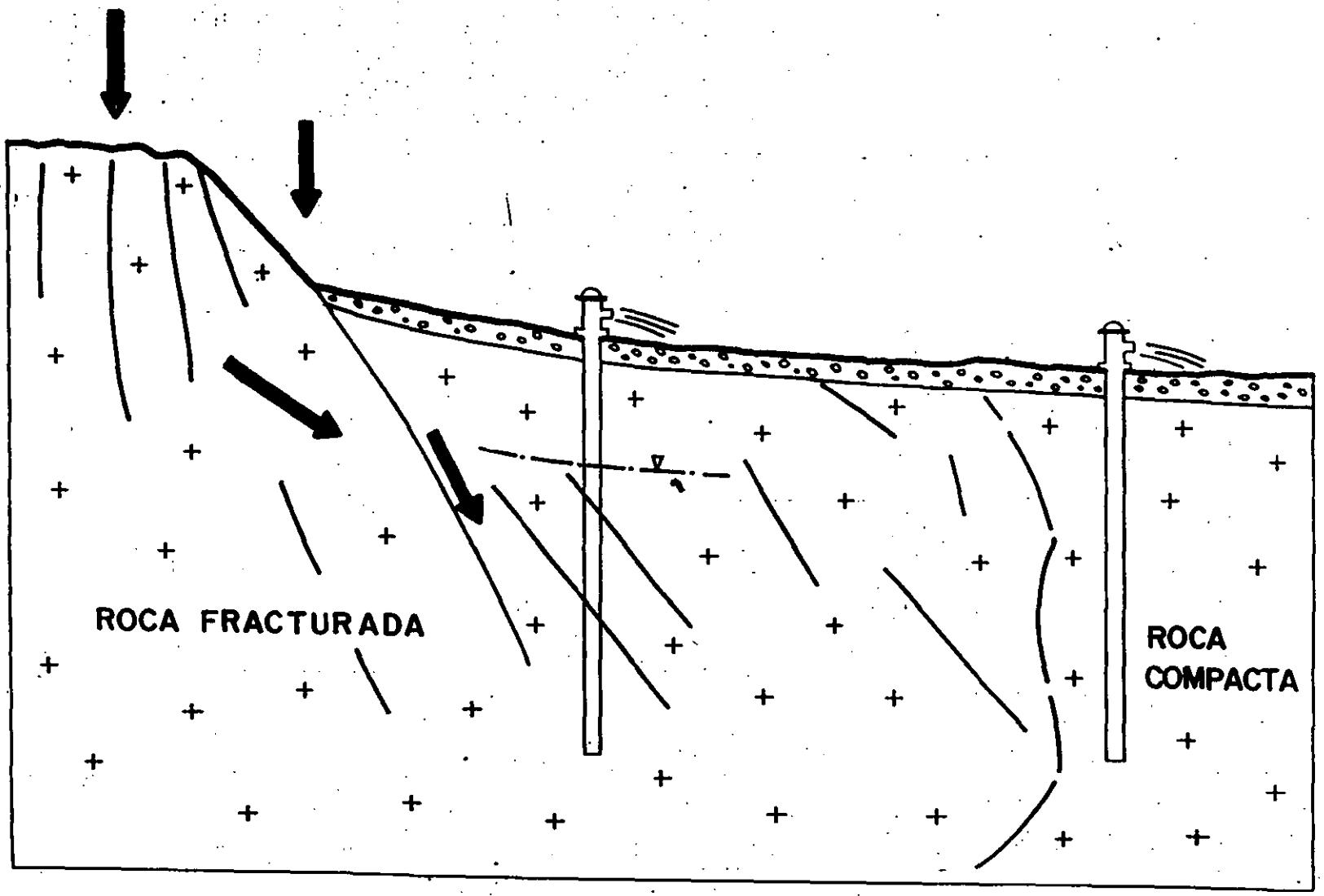


FIGURA N° 5



Subterránea, menciona que los procesos que causan que estas rocas de origen impermeables se vuelvan permeables, pueden ser de origen tanto mecánico como químico. En la mayoría de los casos, este cambio es propiciado por la combinación de los dos procesos pero para ello entra en juego el clima y la naturaleza de la roca. En condiciones áridas extremas, sólo tienen significancia los procesos mecánicos. Las aberturas secundarias en las rocas se inician con una falla de la masa de la roca para resistir la presión - sufriendo una deformación. Cuando esta deformación es expresada en una pequeña abertura se llama junta. Cuando ocurre una fractura con desplazamiento horizontal ó vertical, falla. (Fig. No. 4).

Las juntas se desarrollan en las rocas ígneas debido a esfuerzos de tensión desarrollados dentro de las rocas cuando se van solidificando. En la mayoría de los casos, tales juntas se abren cuando la roca es aliviada de la presión que la rodea. En la estructura columnar de los flujos de basalto, sus desarrollos los dirigen a la formación de columnas semi-hexagonales.

De acuerdo con la naturaleza de las juntas, su distribución espacial puede ser inferida en el subsuelo; así las juntas por alivio de la presión en las rocas ígneas, están restringidas a profundidades someras; alrededor de 30 m, pero pueden extenderse horizontalmente sobre amplias áreas, lo que propicia una buena infiltración del agua de lluvia.

Por otro lado, las fracturas juntas relacionadas con fallas o diques, están restringidas en superficie, pero llegan hacia abajo a pro-

fundidades de unos cuantos cientos de metros.

La permeabilidad depende del grado de facturación de las rocas. En rocas ígneas de grano grueso en lo general ésta es reducida debido a la caolinización de los minerales feldespáticos a lo largo de los panos de fracturación ó de las juntas interiores. Las rocas ígneas de grano fino como los basaltos, y venas de cuarzo de grandes juntas, pueden ser obtenidas altas permeabilidades.

En los basaltos columnares, las juntas pueden abrirse a lo largo de las columnas debido principalmente a esfuerzos tectónicos. (Fig. No. 5).

En México, los acuíferos en rocas basálticas son abundantes y muy productores. Como ejemplos: pueden citarse entre muchos, los pozos - del sur y sureste de la Cd. de México, emplazados en basalto y con caudales muy apreciables. Los del área de Chiconautla en la parte media del valle, los manantiales de Xochimilco, ya agotados por la extracción de pozos en el área, los manantiales de Chapultepec en Cuernavaca y los pozos termales de Apaseo el Alto en Guanajuato. Lo mismo puede decirse para el material escoráceo del basalto conocido como tezontle que produce pozos espectaculares. (Fig. No. 6).

El fracturamiento en las rocas riolitas e ignimbríticas del centro y oeste del Territorio Mexicano, se traduce pródigamente en excelentes acuíferos en estas rocas.

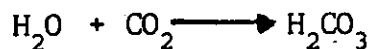
En esas porciones del territorio son abundantes las mesetas de ignimbritas con fracturamiento vertical que funcionan como zonas de recarga y los fracturamientos regionales en estructuras de altos y bajos tónicos por donde se infiltra el agua de lluvia a profundidades de cientos de metros. Los ejemplos mas conocidos son del Valle de Villa de Reyes en San Luis Potosí y el Valle de León en Guanajuato. (Fig. No. 7).

#### ACUIFEROS FORMADOS POR FRACTURAMIENTO Y DISOLUCION EN ROCAS CARBONATADAS.

Como se dijo antes, algunas rocas carbonatadas como aquellas que se forman en ambientes de plataorma como arrecifes o colonias coralineas, pueden iniciarse con una permeabilidad primaria bastante alta. Sin embargo la mayoría de los acuíferos más productores de calizas en México se deben a procesos de fracturamiento y disolución.

La disolución es causada por una sobresaturación agresiva del agua. La agresividad del agua está determinada por el contenido de  $\text{CO}_2$  en ella, la cual toma directamente del aire y de la materia orgánica de la cubierta del suelo.

El proceso de disolución se inicia cuando el agua que contiene  $\text{CO}_2$  se transforma en un ácido carbónico débil.



El modo de la acidificación del agua dependerá de la cantidad de  $\text{CO}_2$  disponible en la atmosfera y en el suelo, de la temperatura, la

Las observaciones han demostrado que las rocas carbonatadas formadas por cristales grandes de calcita, tienden a desarrollar mas altas permeabilidades que las rocas calizas litográficas. Las cretas pueden ser de impermeables a semipermeables; en presencia de margas, se reduce aún más su permeabilidad. La dolomita que es  $\text{Ca Mg} (\text{CO}_3)_2$  es alrededor de cuatro veces menos soluble que la caliza ( $\text{CaCO}_3$ ) y sin embargo, existen acuíferos dolomíticos altamente permeables.

Las grutas de Cacahuamilpa en el estado de Guerrero son un típico ejemplo del poder de disolución del ácido carbónico sobre las rocas calcáreas. En los estados de Nuevo León y Coahuila existen tambien grutas y manantiales de este tipo y pozos de gran producción.

### 1.2.3.- ROCAS IMPERMEABLES.

Aunque el título de este subtema es el de rocas impermeables, es importante anotar que en la naturaleza no existen las rocas impermeables. Tanto las rocas plutónicas como las rocas metamórficas tienen permeabilidades de muy bajas a extremadamente bajas. Por esta razón para fines prácticos se les considera como impermeables.

Las rocas que fueron formadas debido a la cristalización y consolidación de un magma fundido y que no han pasado por la fase secundaria de fracturación y descomposición son muy impermeables.

Dentro de estas, quedan comprendidas las rocas intrusivas -

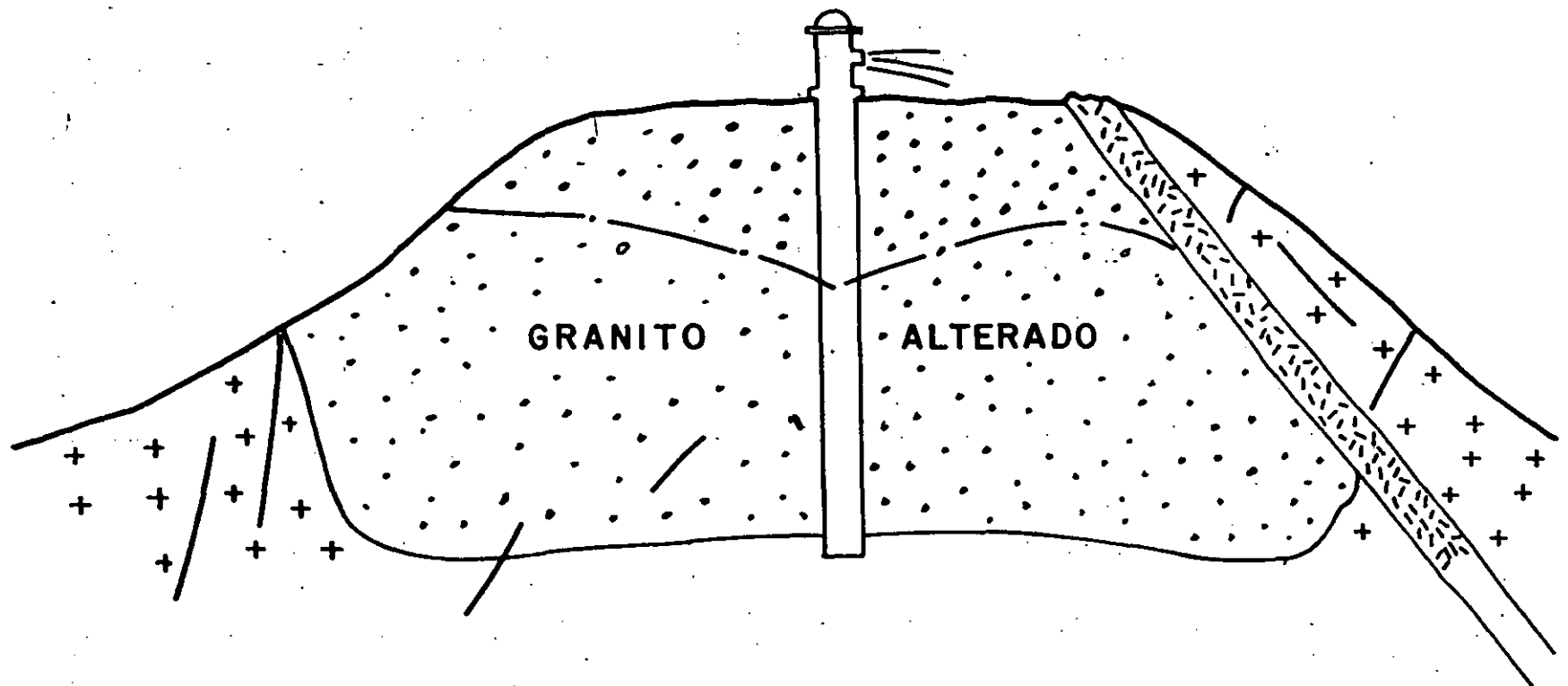
como el granito, diorita, tonalita, granodiorita y gabro, aunque éste último es muy escaso en México.

En contraste con este grupo, existe el de aquellas que han estado sujetas a diversos episodios de tectonismo y que han sufrido tantas alteraciones y cambios que es difícil reconocer a la roca madre. Este tipo de rocas llamadas metamórficas, incluyen a rocas tales como mármol, pizarra, esquistos, gneisses y cuarcitas en donde los espacios abiertos son muy reducidos. Los esfuerzos a que fueron sometidas y su prolongada edad, han producido una fuerte compactación, y en los casos de zonas de fracturas, estas están casi siempre rellenas por vetas de mineralización, de sílice o de relleno estéril.

Estos dos grandes grupos de rocas cuando no presentan un alto grado de intemperismo tienen una porosidad total inferior al 3%, y por lo general casi siempre inferior al 1%. Esto se debe a que los escasos poros existentes en estas rocas son muy pequeños y por lo general sin conexión entre sí.

Estas consideraciones pueden ser válidas para la generalidad de las rocas plutónicas y metamórficas. Sin embargo, algunos casos particulares se alejan de la generalidad como son algunos granitos y cuarcitas que en obras de tuneo y otras llevadas a cabo en México, han aportado apreciables caudales de agua subterránea.

La permeabilidad que puede desarrollarse en estas rocas tie-



151

FIG. N° 9.

ne lugar en las zonas de intemperismo y descomposición. Las rocas graníticas Paleozoicas y Mesozoicas que bordean a la Ciudad de Nogales, Son., por ejemplo, exhiben una cubierta de intemperismo formada por una arena gruesa llamada Tucuruquay. Esta cubierta en algunas localidades alcanza espesores de hasta 150 metros es muy permeable y en ella se han emplazado pozos con caudales de hasta 15 lps. (Fig. No. 8).

Por debajo de esta cubierta la roca sana muestra un sistema de fracturas escasamente desarrollado que se cierra a poca profundidad.

Por lo que respecta a las cuarcitas, el Ing. Mario Veytia, encontró durante uno de sus trabajos de asesoría, agua subterránea en el túnel Río Colorado-Tijuana, proveniente de las cuarcitas y con una carga de unos cien metros.

Como puede esperarse, estos casos son excepcionales y lo más frecuente en todos los trabajos de exploración o cuantificación, es el de considerar a estas rocas como barreras al flujo del agua subterránea.

#### 1.2.4.- ESTRATIGRAFIA REGIONAL

En el estudio de la estratigrafía regional, se investiga la secuencia del carácter litológico y la distribución espacial de las capas en una cierta región.

En el estudio hidrogeológico, el hidrogeólogo se interesa en la distribución de los acuíferos, los acuicludos y los acuitardos.

El estudio de la secuencia se hace investigando la sección geológica de la región ya sea en la superficie o en el subsuelo.

La secuencia es subdividida de acuerdo con sus unidades litológicas y de acuerdo con las unidades de tiempo.

Se debe tener atención para no mezclarlas, ya que esta traerá malas interpretaciones y fallas en la construcción del modelo geológico.

Las unidades litostratigráficas son aquellas distinguibles de acuerdo con su caracter litológico.

Las unidades cronostratigráficas son aquellas distinguibles de acuerdo con sus diferentes edades absolutas ó relativas.

La unidad litostratigráfica básica es la formación.

Una formación es una unidad cartografiable.

Varias formaciones forman un grupo.

Las unidades de tiempo se fijan de acuerdo con las divisiones de tiempo de la columna geológica, la cual a su vez ha sido construída auxiliándose de los fósiles y elementos radioactivos.

La división dentro de las formaciones es significativa desde



el punto de vista hidrogeológico y con este propósito, las formaciones pueden ser agrupadas o subdivididas en unidades hidroestratigráficas.

Una unidad hidroestratigráfica es una unidad cartografiable con propiedades hidrogeológicas específicas.

Como en la litostratigrafía, también en la hidrostratigrafía se pueden tener cambios de facies debido a los cambios laterales en el ambiente de depósito. Estos cambios de facies tienen una importancia muy grande desde el punto de vista hidrogeológico.

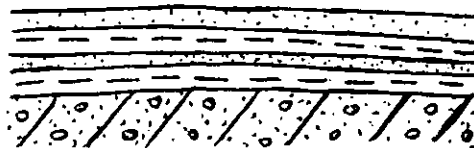
Después de definir las formaciones geológicas se procede con ayuda de la estratigrafía, a construir la sección o columna de la región estudiada auxiliándose en los afloramientos y en la información proporcionada por pozos y por exploraciones geofísicas.

Esta información permite construir secciones transversales al flujo del agua y el diagrama de bloques tridimensionales ó bloque diagramático.

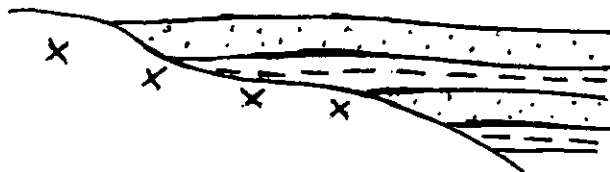
Al construirse el modelo tridimensional, se puede encontrar no solo la correlación estratigráfica local sino la secuencia regional y ocasionalmente la presencia de discordancias en las secciones geológicas.

Una discordancia se refiere a una alteración o corte en la historia geológica de una región y son como sigue:

DISCORDANCIA ANGULAR



DISCORDANCIA ESTRATIGRAFICA



DISCORDANCIA EROSIONAL



Es muy importante el conocimiento de estas discordancias desde el punto de vista hidrogeológico, ya que pueden dar lugar a cambios de permeabilidad, de la superficie freática o piezométrica, o bien identificar barreras al flujo subterráneo.

#### 1.2.5.- INFLUENCIA DE LAS ESTRUCTURAS SOBRE LA SUPERFICIE FREÁTICA O PIEZOMÉTRICA.

La forma de la superficie freática o piezométrica está controlada por los siguientes factores

- a) Topografía.
- b) Estructura geológica y litología.
- c) Permeabilidad.
- d) Zonas de recarga y descarga.

La representación gráfica de los niveles del agua subterránea (profundidad al nivel o elevación con respecto a un nivel de referencia), son sumamente útiles para conocer de manera aproximada el grado de explotación de un acuífero, la dirección preferencial de flujo y la posición de las zonas de recarga y descarga. La dirección del flujo está determinada, en condiciones naturales o de equilibrio, por la relación geográfica entre el área de recarga y descarga. Cuando una cuenca se encuentra sobrexplotada, la red de flujo es deformada en la medida en que se tome agua del almacenamiento.

El gradiente en la red de flujo a un mismo caudal, es función inversa de la permeabilidad, por lo que si en una cierta sección se observa un cambio significativo del gradiente, esto puede deberse a un cambio en la litología y por tanto de la permeabilidad o a un cambio en el caudal de flujo.

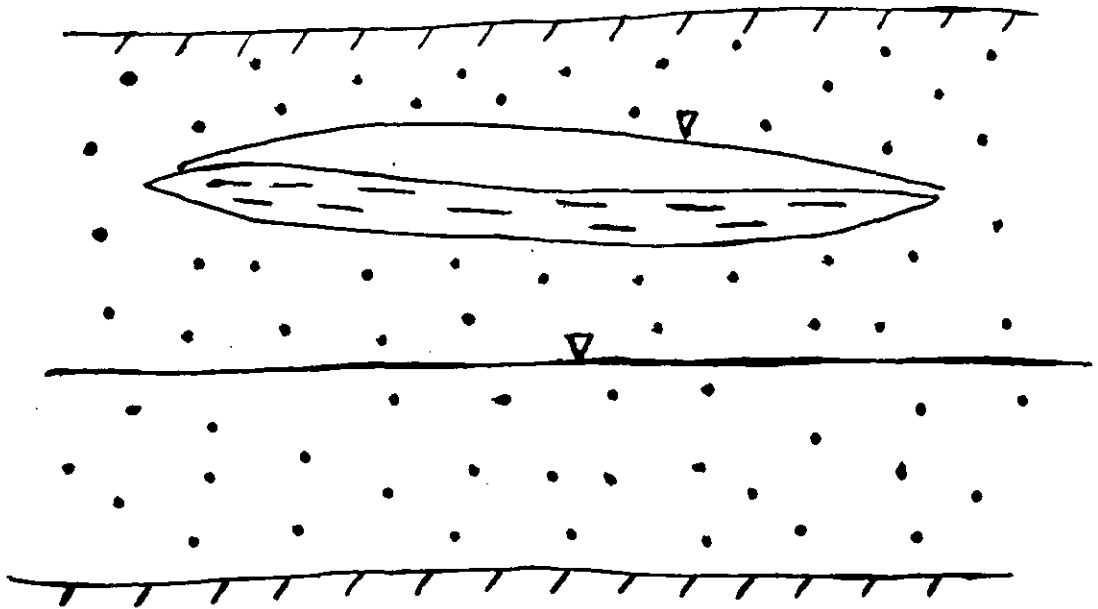
En un acuífero uniforme con velocidad uniforme, se tienen trazos más ó menos rectos.

Debido a las condiciones arriba mencionadas se puede ver que en estructuras geológicas diferentes tendremos condiciones diferentes en el nivel del agua. Esto estará decidido por:

El espesor del acuífero, ó sea profundidad de la base del acuífero.

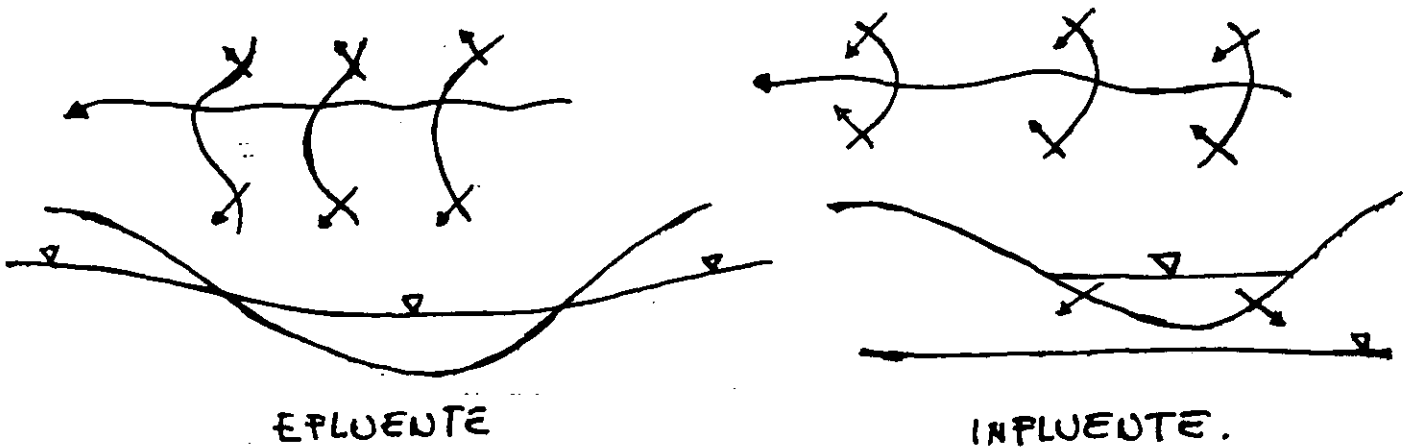
En el caso de que tuvieramos una capa impermeable intermedia entre la superficie y el techo del acuífero hablamos de un manto colgado y

un nivel de aguas colgadas.

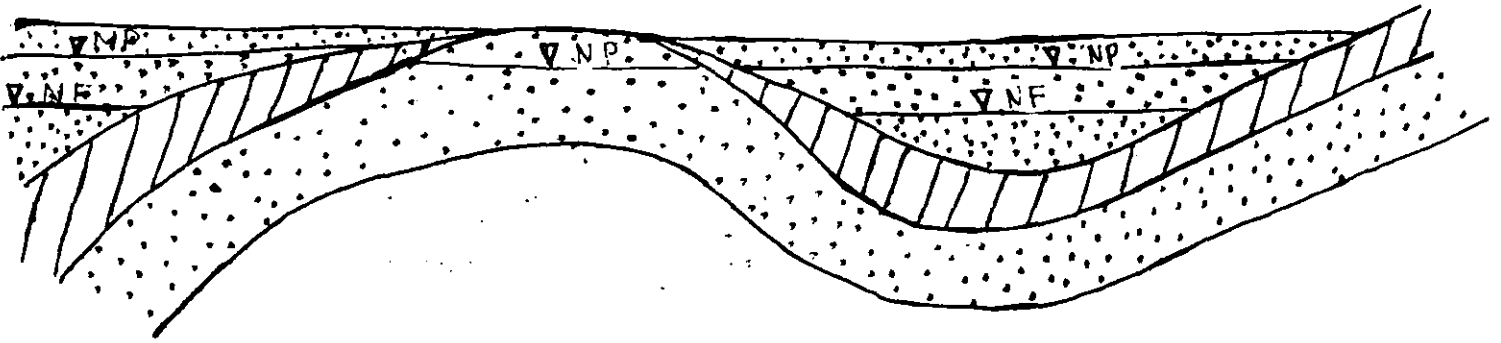


Entre más húmeda sea el área, hay más cambios para un nivel de agua somero.

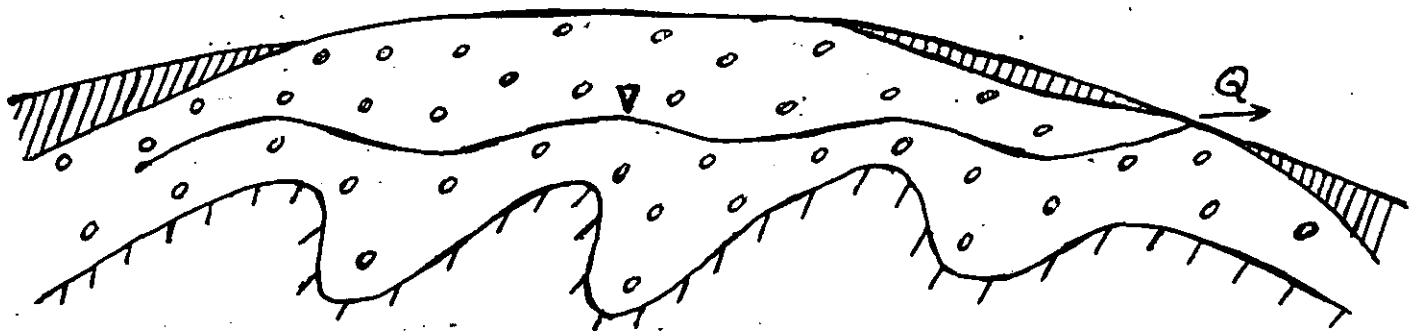
Existencia de fuentes de recarga como flujos de entrada ó - por el contrario, flujos de salida del agua subterránea. Como por ejemplo Ríos Efluentes ó Influentes.



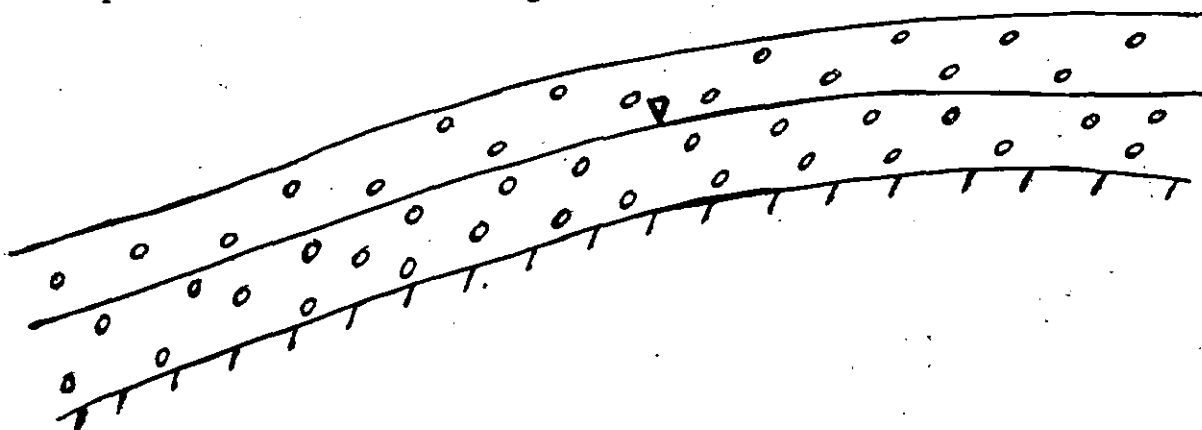
Además del cambio en la forma del nivel de agua debido a un cambio en la naturaleza del acuífero y sus espesores, se puede tener una influencia en el nivel del agua por la estructura geológica.



En un anticlinorio, pueden tenerse diferencias locales y regionales en el nivel del agua subterránea.



En los pliegues monoclinales puede originarse una pendiente pronunciada del nivel de agua subterránea.



## 2.- CARACTERISTICAS DEL AGUA SUBTERRANEA.

### 2.1.- CICLO HIDROLOGICO.

El agua en la naturaleza se mantiene en un constante proceso de movimiento cíclico.

La energía solar y la gravedad terrestre son los principales factores que originan los fenómenos de precipitación, evaporación, escurrimiento e infiltración, que en conjunto constituyen lo que se conoce como ciclo hidrológico.

El ciclo hidrológico es la descripción simplificada de los mecanismos que sigue el agua para desplazarse de un lugar a otro del planeta, en un continuo movimiento que involucra prácticamente a la totalidad del agua de la Tierra.

Durante la etapa de diferenciación de la tierra, el agua se almacenó originalmente en el interior de la misma, atrapada en las moléculas de los silicoaluminatos hidratados que formaban la gran mayoría de las rocas.

Al aumentar la temperatura en la tierra tuvo lugar la fusión parcial de estas rocas y se inició la liberación y acarreo del agua hacia la superficie con el magma fundido. Cuando las lavas alcanzaron la superficie, gran cantidad de agua en forma de vapor caliente se desprendió y llenó los océanos en los primeros mil millones de años de la historia de la tierra. Aunque en el presente el volcanismo contribuye con emisión de agua, dióxido de carbono y otros gases a la atmósfera, estos volúmenes de agua constituyen una mínima parte del ciclo hidrológico.

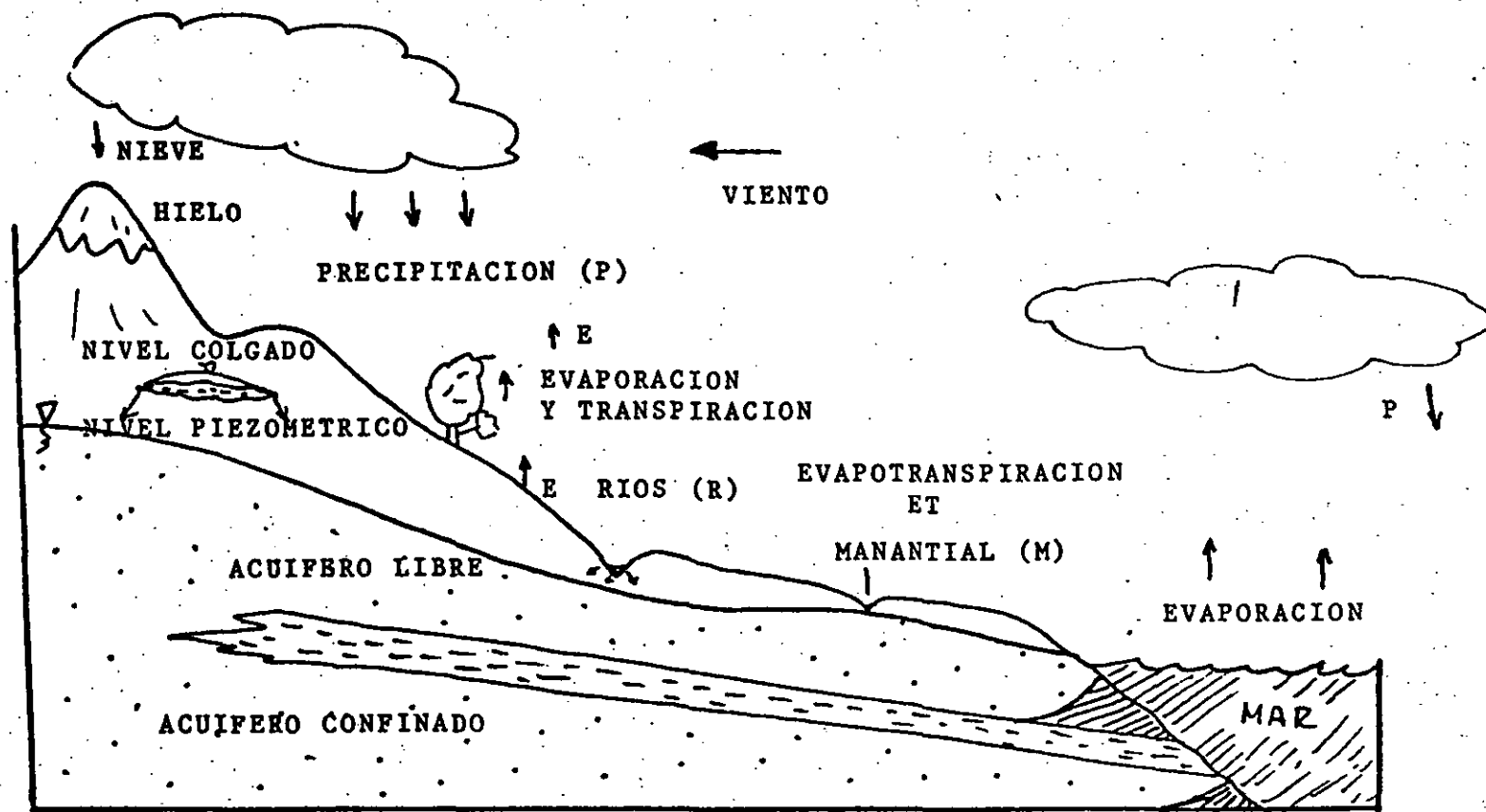


FIGURA No. 10 Representación diagramática del ciclo hidrológico.

Una gran cantidad de agua que llega a la superficie de la tierra a formar parte de los ríos, lagos y océanos, vuelve a la atmósfera debido a la evaporación provocada por el calor de la radiación solar, y por la transpiración de las plantas; a la interacción de ambos fenómenos - evaporación y transpiración- se le conoce con el nombre de evapotranspiración y actúa en gran medida principalmente en zona de clima tropical, donde el calor del sol que llega a la superficie terrestre es alto y la vegetación abundante.

La mayor parte del vapor de agua incorporado a la atmósfera en forma de masa de aire, se reúne en gotas de agua o en cristales de hielo que se precipitan sobre los océanos o sobre la superficie de la Tierra a consecuencia de los cambios de presión y temperatura y del movimiento de dichas masas.

Al llegar el agua de lluvia a la superficie una parte se infiltra y otra escurre en forma de corrientes superficiales hasta llegar a los océanos, donde gran cantidad de agua se evapora nuevamente, reiniciándose en esta fase el ciclo hidrológico.

La cantidad de agua que se infiltra al subsuelo para formar el agua subterránea, es solo una pequeña parte del volumen total que interviene en el ciclo hidrológico.

Esto se debe a que la infiltración está controlada por diversos factores fisográficos y geológicos tales como el relieve del terreno, la permeabilidad de las rocas, tipo de suelos, temperatura ambiente, cobertura vegetal y modo de ocurrencia de la lluvia en el tiempo y en el espacio.



En la figura No. 10 se muestra de manera esquemática la interacción de los fenómenos que integran el ciclo hidrológico.

## 2.2.- ZONAS DE RECARGA Y DESCARGA.

### 2.2.1.- Zonas de recarga.

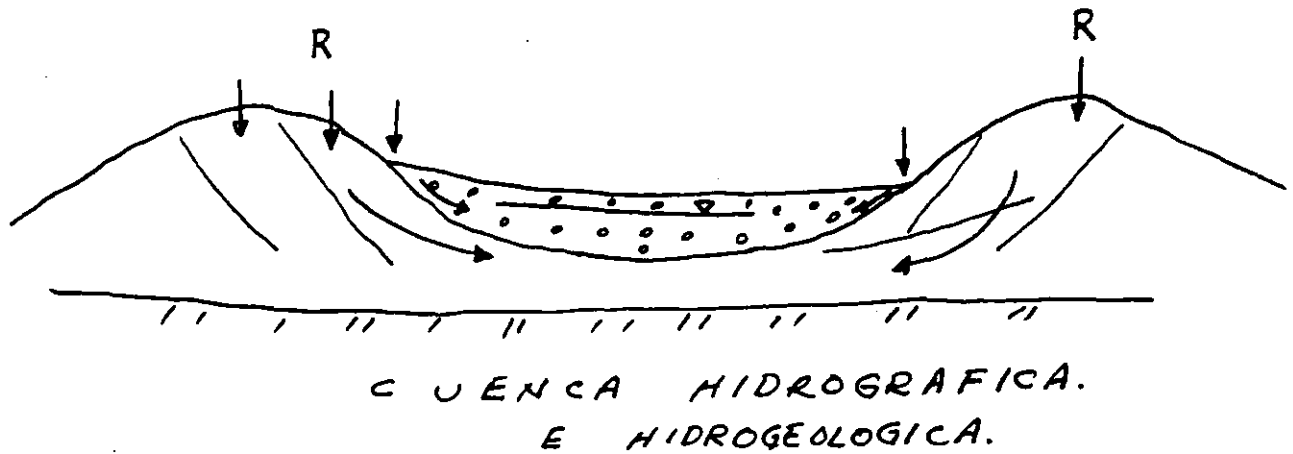
Las zonas de recarga natural a los acuíferos están estrechamente ligadas a la latitud, relieve, litología y a los rasgos geológicos estructurales.

Una zona templada de relieve moderado, compuesta de rocas permeables es una zona de recarga, debido a que el escurrimiento superficial será relativamente lento y en consecuencia se tendrá un mayor tiempo de contacto entre el agua y las rocas permeables lo que se traducirá en una infiltración significativa.

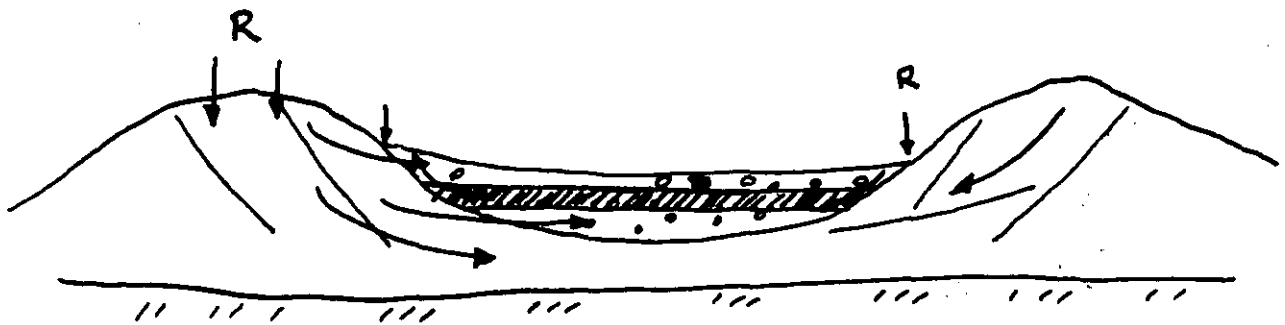
En una zona árida de relieve accidentado donde la lluvia ocurre esporádicamente en régimen torrencial, aún si las rocas son permeables, el agua escurrirá rápidamente sin que se genere una recarga apreciable.

En los casos precedentes es obvio que la temperatura ambiente, el tipo de suelos y la vegetación son factores que complementan el criterio para definir a una zona como área de recarga.

En algunas cuencas hidrográficas las zonas de recarga se localizan en los bordes perimetrales compuestos de rocas permeables y en los límites interiores.



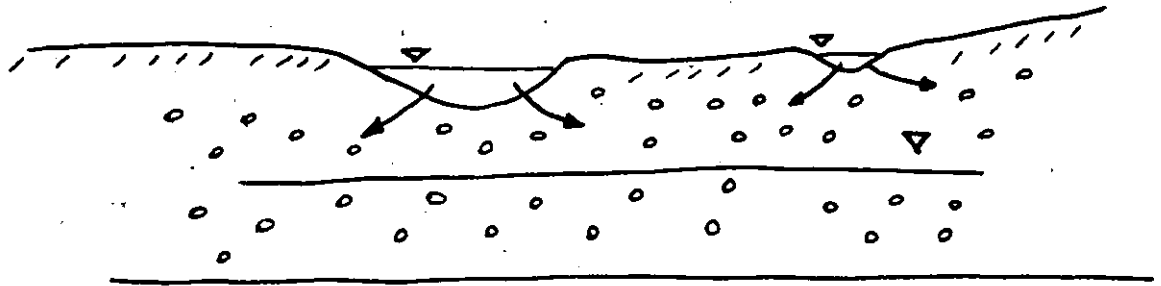
Según el patrón estructural, la recarga puede incorporarse a un flujo local somero o a otro mas profundo.



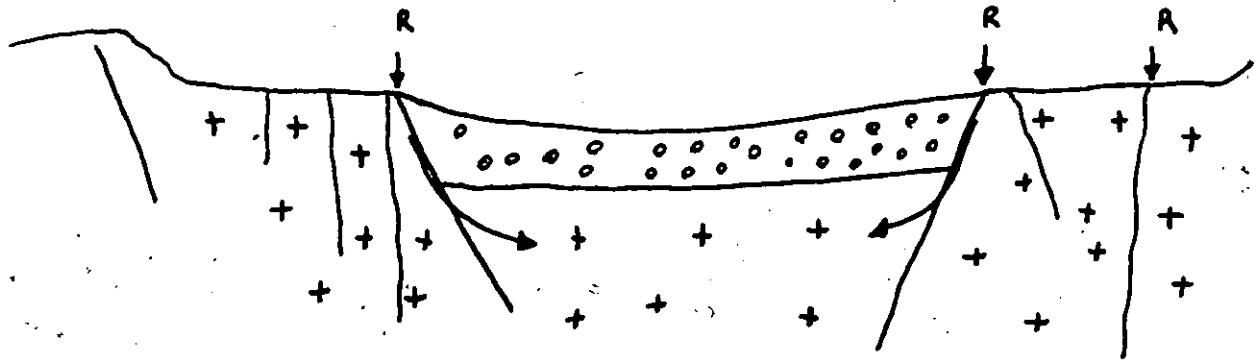
La recarga natural en los valles fluviales tiene lugar por la infiltración del escurrimiento del colector principal y los arroyos tributarios que escurren sobre la planicie.

Cuencas de este tipo son muy comunes en México. Algunos ejemplos son la Cuenca del Río Aguanaval en Zacateces y Durango. Hace unos 40 -

años, la recarga mas importante de la zona de la Laguna en Coahuila, era inducida por el Río Nazas, antes de que se construyera sobre el La Presa Francisco Zarco.



En las cuencas de origen tectónico la recarga se establece a través de los grandes sistemas de fallas y fracturas.



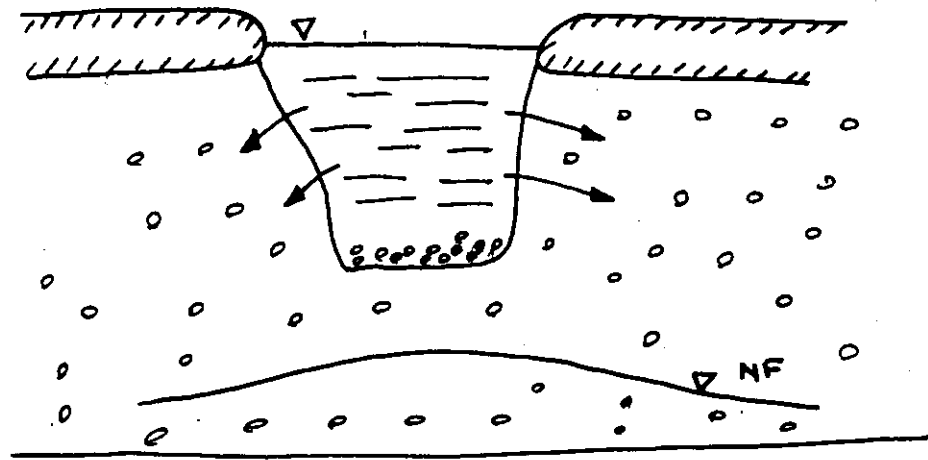
Uno de los casos mas representativos de este mecanismo de recarga son los valles de León y del Río Turbio que son alimentados a través de extensos afloramientos de ignimbritas y riolitas.

Existe otro tipo de recarga de acuíferos, llamada Recarga Artificial. En este caso el hombre controla y maneja el agua de escurrimiento para introducirla en el acuífero. ①

La elección del sitio o zonas de recarga artificial se basa en dos factores fundamentales que son las características físicas e hidrodinámicas del acuífero que se pretende alimentar y del tipo de agua que se va a introducir. Otros factores complementarios cuando la recarga se realizará sobre la superficie y que condicionarán también la recarga son la topografía, la cubierta de suelos, la naturaleza de las rocas en superficie, la pendiente del terreno y la profundidad del nivel de saturación.

La recarga artificial en superficie puede realizarse de diversas maneras. En los arroyos de la vertiente del Océano Pacífico en la Península de Baja California se han constituido bordos convenientemente espaciados con el mismo material de acarreo, con el fin de disminuir la velocidad de escurrimiento del agua y extenderla sobre zonas permeables y extensas. Con estas barreras de bajo costo, se logra mayor tiempo de permanencia del agua en contacto con los acarreos fluviales y se aumentan las posibilidades de inducir una mayor infiltración. ①

Este mismo artificio puede aplicarse a llanuras de inundación, construyendo terrazas a modo de embalses. El agua así retenida, puede canalizarse posteriormente a zanjas o canales de infiltración. Una generalización esquemática de este último sistema es como sigue: ①

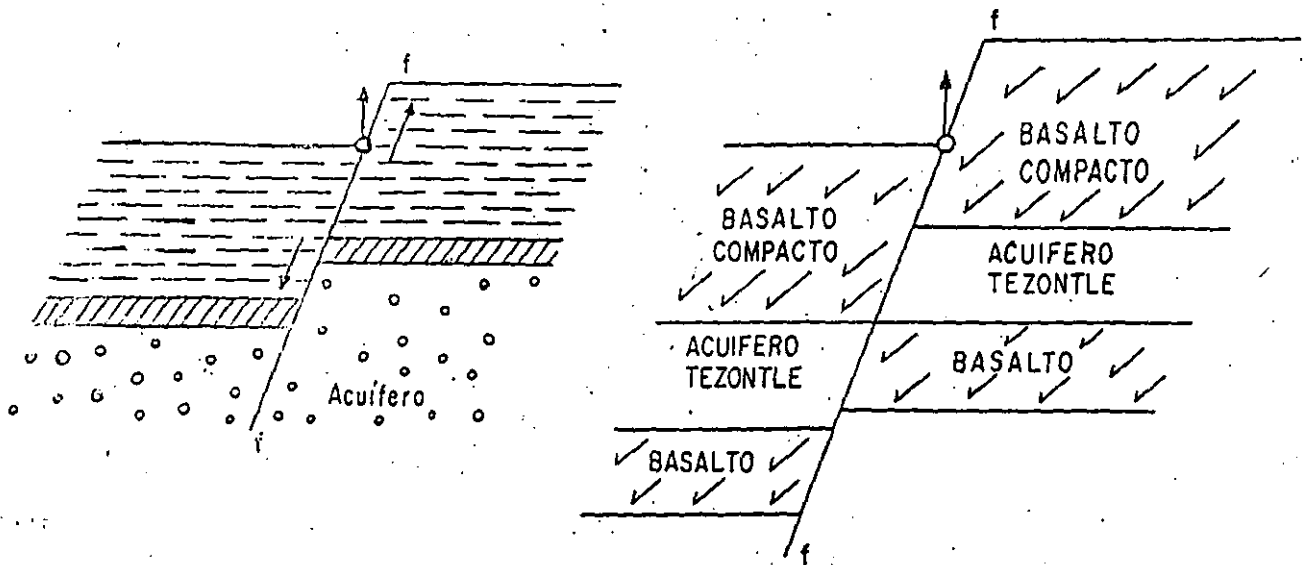


La recarga artificial por pozos de absorción, además de ser evidentemente mas costosa presenta mas problemas en el manejo previo del agua a infiltrar. Como en este caso el agua llegará directamente del acuífero, ésta deberá ser previamente tratada. El tratamiento consiste esencialmente en eliminar en lo posible los sólidos en suspensión y someterla a un proceso de eliminación de bacterias. En los casos en que la depuración bacteriológica no se ha hecho eficientemente, en poco tiempo la proliferación de colonias bacterianas es suficiente para formar una costra que sella las ranuras de la tubería de ademe. El control de la temperatura del agua que se inyectará también tiene relevancia, ya que a diferentes temperaturas entre el agua del acuífero y de recarga, provoca la precipitación de sales en la vecindad del pozo con los mismos resultados de obstrucción de las ranuras.

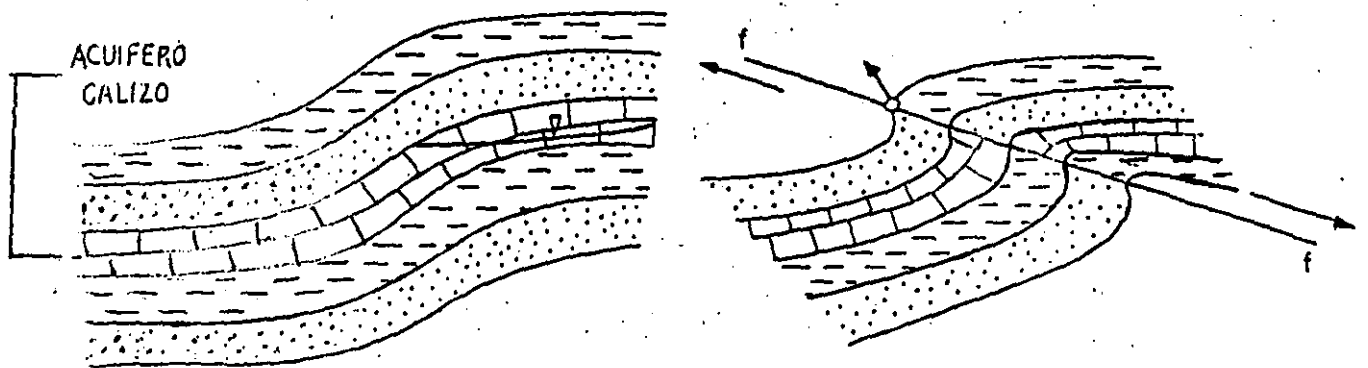
Otro aspecto muy importante es la profundidad al nivel freático o piezométrico. Mientras mas grande es esta longitud, la columna de agua dentro del pozo tendrá mayor presión de entrada hacia el acuífero.

Manantiales Originados por Fallas.

Manantiales emergentes.



Manantiales de planos plegados.



Manantiales originados por diques.

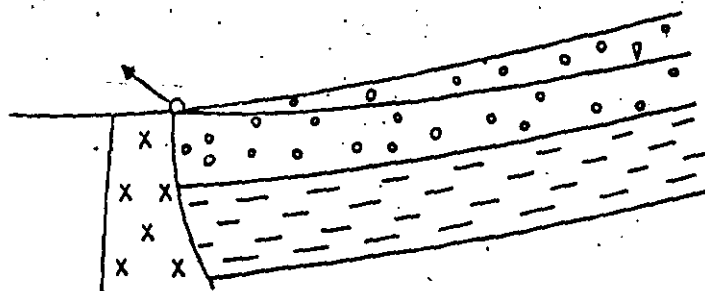
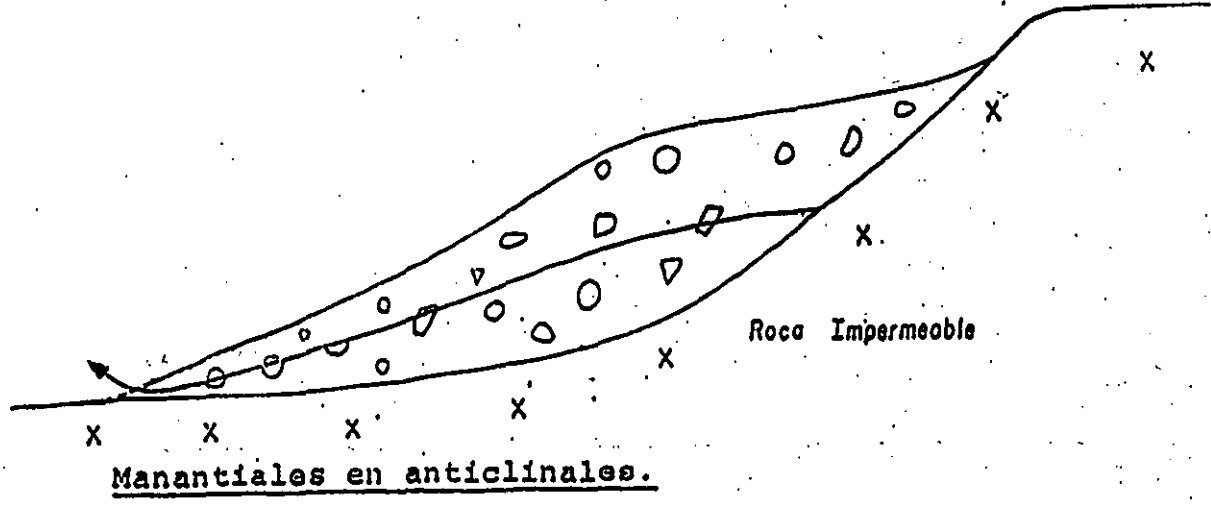
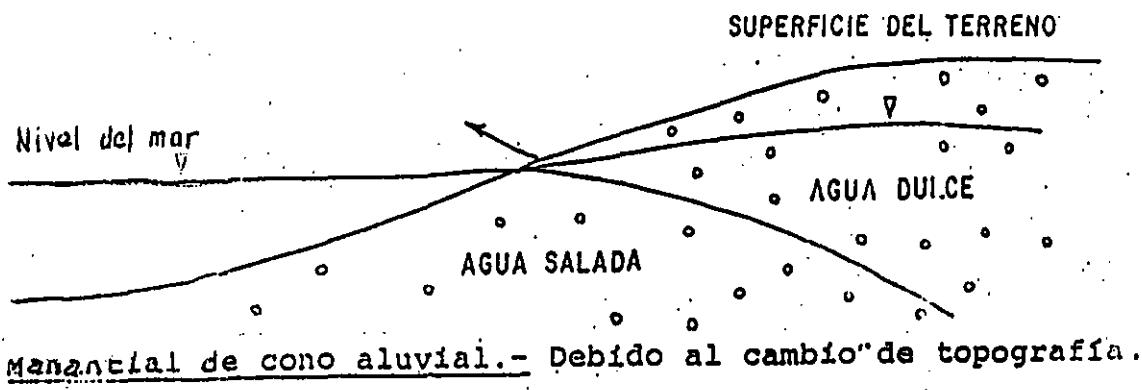
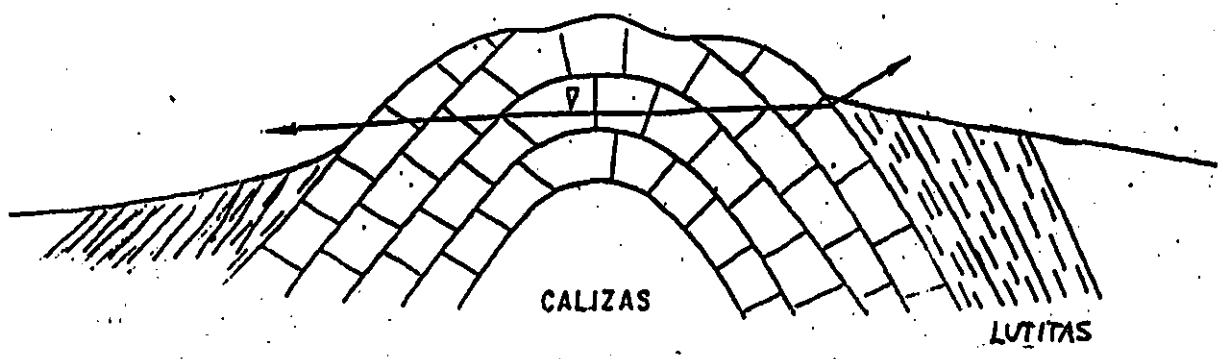


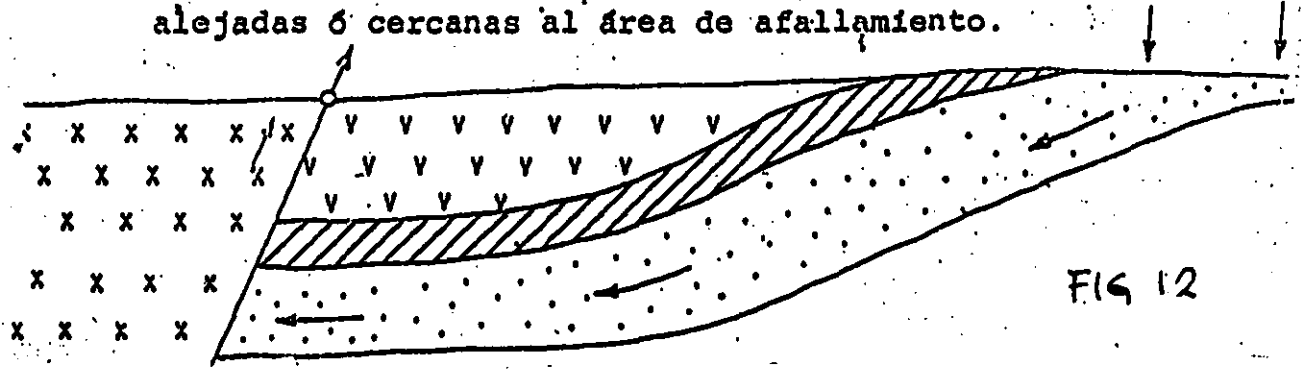
FIG II



Se forman en algunos puntos de los flancos de la estructura en contacto con rocas impermeables.



La fuente de agua de tales manantiales es la precipitación de agua de lluvia ocurrida en las áreas de captación ó infiltración, las cuales pueden encontrarse alejadas ó cercanas al área de afallamiento.



# DISTRIBUCION DEL AGUA EN EL SUBSUELO

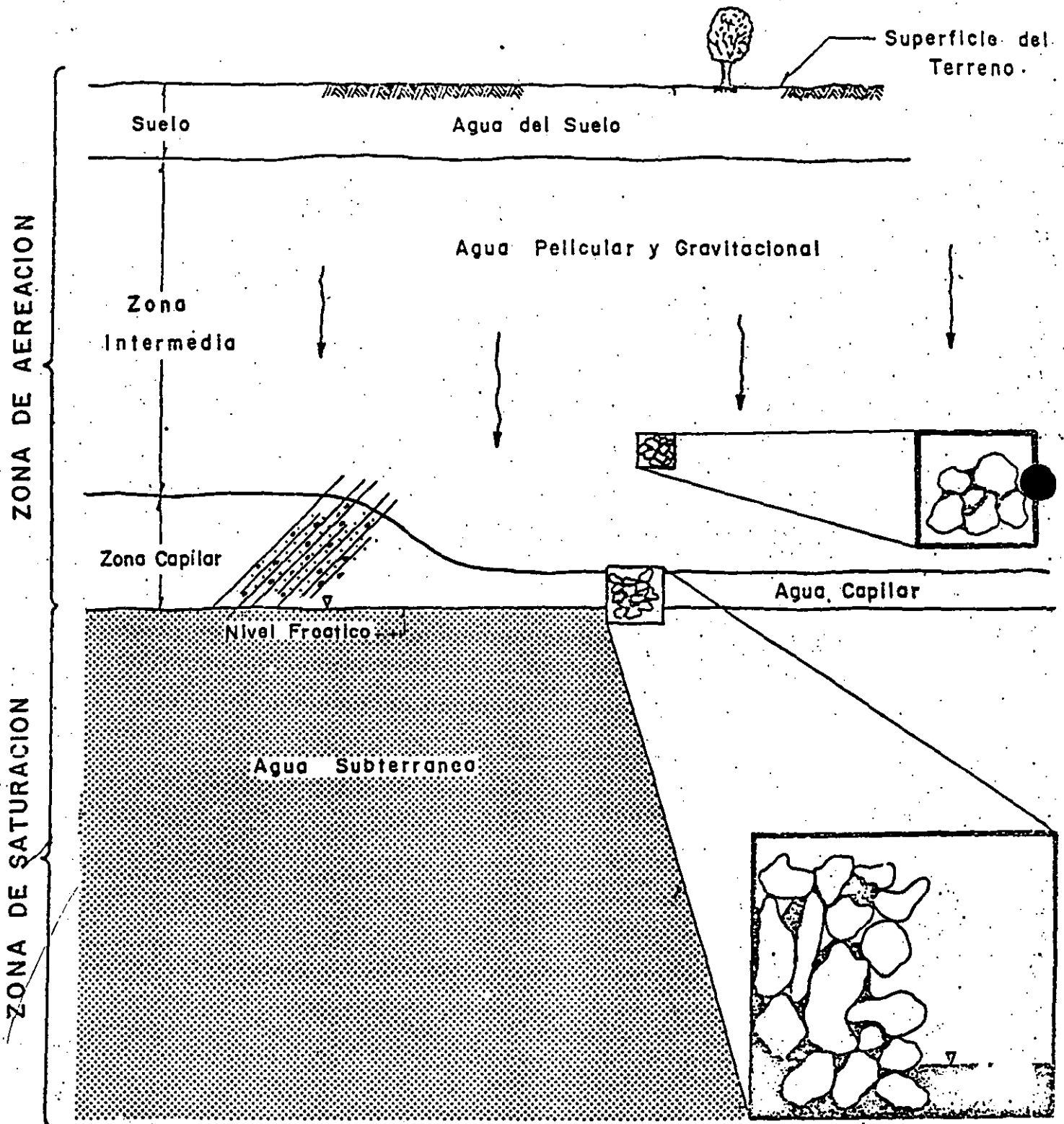


FIG. N° 13.



El agua contenida en la zona de aeración se designa como agua suspendida o vadosa.

La subzona del agua del suelo tiene una extensión variable, su espesor quedará definido por el tipo de suelo y de vegetación del lugar, pero para fijar límites se puede decir que esta subzona tiene una dimensión que va desde la superficie del terreno hasta la profundidad de las raíces de las plantas.

Parte del agua contenida en la primera subzona, será capaz de drenar por acción de la gravedad, a esta agua se le conoce con el nombre de agua gravitacional; la parte restante queda retenida en la superficie de las partículas del suelo, en forma de una película fina alrededor de ellas por la acción de la tensión superficial. Esta agua denominada agua pelicular es utilizada en gran medida por las plantas y es precisamente en agricultura donde se define como capacidad de campo a la máxima cantidad de agua pelicular que es capaz de retener un suelo por unidad de volumen.

La subzona intermedia ocupa un terreno comprendido entre el límite inferior de la subzona de agua del suelo y el límite superior de la subzona capilar. Fig. No. 13.

Aunque muchos autores se empeñan en hacer intervenir a esta subzona, en opinión del autor se puede decir que es una extensión a profundidad de la subzona de agua del subsuelo, ya que también está constituida por el agua pelicular y el agua gravitacional; la única diferencia estriba

en que en la subzona intermedia por definición, no debe existir la influencia de las plantas.

La subzona más profunda de la zona de aeración se le denomina subzona capilar. Esta se extiende por encima de la zona de saturación en donde el agua se eleva a causa de la llamada atracción capilar; así, el espesor de la subzona por encima del nivel freático está definido por el límite de la elevación capilar del agua. Este límite en función de la granulometría de esta zona. A menor diámetro de las partículas mayor será la altura de la zona capilar y viceversa.

En la zona de saturación, el agua llena completamente los intersticios (poros, fisuras y fracturas) de la roca y acusa un movimiento fundamental en dirección horizontal, diferenciándose del movimiento vertical que se establece en la zona de aereación.

Los límites superiores de esta zona son variables, es decir, las subzonas anteriores bien pueden no existir completamente si el nivel freático se encuentra situado muy cerca de la superficie del terreno.

Así, es en las rocas que constituyen esta zona donde se almacenan cantidades de agua, tan grandes según la porosidad existente en ellas y las características geológicas generales propias de la zona.

#### 2.4.- TIPOS DE ACUIFEROS

Como se vió en la primera parte, las rocas capaces de almacenar y transmitir agua reciben el nombre de acuíferos. (del Latín a aqua = agua y de fero = llevar).

Se vió también en el inicio 2.2., que los acuíferos funcionan como cuerpos transmisores del agua, desde las zonas de recarga a las de descarga o hacia los embalses subterráneos de almacenamiento.

En estrecha relación con los acuíferos hay otros tipos de rocas que se clasifican según su capacidad para almacenar agua y cederla a las zonas de drenado natural, a las captaciones artificiales o a los mismos acuíferos. Estas rocas o formaciones geológicas que sobreyacen, subyacen o limitan lateralmente a los acuíferos se conocen como acuicludos, acuitardos y acuífugos.

Aunque algunos autores se oponen al uso de estos términos, se hace la descripción de los mismos en estas notas por considerarse de interés. Los acuicludos o acuicierres ( del latín claudere, cerrar) son las formaciones geológicas que contienen agua, pero que no la transmiten, por lo que su explotación no puede efectuarse. El ejemplo clásico que se cita en todos los libros son las arcillas, que a pesar de su alta porosidad (40-50%) no permiten que el agua sea drenada pues a ello se oponen la atracción molecular, la cohesión y la tensión superficial.

Los acuitardos, como su nombre lo indica, son formaciones geológicas semipermeables que transmiten muy lentamente el agua que contienen. Por esta circunstancia, localmente los acuitardos no son aprovechables, sin embargo a nivel regional, pueden ceder agua en cantidades significativas en un balance de aguas subterráneas. Existen numerosos ejemplos de acuitardos que limitan superiormente a acuíferos y que por diferencia de presiones entre ambos, se establece una recarga descendente de acuitardo hacia el acuífero.

Ejemplos de acuitardos son formaciones arcillosas mezcladas con arena y con limo y arcillas con horizontes de arenas y fragmentos de coquinas entre otras.

Los acuifugos (del latín fugere = huir), son las formaciones impermeables que no contienen agua como son las rocas ígneas extrusivas e intrusivas que no se encuentran fracturadas o alteradas.

Desde el punto de vista hidráulico y según el grado de confinamiento de las aguas que contienen, los acuíferos se clasifican en tres tipos:

- acuíferos libres o freáticos.
- acuíferos confinados.
- acuíferos semiconfinados.

Los acuíferos libres son aquellos en que el agua subterránea pre

senta una superficie libre sujeta a la presión atmosférica. Esta superficie libre es el límite superior de la zona de saturación y se le conoce como superficie freática.

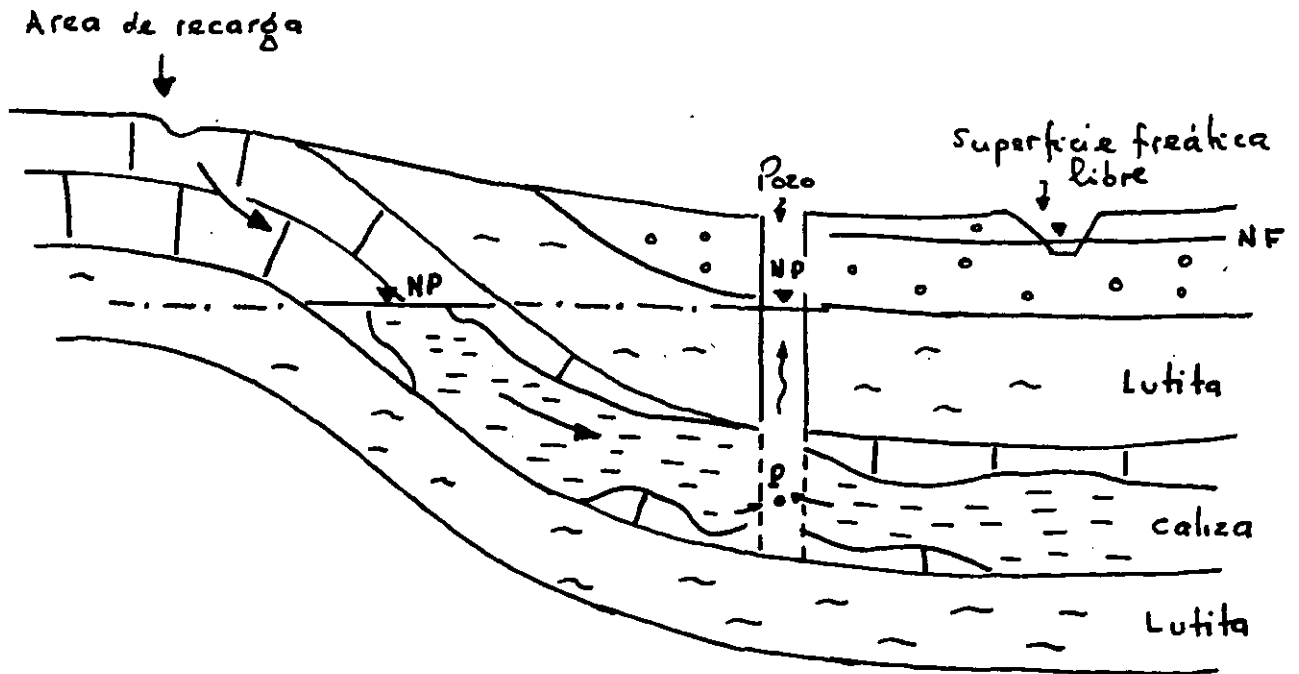
Un acuífero limitado superior e inferiormente por formaciones impermeables y que contiene agua a mayor presión que la atmosférica se le clasifica como acuífero confinado. Cabe aquí hacer mención que en la naturaleza, raramente se encuentran formaciones completamente impermeables, por lo que algunos autores mencionan de manera muy atinada al referirse a estos acuíferos que las capas que los limitan son "relativamente impermeables".

La compresión del agua en estos acuíferos confinados se debe a la transmisión de la presión de la carga hidráulica o altura de la columna de agua al seno del acuífero y al peso de la columna litostática que este soporta.

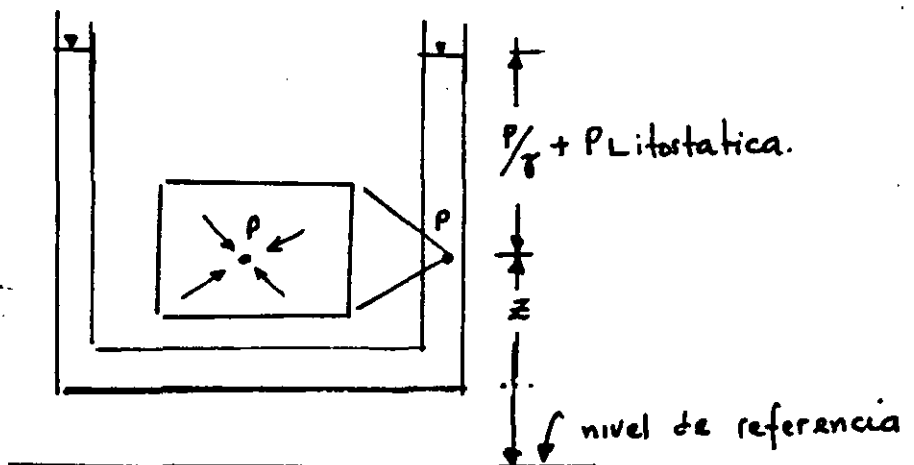
Por ello, cuando se perfora un pozo en estos acuíferos, el agua asciende dentro del pozo por encima del techo del acuífero, y si la presión de confinamiento es mayor, el agua puede brotar como en los pozos surgentes o artesianos.

Los acuíferos semiconfinados son también estratos completamente saturados y sometidos a presión, limitados en su parte superior por un estrato menos permeable a través del cual puede recibir o ceder una recarga vertical.

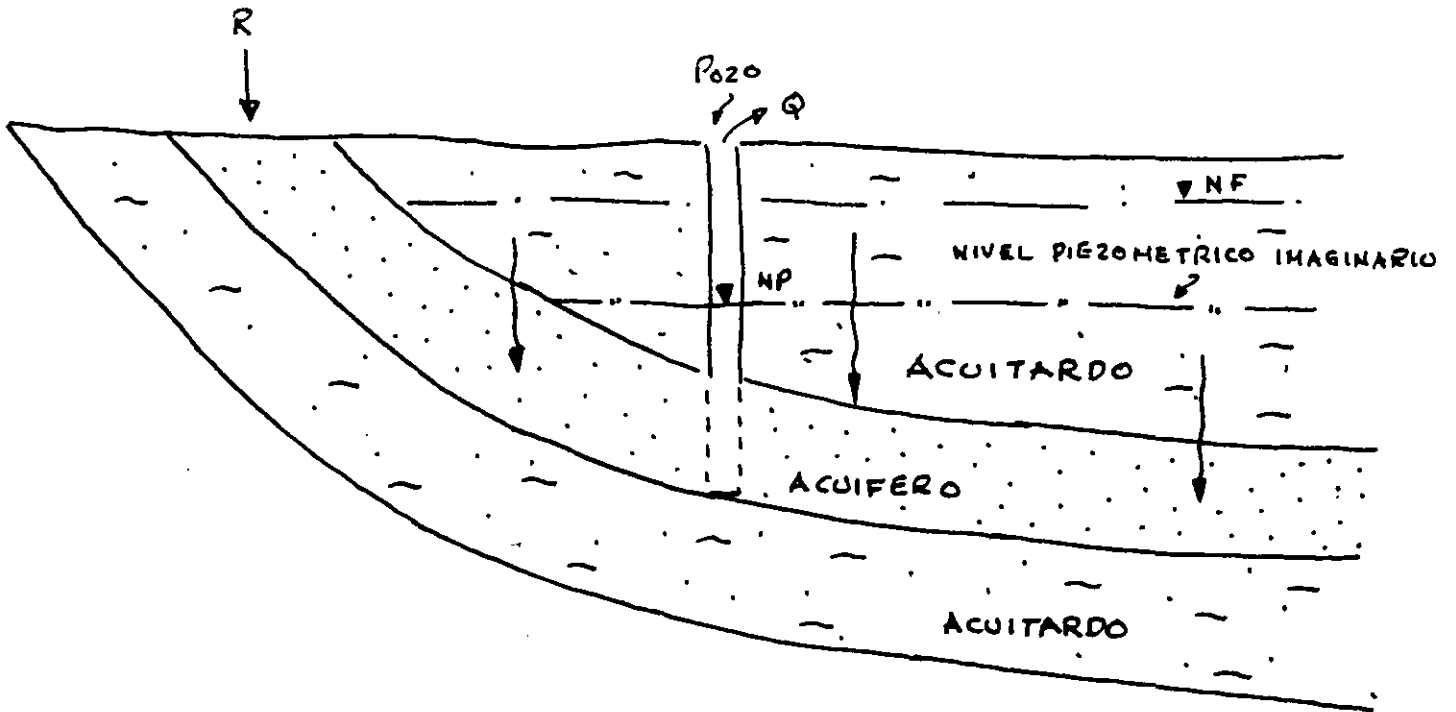
En las siguientes figuras se esquematizan los tipos de acuíferos descritos. En la primera figura se idealiza un estrato de rocas calizas confinado entre dos capas de lutitas. También se puede ver, que el acuífero confinado funciona como una tubería a presión, y que el acuífero libre como un canal.



Otra analogía para los acuíferos confinados además de las obras hidráulicas, es la de un vaso comunicante en donde se igualan las presiones de un líquido.



La siguiente figura muestra la configuración de un acuífero semiconfinado.



En la figura No. 14 se muestran los diagramas de los diferentes tipos de acuíferos.

# DIFERENTES TIPOS DE ACUIFEROS

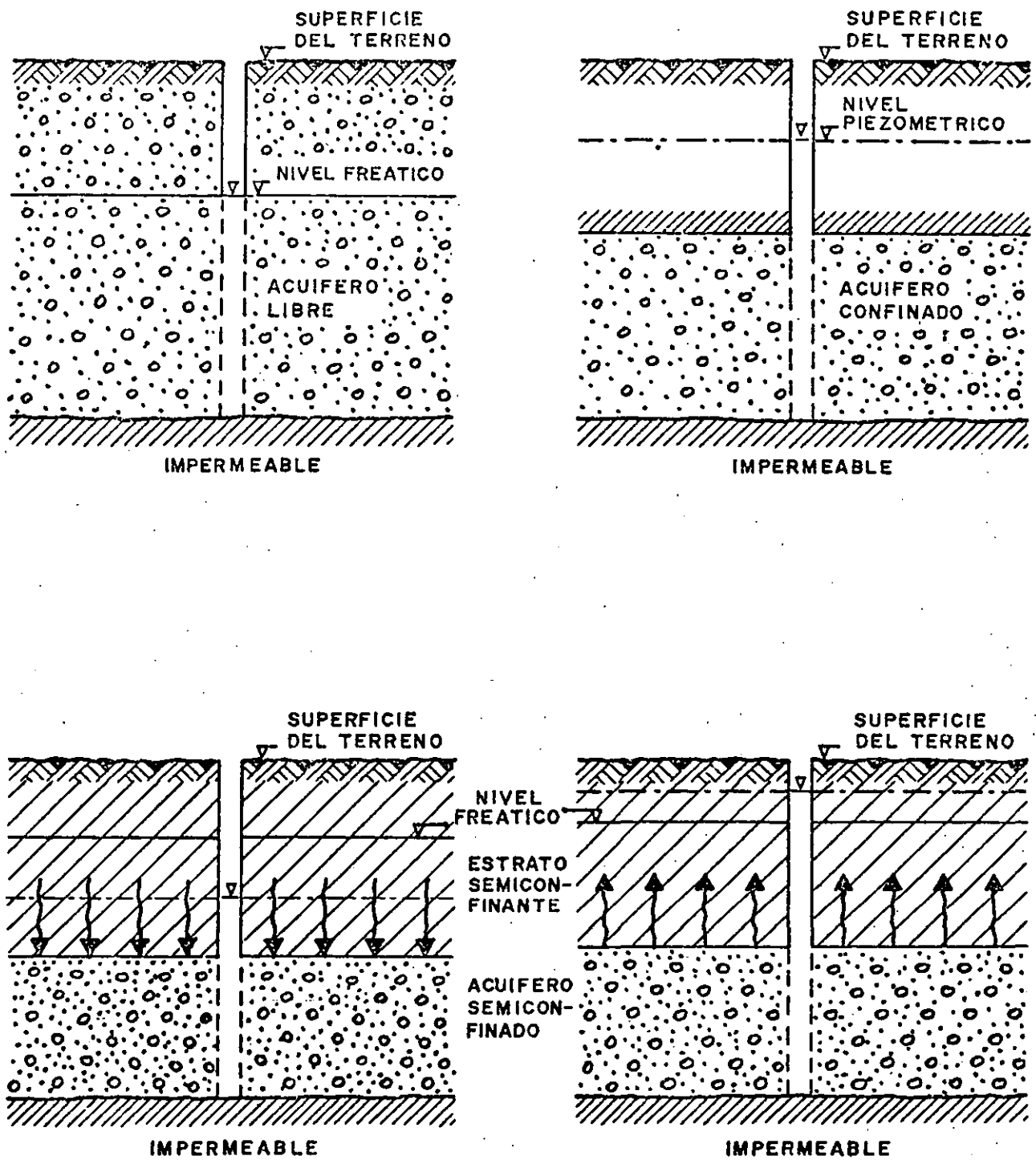
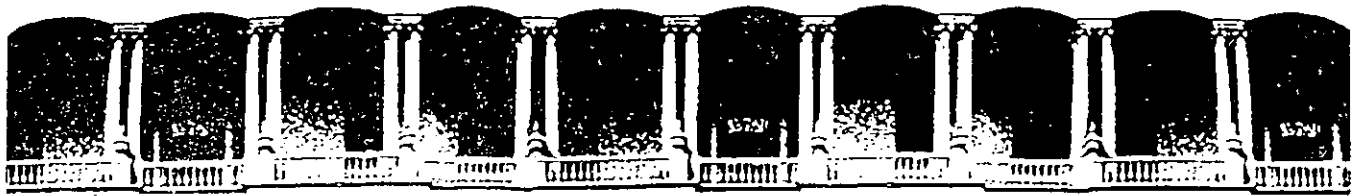


FIG. No. 14



## B I B L I O G R A F I A

- CHAVEZ GUILLEN R. Apuntes para el curso de evaluación del agua subterránea.  
Curso de Educación Continua. México.
- CUSTODIO EMILIO y LLAMAS RAMON. Hidrología Subterránea, Tomo I, 1976, Ediciones Omega, Barcelona.
- DAVIS STANLEY N. y DE WIEST ROGER J. M. Hidrología, 1979, Editorial Ariel. - Barcelona, España.
- PEREZ FRANCO D. Hidráulica Subterránea, 1982. Ed. Científico Técnico. La Habana, Cuba.



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

*CURSOS ABIERTOS*

*IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION  
DE ACUIFEROS*

*17 DE AGOSTO AL 11 DE SEPTIEMBRE DE 1992*

*PRINCIPIOS Y PROPIEDADES FISICAS DE ROCAS Y ACUIFEROS*

*ING. JAIME A. TINAJERO GONZALEZ*

*PALACIO DE MINERIA*

Palacio de Minería Calle de Tacuba 5 Primer piso Deleg. Cuauhtémoc 06000 México, D.F. Tel.: 521-40-20 Apdo. Postal M-2285

## PRINCIPIOS Y PROPIEDADES FISICAS DE ROCAS Y ACUIFEROS

### 1. Definición de Términos

A continuación se presentan algunas definiciones que son necesarias para entender la ocurrencia del agua subterránea así como para establecer el marco conceptual relativo a los diferentes temas que se exponen posteriormente.

**Porosidad** ( $n$ ) de una roca o de un suelo es su propiedad de contener intersticios o huecos y se define como la relación del volumen de huecos al volumen total de la muestra que los contienen y depende de un gran número de factores, tales como la naturaleza fisicoquímica del terreno, granulometría de sus componentes, grado de cementación o compactación de los mismos, efectos de disolución, meteorización, fisuración, etc. (fig. 5.1)

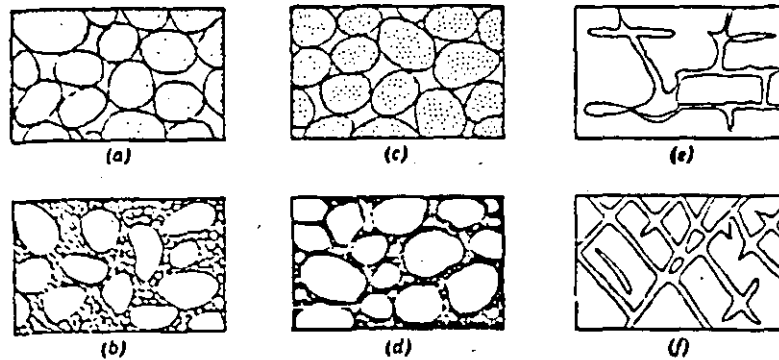


FIG. 5.1 — Distintos tipos de intersticios y relación entre la textura y la porosidad de las rocas. a) Depósito sedimentario de elementos de tamaño uniforme; porosidad alta. b) Depósito sedimentario constituido por elementos heterométricos; baja porosidad. c) Depósito homométrico de cantos rodados porosos; porosidad muy alta. d) Depósito sedimentario cuya porosidad ha disminuido por colmatación de los intersticios con materiales finos. e) Rocas cuya porosidad se debe a fenómenos de disolución. f) Rocas porosas por fracturación. (Meinzer, U. S. Geological Survey Water-Supply Paper, 459, 1932, fig. 1, p. 3.)

Se dice que un terreno está saturado cuando el volumen de sus huecos está totalmente lleno de agua. En este caso, la porosidad coincidirá prácticamente en el tanto por ciento del volumen de agua que contiene el terreno.

Contenido volumétrico de humedad.-

$$c = \frac{V_w}{V_o}$$

c = contenido volumétrico de humedad

V<sub>w</sub> = volumen de agua

V<sub>o</sub> = volumen total de la muestra

Rendimiento específico - Se obtiene del volumen de agua que, después de saturada la roca o suelo, escurre por gravedad, dividido entre el volumen de la muestra.

$$S_y = \frac{V_d}{V_o}$$

donde

S<sub>y</sub> = rendimiento específico

V<sub>d</sub> = volumen drenado por gravedad

V<sub>o</sub> = volumen total de la muestra

Con ayuda de otros términos que se definen más adelante, se dará una definición de mayor aplicación.

Retención específica.- Con respecto al anterior corresponde en forma complementaria a la relación del volumen de agua que, en una roca saturada, queda retenido contra la acción de la gravedad, entre el volumen de roca.

$$S_r = \frac{V_r}{V_o}$$

donde

$S_r$  = retención específica

$V_r$  = volumen retenido

$V_o$  = volumen total de la muestra

En relación a la porosidad y de acuerdo a las definiciones de Rendimiento específico ( $S_y$ ) y su complemento, la Retención específica ( $S_r$ ), se pueden establecer:

$$S_y + S_r = \frac{V_d}{V_o} + \frac{V_r}{V_o} = \frac{V_d + V_r}{V_o} = \frac{V_v}{V_o} = 1$$

Densidad.- Es la masa que corresponde a la unidad de volumen

$$\rho = \frac{m}{V_o}$$

donde

$\rho$  = densidad ( $ML^{-3}$  o  $FL^{-3}T^{-2}$ );  $ML^{-3}$  = en el sistema CGS, gramos masa por  $cm^3$

$m$  = masa (M)

$V_o$  = volumen total de la muestra ( $L^3$ )

Peso específico.- Es el peso de la unidad de volumen de un fluido

$$\gamma = \frac{W}{V_o}$$

$\gamma$  = peso específico ( $FL^{-3}$ )

$W$  = peso total de la muestra (F)

$V_o$  = volumen total de la muestra ( $L^3$ )

Se tienen las siguientes relaciones:

$$W = mg$$

m = masa

$$\gamma = \frac{mg}{V_o}$$

g = aceleración de la gravedad.

A continuación se presenta un cuadro con los rangos de porosidad y rendimiento específico de algunas rocas

ROCA	n (%)	Sy (%)
Arcilla	45 - 55	1 - 10
Arena	35 - 40	10 - 30
Grava	30 - 40	15 - 30
Arena y grava	20 - 35	15 - 25
Arenisca	10 - 20	5 - 15
Lutita	1 - 10	0.5 - 5
Caliza	1 - 10	0.5 - 5

A la presión que experimenta el agua en los intersticios de un medio poroso, se le llama presión de poro (fig. 5.3)

Presión total = presión de poro + presión intergranular

La presión intergranular es el esfuerzo en el esqueleto granular

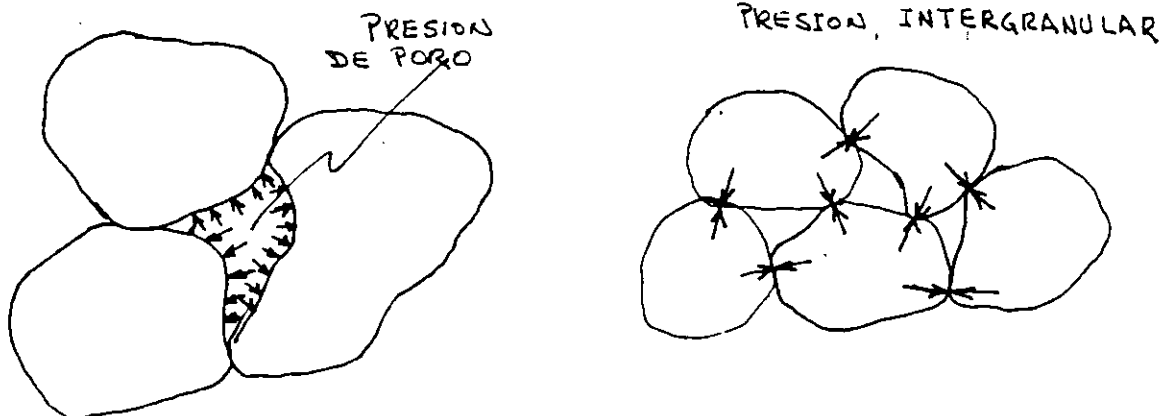


fig. 5.3 Presión de poro y presión intergranular

La presión de poro se puede medir con un piezómetro instalado como se muestra la figura 5.4 donde la acotación  $h_p$  se conoce como carga de presión y se mide a partir del punto en consideración.

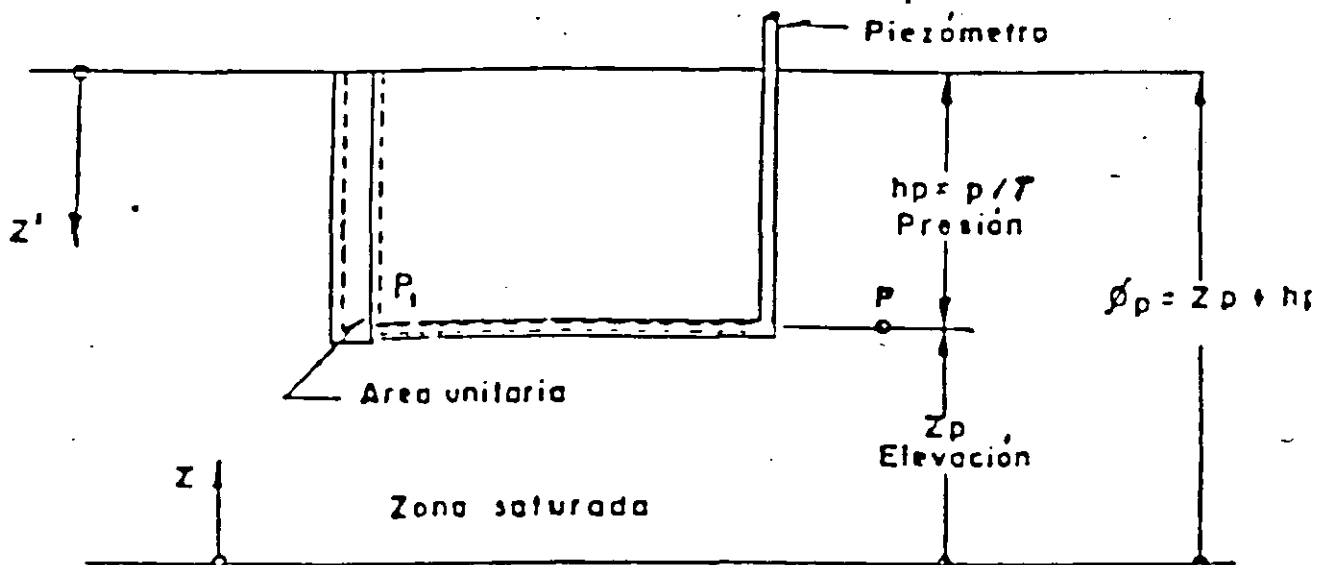


Fig. 5.4 Potencial piezométrico y la zona saturada

Tomando en cuenta la elevación  $z_p$ , denominada carga de posición medida con respecto a un plano de referencia se tiene:

$$\phi = h_p + z_p$$

donde

$\phi$  = elevación piezométrica

La carga de presión equivale a la presión manométrica que sumada a la presión atmosférica local da la presión absoluta, como se ilustra en la figura 5.5.

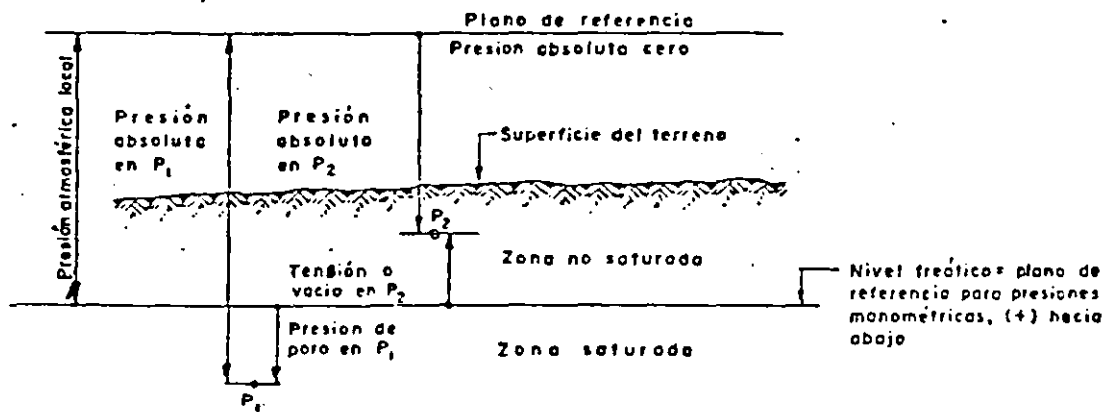


Fig. 5.5 Diferentes tipos de presión



Distribución del agua en el subsuelo (fig. 5.6)

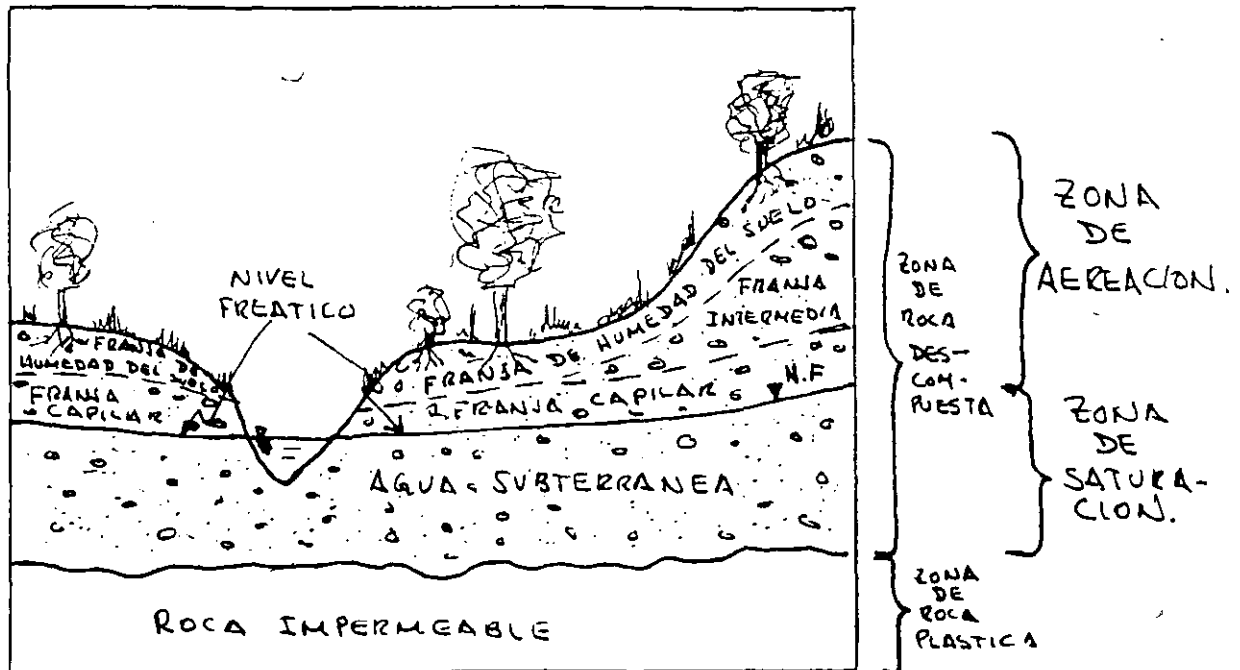


Fig 5.6

- En la zona saturada todos los huecos están idealmente llenos de agua.

- El nivel freático es la superficie que se encuentra a presión atmosférica y la franja capilar se define como la zona inmediata al nivel freático, encontrándose saturada bajo presión negativa, tensión o succión y tiene como límite superior a la superficie libre, por lo que ésta es el límite de la zona no saturada o zona de aireación que se encuentra a partir de la superficie del terreno, la cual se divide en tres franjas: de agua superficial o de humedad del suelo, intermedia y capilar (Fig. 5.6)

La franja capilar se puede determinar mediante el cilindro de suelo que se satura y se deja drenar por gravedad durante una semana, protegido contra la evaporación. Se mide el contenido volumétrico de humedad a distintas profundidades y se traza la curva mostrada en la figura 5.7.

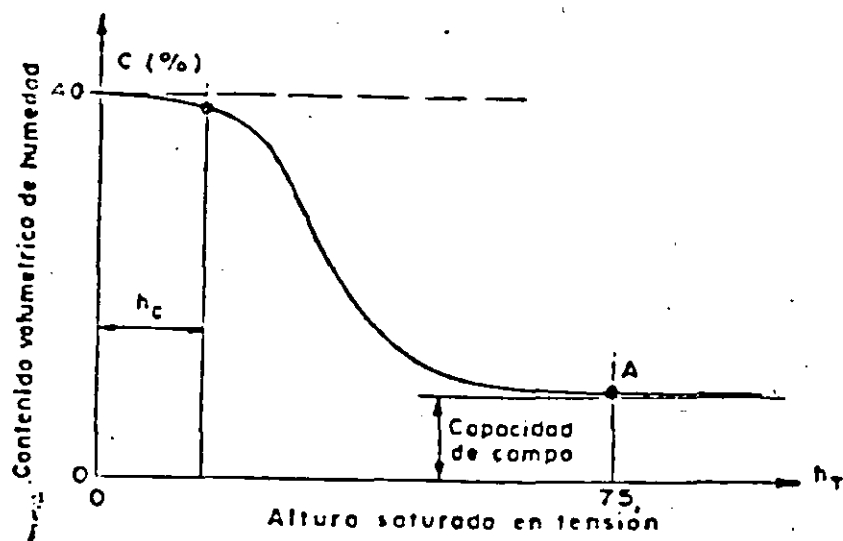


figura 5.7 Tensión de la humedad del suelo contra el contenido de humedad.

La curva de la figura 5.8 relaciona el grado de saturación / contenido de humedad de la arena con la altura a partir del nivel freático.

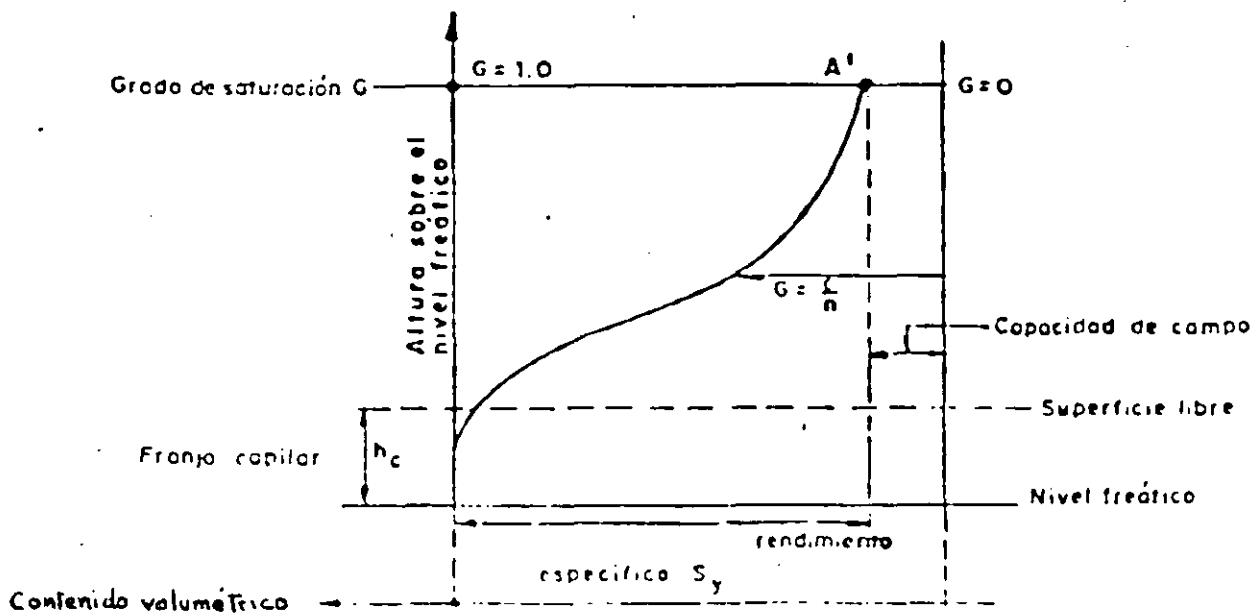


Fig. 5.8 Contenido de humedad del suelo y grado de saturación por arriba del nivel freático.

- El agua subsuperficial (Meinzer 1959) que se encuentra en los intersticios completamente saturados y que se mueve bajo la acción de la gravedad y de presiones hidrodinámicas, se denomina agua subterránea o gravitacional.
- Se llama agua vadosa la subsuperficial que se halla en la zona de aeración. Esta denominación ha adquirido varios sentidos por lo que aquí se utilizará en la forma descrita, incluyendo además:
  - Vapor de agua. Llena completamente los vacíos entre las partículas de suelo desplazándose a zonas de mayor a menor presión.
  - Agua higroscópica. Al contacto con el aire húmedo condensa en las partículas de suelo secas, las que absorben la humedad e incrementan el volumen de suelo.
  - Agua pelicular. Se retiene en las partículas de suelo por fuerzas moleculares de adherencia sin que pueda ser desplazada por fuerzas centrífugas con aceleraciones muy superiores a las de gravedad.
- Acuífero, es una formación geológica que permite la circulación y almacenamiento del agua, siendo factible su aprovechamiento en forma continua y económica.
- Acuitardo y/o acuícludo, formación geológica que aun cuando contiene agua, su permeabilidad es prácticamente nula y constituye una frontera. Dependiendo del contenido de material más permeable y bajo ciertas condiciones de presión, puede ceder el agua que contenga.
- Acuífugo, formación geológica impermeable que no contiene ni transmite agua subterránea.
- Acuífero no confinado o libre, es aquel donde el agua subterránea tiene una superficie libre abierta a la atmósfera que se denomina nivel freático.
- Acuífero artesiano es aquel donde el agua está confinada a presión por acuitardos, acuícludos o acuífugos suprayacentes. Los niveles piezométricos se encuentran sobre el límite superior o techo del acuífero. De esta manera se constituyen los acuíferos semiconfinados, según se de el caso de acuerdo a las definiciones anteriores.

Como se muestra en la figura 5.9 se puede tener un acuífero artesiano confinado o semiconfinado según esté limitado por un acuífugo o por un acuitardo respectivamente.

(a) Acuífero confinado

(b) Acuífero no confinado

Fig. 5.10 Definición del coeficiente de almacenamiento

En un acuífero libre, el coeficiente de almacenamiento (S) es igual al rendimiento específico (Sy), si el drenado es completo, de acuerdo a la definición que se dió con anterioridad.

Rangos aproximados para el coeficiente de almacenamiento (S).

	de	a
En acuíferos libres	0.02	0.30
En acuíferos artesianos	0.00001	0.001

El coeficiente de almacenamiento específico (Ss) es el volumen de agua que un acuífero cede o toma en almacenamiento por unidad de volumen (en planta), cuando la carga piezométrica se abate o se recupera una unidad.

$$S = Ss b; \quad b = \text{espesor del acuífero} \quad Ss = \frac{S}{b}$$

- El coeficiente de permeabilidad o permeabilidad (K), es una medida de la factibilidad que tiene el agua de moverse en acuíferos y acuitardos y se define como el caudal de agua que pasa a través de una sección de área unitaria bajo la carga producida por un gradiente hidráulico unitario a la temperatura ambiente. Sus unidades son de velocidad (L/T),

$$\text{caudal} \times \text{gradiente} \times \frac{1}{\text{superficie}} = (L / T) \times (L/L) \times (1/L^2) = L/T$$

por sus características depende fundamentalmente de un factor de forma C que toma en cuenta la disposición de los granos y el valor medio del tamaño de los mismos.

$$K = c d^2$$

- Conductividad hidráulica (k).- es un coeficiente relacionado con la permeabilidad (K) que depende de la naturaleza del medio y de las propiedades del fluido (densidad y viscosidad  $\mu$ ), por lo tanto, en su concepto, es el mismo de la permeabilidad afectado por la densidad y la viscosidad del agua.

- Gradiente hidráulico (i). Es la forma de expresar el movimiento del agua desde niveles de potencial altos a los más bajos, manifestando una pérdida de carga dentro de un tramo de acuífero recorrido (fig. 5.11), anotándose de la siguiente manera:

$$i = \frac{h_1 - h_2}{L}$$

en general:

$$i = \frac{dh}{dl}$$

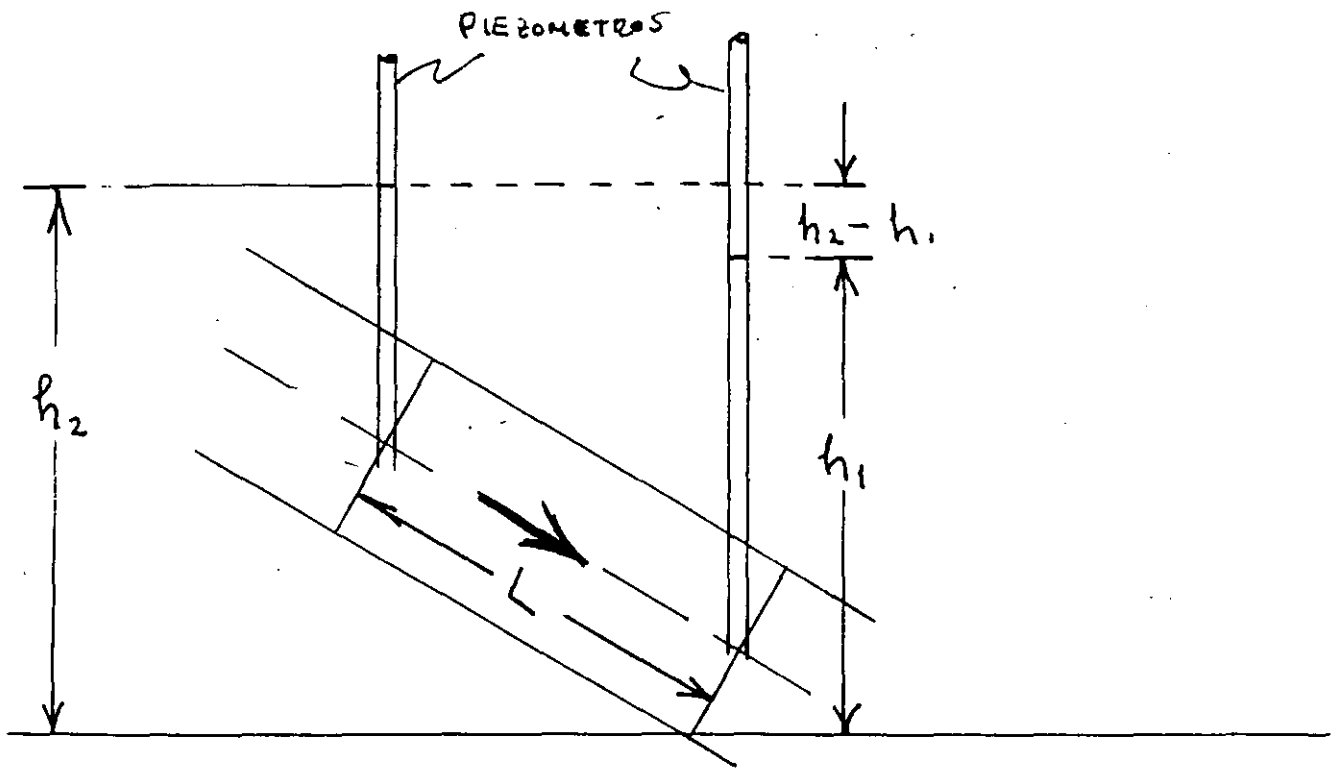


Fig. 5.11 Interpretación del gradiente hidráulico

El coeficiente de Transmisibilidad (T), es la capacidad del acuífero de transmitir agua a través de todo su espesor y se expresa como el producto de la permeabilidad (K), por el espesor saturado del acuífero (b).

$$T = K b$$

Se puede interpretar como el caudal a través de una franja vertical del acuífero de una unidad de ancho por el espesor saturado y bajo un gradiente unitario a la temperatura del agua reinante. fig. 5.12.

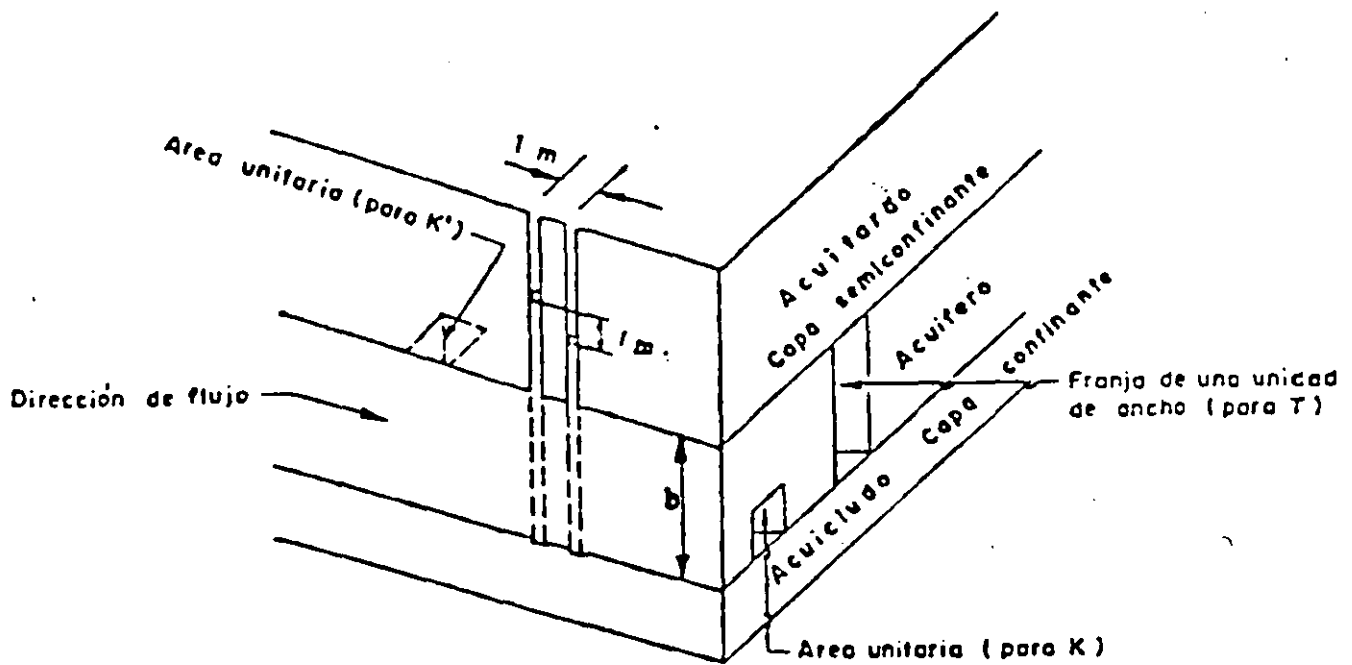


Fig. 5.12 Representación esquemática de los coeficientes de permeabilidad y transmisibilidad

El coeficiente de permeabilidad  $K'$  de un acuífero se define como el caudal vertical de agua a través de una sección horizontal de área unitaria bajo un gradiente vertical unitario.

**RED DE FLUJO.**— Cuando ya se cuenta con configuraciones de curvas de igual elevación al nivel estático, es posible determinar la red de flujo, en la cual se presenta la dirección que sigue el agua subterránea, las zonas de recarga y descarga, los gradientes hidráulicos, el comportamiento de las fronteras, los efectos de la explotación, etc.

Con la red de flujo trazada y considerando la ley de Darcy, puede hacerse una cuantificación de las caudales de flujo subterráneo. Normales a las curvas de igual elevación al nivel estático o equipotenciales, se presentan las líneas de corriente que son las trayectorias que sigue el agua subterránea. Se llama red de flujo a la malla formada por las líneas equipotenciales y las líneas de corriente (Fig. 5.13).

LEY DE DARCY (1856).- La Ley de Darcy establece que la velocidad de flujo a través de un medio poroso, es proporcional a la pérdida de carga e inversamente proporcional a la longitud de la trayectoria de flujo. Matemáticamente esta ley se expresa de la siguiente manera:

$$v = K ( h / L ) = K i \quad (1)$$

en la que  $v$  es la velocidad media de flujo,  $h$  es la pérdida de carga en la distancia  $L$ ,  $i$  es el gradiente hidráulico y  $K$  es el coeficiente de permeabilidad.

Con estos elementos podemos entonces cuantificar al caudal de flujo que circula a través de una sección limitada por dos líneas equipotenciales y dos líneas de corriente. Considerando la Ley de continuidad y la Ley de Darcy tenemos:

$$Q = A v = A K ( h / L ) \quad (2)$$

en la que  $A$  es el área transversal al flujo. Utilizando el concepto de transmisibilidad, expresado como el coeficiente de permeabilidad multiplicado por el espesor del acuífero ( $T = K b$ ), obtenemos:

$$Q = T B ( h / L ) = T B i \quad (2')$$

en la que  $T$  es la transmisibilidad y  $B$  es el ancho medio del canal de flujo. (Fig. 5.13)



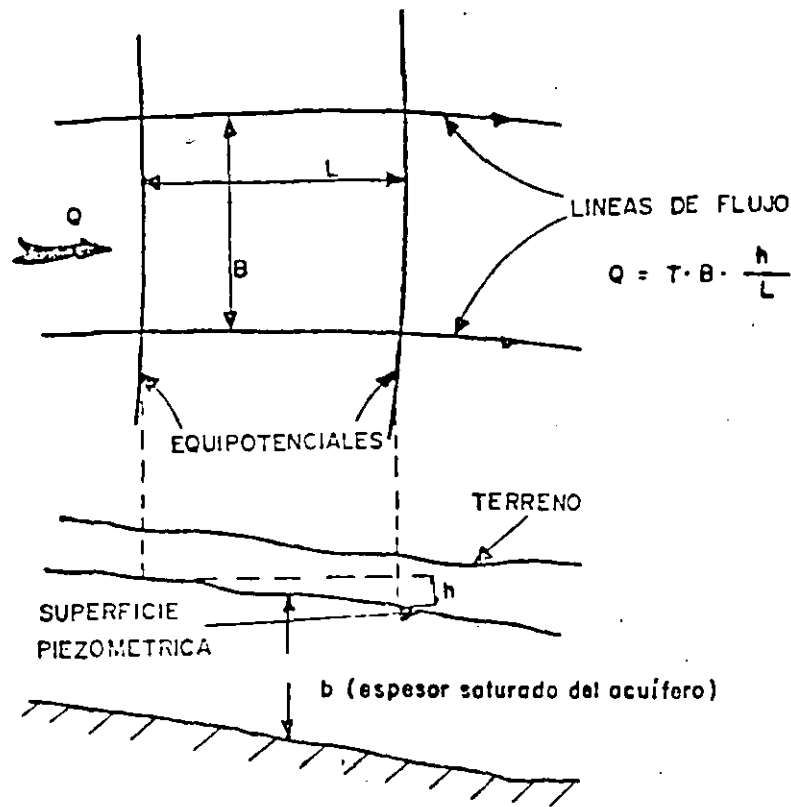


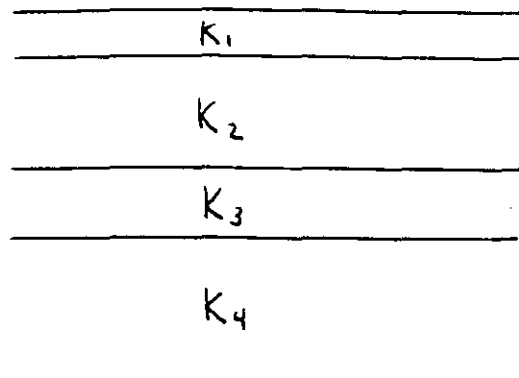
Fig. 5.13 Relación entre las redes de flujo y la determinación del caudal de agua subterránea que pasa por un canal determinado en función de las leyes de continuidad y de Darcy.

### Heterogeneidad y anisotropía de la conductividad hidráulica.

Los valores de la conductividad hidráulica, generalmente muestran variaciones dentro del espacio de las formaciones geológicas, esta propiedad se denomina heterogeneidad. Asimismo, se dan cambios en la dirección de medición de cualquier punto dado de las formaciones, denominándose a esta característica anisotropía. En caso de que no se den estas, se habla de homogeneidad e isotropía.

### Homogeneidad y heterogeneidad.

Si la conductividad hidráulica  $K$  es independiente de la posición dentro de la formación geológica, esta se dice que es homogénea en tanto, si  $K$  depende de su posición la formación es heterogénea. Si se ubica un sistema de coordenadas  $x, y, z$  en una formación homogénea,  $K(x, y, z) = C$ , en donde  $C$  es constante, mientras que en una formación heterogénea,  $K(x, y, z) \neq C$  (Fig. 5.14)



heterogeneidad estratificada

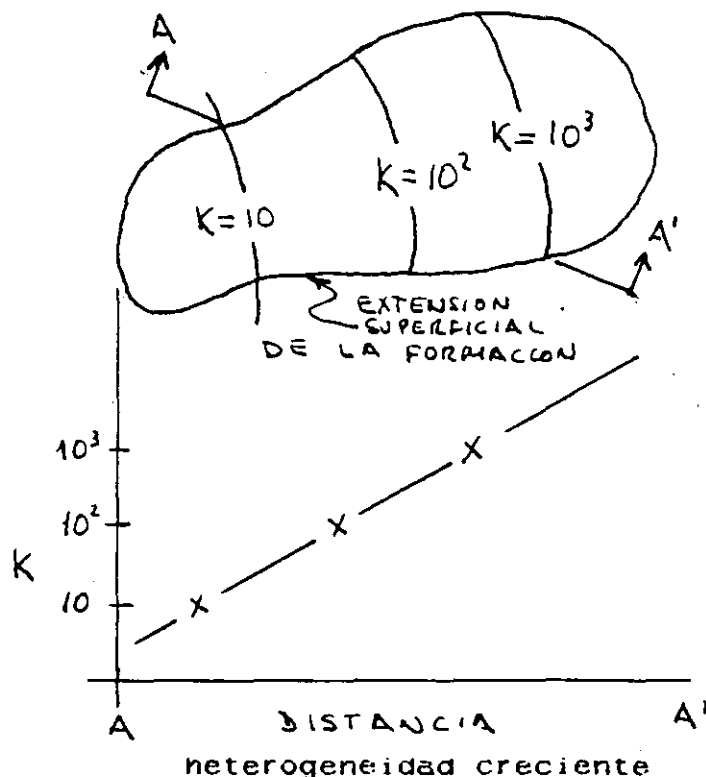


fig 5.14

### Isotropía y anisotropía

Si la conductividad hidráulica  $K$  es independiente de la dirección en que se mida en un punto dado de la formación geológica, ésta es isotrópica en ese punto, por el contrario, si varia, la formación es anisotrópica.

Considerando una sección vertical bidimensional en una formación geológica anisotrópica, en la cual el ángulo  $\theta$  entre la horizontal y la dirección de medición de un valor  $K$  en algún punto se toma, entonces  $K = K(\theta)$ . Las direcciones en el espacio correspondiente al ángulo  $\theta$  en las cuales  $K$  permita sus valores máximo y mínimo se conocen como las direcciones principales de anisotropía y regularmente son perpendiculares una de otra.

Si un sistema de coordenadas  $x, y, z$ , se coloca de tal manera que sus ejes coinciden con las direcciones principales de anisotropía, los valores de la conductividad hidráulica en esas direcciones se especificarían por  $K_x, K_y, K_z$ , y en cualquier punto  $(x, y, z)$  una formación isotrópica tendría  $K_x = K_y = K_z$ , mientras que una anisotrópica sería  $K_x \neq K_y \neq K_z$ . Si  $K_x = K_y \neq K_z$ , como es común en los estratos de depósitos sedimentarios, se dice que la formación es transversalmente isotrópica.

Para describir totalmente la naturaleza de la conductividad hidráulica en una formación geológica, es necesario usar dos adjetivos, uno relacionado a la heterogeneidad y el otro a la anisotropía. Por ejemplo, para un sistema de dos dimensiones homogéneo e isotropo:  $K_x(x,z) = K_z(x,z) = C$  para cualquier posición en  $(x,z)$ , en donde  $C$  es constante. Para un sistema homogéneo y anisótropo,  $K_x(x,z) = C_1$  y  $K_z(x,z) = C_2$  en cualquier punto  $(x,z)$ , pero  $C_1 \neq C_2$ . Las cuatro combinaciones posibles para esta tipo de sistema se muestra en la fig. 5.15

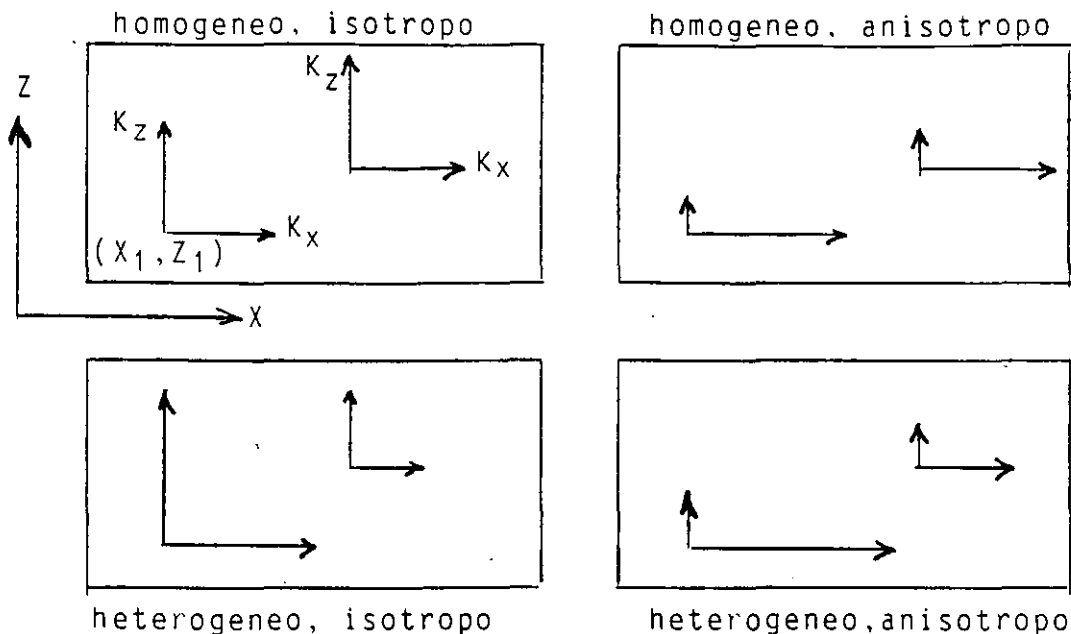
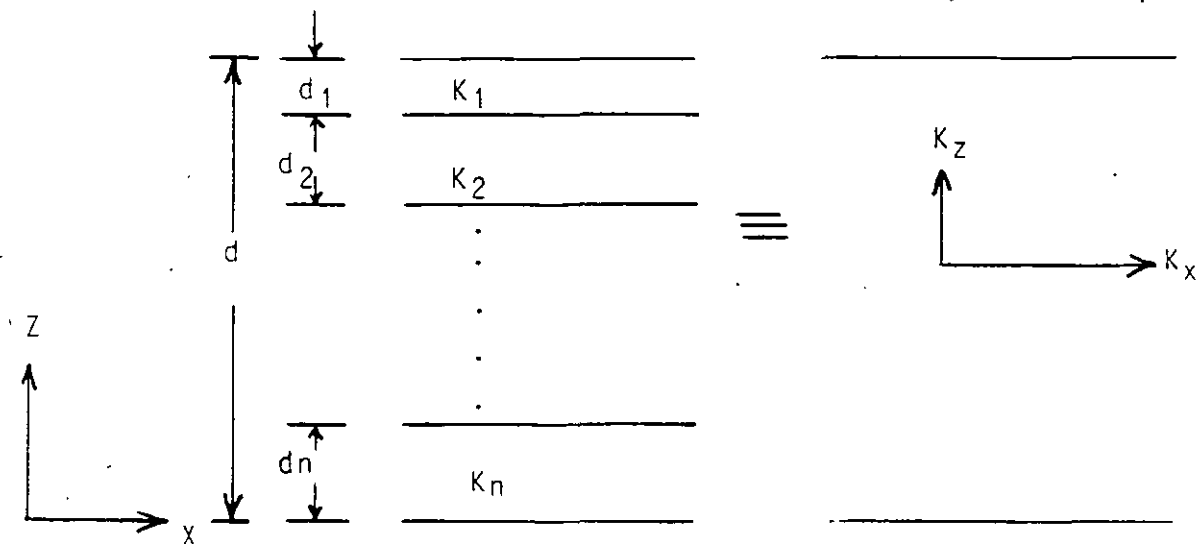


Fig. 5.15 Combinaciones de homogeneidad, heterogeneidad, isotropía y anisotropía, posibles en un sistema bidimensional.

Relacion entre heterogeneidad estratificada y anisotropica





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

*CURSOS ABIERTOS*

*IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION  
DE ACUIFEROS*

*17 DE AGOSTO AL 11 DE SEPTIEMBRE DE 1992*

*FUNDAMENTOS DE HIDROLOGIA SUPERFICIAL*

*ING. JAIME A. TINAJERO GONZALEZ*

**PALACIO DE MINERIA**

Palacio de Minería Calle de Tacuba 5 Primer piso Deleg. Cuauhtémoc 06000 México, D.F. Tel.: 521-40-20 Apdo. Postal M-2285

FUNDAMENTOS DE HIDROLOGIA SUPERFICIAL.

Ing. Jaime A. Tinajero González.

1.- Hidrología

La hidrología es una ciencia que estudia la ocurrencia, distribución, movimiento y propiedades de toda el agua que se encuentra en la tierra y sus relaciones con el medio ambiente y que se encuentra estrechamente relacionada con áreas tales como la geología, climatología, meteorología y oceanografía.

1.1 Breve historia respecto a su desarrollo

Los antiguos filósofos centraron su atención en la naturaleza de los procesos involucrados en la generación de los flujos superficiales y otros fenómenos relacionados al origen y ocurrencia del agua en varios de los estados en perpetuo ciclo del agua, entendiéndolo desde su proveniencia del mar a la atmósfera, de ésta a la tierra y regresando nuevamente al mar. Como resultado de especulaciones posteriores, se detectaron ciertas fallas en esa concepción. Homero, por ejemplo, creía en la existencia de grandes depósitos subterráneos que abastecían a los ríos, mares, manantiales y pozos profundos, detectando en los acueductos griegos la dependencia del flujo tanto en lo relativo a la sección transversal como en la velocidad; este conocimiento pasó posteriormente a los romanos y la relación apropiada entre área, velocidad y caudal de flujo permaneció desconocida hasta que Leonardo Da Vinci la descubrió durante el Renacimiento Italiano.

Durante el primer siglo antes de Cristo, Marcus Vitruvius, en el vol. 8 de su tratado "De Architectura Libri Decum" (principal manual de ingeniería durante la Edad Media), estableció una teoría generalmente considerada como predecesora del concepto actual del ciclo hidrológico. Él hacía la hipótesis de que la lluvia y la nieve caían en las áreas montañosas, generaban la infiltración a través de la superficie de la tierra y posteriormente aparecía en los valles como corrientes y manantiales.

## 1.2 El ciclo hidrológico.

El ciclo hidrológico es un proceso continuo mediante el cual el agua es transportada desde los océanos a la atmósfera, de ésta a la tierra y posteriormente regresada al mar, teniendo lugar durante el proceso múltiples subciclos, tales como la evaporación del agua desde la parte continental y su precipitación subsiguiente sobre la tierra para regresar a los océanos. La fuerza motora del sistema global para el transporte del agua la proporciona el sol, el cual provee la energía requerida para que tenga lugar la evaporación. Nótese que la calidad del agua también cambia durante las diferentes etapas del ciclo; por ejemplo, el agua de mar se transforma en agua dulce mediante la evaporación.

El ciclo integral del agua es global en la naturaleza y los problemas en esta materia, a nivel mundial requieren de estudios en escalas regionales, nacionales, internacionales y continentales. El significado práctico de lo anterior es el hecho de que el abastecimiento total de agua dulce existente en la tierra es limitado y muy pequeño en comparación con el agua salada contenida en los océanos.

### 1.3 El balance hidrológico.

Dado que la cantidad total de agua disponible en la tierra es finito e indestructible, el sistema hidrológico global puede considerarse como dentro de un entorno cerrado. Los subsistemas hidrológicos son abundantes y generalmente son los que estudian los hidrólogos. Para cualquier sistema se puede desarrollar un balance hidrológico determinándose cada uno de sus componentes.

Para ilustrar, considérese en forma simple un sistema restringido como el de la fig. 1.1

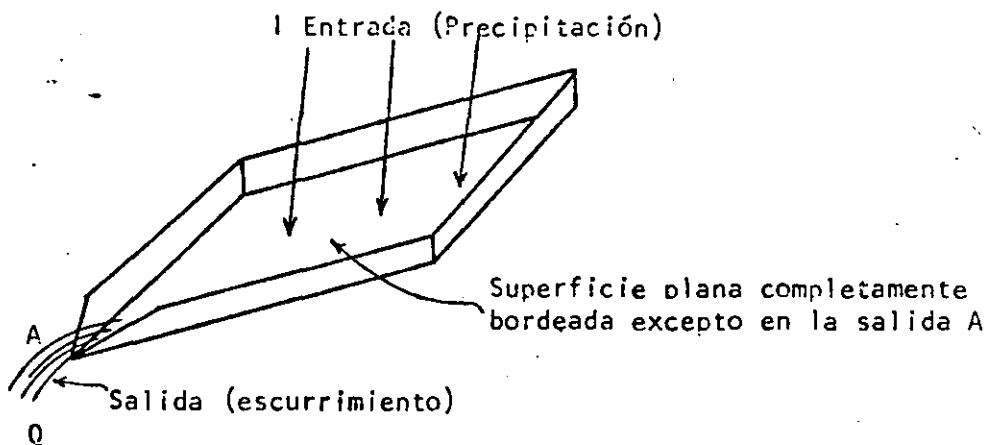


Fig. 1.1 MODELO DE SISTEMA HIDROLOGICO SIMPLE

Considérese una superficie lisa e inclinada completamente impermeable (el agua no puede ser infiltrada a través de la superficie), confinada en sus cuatro lados y con una salida en la esquina A. Considerando que ésta superficie es completamente lisa, no existirán depresiones en las cuales el agua pueda almacenarse. Si una entrada por lluvia se aplica, una salida o drenaje, denominado escurrimiento superficial, se desarrollará y tenderá a salir por A. El balance

hidrológico para éste sistema puede representarse por la siguiente ecuación diferencial:

$$I - Q = \frac{ds}{dt} \quad (1)$$

en donde: I = entradas por unidad de tiempo

Q = salidas por unidad de tiempo

$ds/dt$  = cambio en el almacenamiento dentro del sistema por unidad de tiempo.

Hasta que no se acumule una mínima capa de agua en la superficie, las salidas no pueden ocurrir, pero como las tormentas se intensifican, la capa retenida en la superficie (retención superficial) se incrementa. Al cese de la entrada de agua, el agua tenderá a salir fuera del sistema según la capacidad de desfogue. Para el ejemplo citado, todas las entradas tenderán a salir, despreciándose las pequeñas cantidades retenidas en la superficie por fuerzas moleculares de cohesión y cualquier evaporación que tuviera lugar durante el período de entradas y salidas. Esta ilustración elemental podría sugerir que cualquier sistema hidrológico puede ser descrito en forma similar mediante un balance hidrológico si se planteara la disposición de entradas al sistema y los cambios en el almacenamiento. La simplicidad de la ecuación de balance resulta engañosa ya que como se verá después, los términos de la ecuación podrían no ser los adecuados o fáciles de cuantificar.

Una versión más generalizada del balance hidrológico explicará las diferentes componentes del ciclo hidrológico y proporcionar técnicas de solución de problemas para regiones hidrológicas, las cuales pueden definirse topográficamente, limitarlas políticamente o especificarlas arbitrariamente.



Un valle o cuenca del drenaje está topográficamente definida como área drenada por un río/corriente o sistema de ríos/corrientes conectados de tal manera que todo el flujo es descargado a través de una sola salida. En general los estudios en cuanto a recursos hidráulicos, siempre han sido realizados en valles o cuencas de drenaje, debido a que de esa manera se simplifica la aplicación del balance hidráulico. Teóricamente, tal procedimiento es posible aplicarlo en cualquier tipo de región, sin embargo, la disponibilidad de información y el grado de refinamiento de los métodos analíticos determinarán la factibilidad de llevarlos a cabo desde un punto de vista práctico.

Para demostrar la naturaleza de un balance hidrológico generalizado se hará uso de las figuras 1.2, 1.3 y 1.4. La Figura 1.2 es un modelo conceptual del ciclo hidrológico. La precipitación en forma de lluvia, nieve y demás proviene del vapor de agua atmosférico y constituye la entrada primaria. Algo de la lluvia puede ser interceptada por árboles, pasto, otro tipo de vegetación y objetos estructurales, siendo eventualmente devuelta a la atmósfera por evaporación. Una vez que el agua alcanza el suelo, parte de ella llenará las depresiones topográficas (dando lugar a un almacenamiento), parte puede penetrar en el suelo (infiltración) para satisfacer su deficiencia de humedad y alimentar a las reservas subterráneas; el resto del agua formará el escurrimiento superficial, esto es, fluirá sobre la superficie de la tierra definiendo canales tales como las corrientes. Los diagramas de flujo de la fig. 1.3 muestran la disposición relativa a la infiltración, almacenamiento de depresión y escurrimiento superficial.

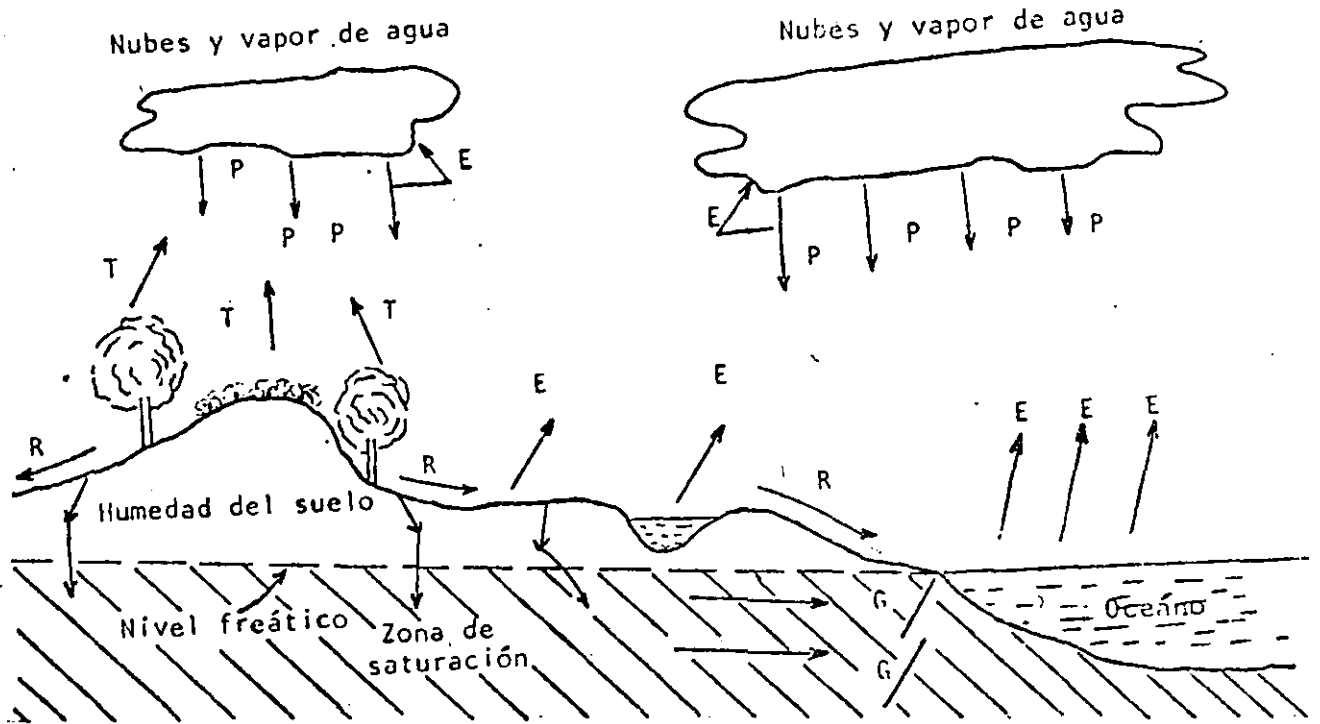


Fig. 1.2 El ciclo hidrológico. Leyenda: T, Transpiración; E, evaporación; P, precipitación; R, escurrimiento superficial; G, flujo de agua subterránea; I, infiltración.

El agua que entra al suelo puede seguir varias trayectorias, algo puede ser directamente evaporado si se mantiene una adecuada transferencia entre el suelo y la superficie. Esto puede ocurrir fácilmente en aquellos sitios en donde la superficie del agua subterránea (superficie de agua libre) está dentro de los límites de transporte por capilaridad hacia la superficie del suelo y después - - abastecer a los almacenamientos de agua subterránea los cuales mantienen a las corrientes durante las épocas de estiaje. Importantes cantidades de agua subterránea se encuentran fluyendo en forma vertical antes de que lleguen a la zona saturada, después de lo cual pueden ser transportadas distancias considerables antes de ser descargadas. El movimiento del agua subterránea está sujeto, por supuesto, a restricciones físicas y geológicas.

El agua almacenada en las depresiones podrá eventualmente evaporarse o infiltrar

se. El escurrimiento superficial empieza por formar canales menores (arroyuelos, arroyos y corrientes similares), fluye a corrientes mayores y ríos y finalmente llega al océano. A lo largo de una corriente, procesos de evaporación e infiltración pueden tener lugar.

De lo expuesto se puede observar que aún cuando el ciclo hidrológico es simple en concepto, en la realidad resulta bastante complejo. Las trayectorias que toman las partículas de agua precipitadas en cualquier área son numerosas y variadas antes de que retornen al mar, pudiendo transcurrir una escala de tiempo que va desde segundos, minutos, días o años.

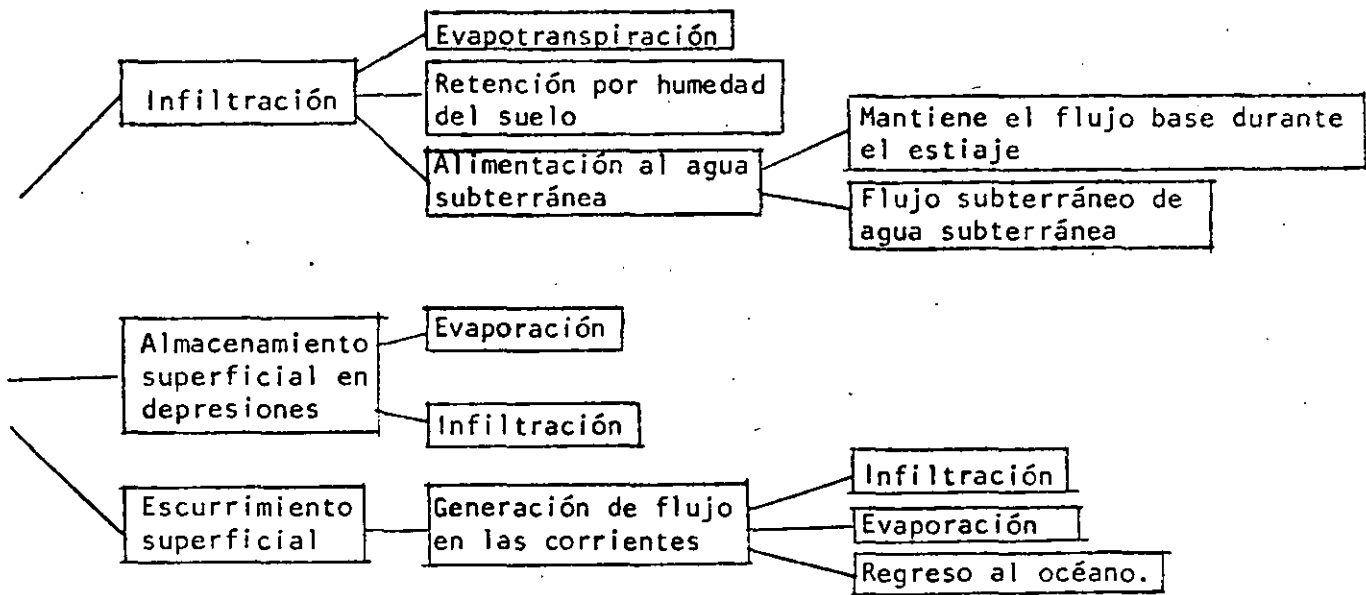


Fig. 1.3 Diagramas de flujo indicando la disposición de la infiltración, almacenamiento y escurrimiento superficial.

Una ecuación hidrológica general puede desarrollarse en base a los conceptos -- ilustrados en las figs. 1.2 y 1.3. La figura 1.4 una versión más abstracta que la -- figura 1.2 representa esquemáticamente el ciclo hidrológico de una región y sirve para un propósito útil, ya que fácilmente se puede traducir en términos mate

máticos. Las variables hidrológicas  $P$ ,  $E$ ,  $T$ ,  $R$ ,  $G$  e  $I$  son las que se definen en la fig.1.2. Los subíndices  $s$  y  $g$  se agregan para denotar vectores originados por encima y debajo de la superficie terrestre respectivamente. Por ejemplo,  $R_g$  significa flujo de agua subterránea que es efluente a una corriente superficial, y  $E_s$  representa la evaporación que tiene lugar en los cuerpos de agua libres o de otras áreas de almacenamiento superficial. La letra  $S$  se emplea para el almacenamiento. La región considerada, especificada como  $A$ , tiene como frontera inferior la profundidad en la cual no es posible encontrar agua y la frontera superior es la superficie de la tierra. Las fronteras verticales son arbitrarias dejándose como proyecciones de la periferia de la región. Recordando de la ec. 1 en la que el balance de agua es un equilibrio entre entradas, salidas y cambios en el almacenamiento, entonces la fig.1.4 podrá representarse mediante términos matemáticos cuyos valores están dados en unidades de volumen por unidad de tiempo:

1. Balance hidrológico superficial

$$P + R_1 - R_2 + R_g - E_s - T_s - I = \Delta S_s \quad (2)$$

2. Balance hidrológico subterráneo

$$I + G_1 - G_2 - R_g - E_g - T_g = \Delta S_g \quad (3)$$

3. Balance hidrológico integrado (suma de las ec. 2 y 3)

$$P - (R_2 - R_1) - (E_s + E_g) - (T_s + T_g) - (G_2 - G_1) \quad (4)$$

$$= \Delta (S_s + S_g)$$

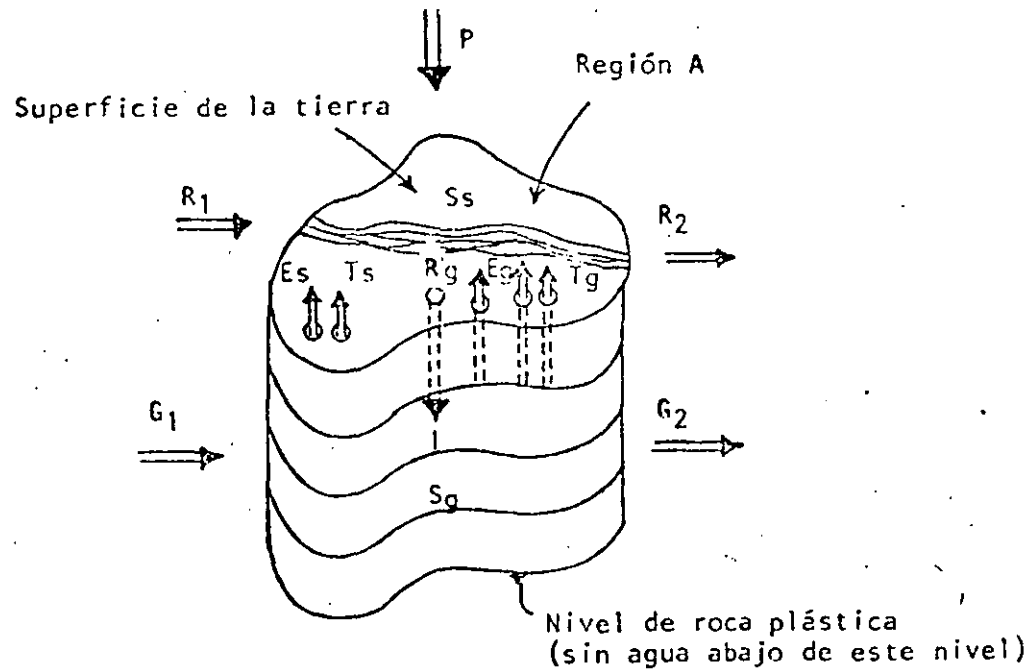


Fig. 1.4 Diagrama esquemático del ciclo hidrológico de una región.

Si los subíndices son eliminados de la ec. 4 de tal manera que las letras se referan a la precipitación total y a los valores netos del flujo superficial, -- flujo subterráneo, evaporación, transpiración y almacenamiento, el balance hidro lógico para una región puede escribirse simplemente como:

$$P - R - G - E - T = \Delta S \quad (5)$$

esta es la ecuación básica en hidrología, la cual para el sistema hidrológico simplificado de la fig. 1.1 resultaría como:

$$P - R = \Delta S \quad (6)$$

ya que según las hipótesis adoptadas para dicho modelo, harían que G, E y T no se apliquen. La ec. 6 es básicamente la misma que la diferencial de la ec. 1. La ec. general es aplicable a ejercicios de cualquier grado de complejidad, --

siendo básica para la solución de todos los problemas hidrológicos.

#### 1.4 Aplicación de la ecuación hidrológica.

El principal problema para resolver casos prácticos está en la dificultad de realizar mediciones adecuadas para estimar los diferentes términos de la ecuación. Para estudios locales es factible obtener estimaciones confiables, pero a escalas mayores las cuantificaciones generalmente son gruesas. La precipitación se mide mediante pluviómetros o pluviógrafos localizados en toda el área, los flujos superficiales pueden medirse usando varios dispositivos tales como vertedores, canales, molinetes y escalas localizadas en los ríos y corrientes del área. Bajo buenas condiciones esas mediciones tienen una confiabilidad del orden del 95%, pero al realizarse para zonas extensas se disminuye su aplicabilidad al requerirse la extrapolación de valores. La humedad del suelo se puede medir con sondas de neutrones o por métodos gravimétricos; la infiltración se determina localmente mediante infiltrómetros. Estimaciones regionales de la humedad del suelo y de la infiltración, siempre resultan mucho muy gruesas. El almacenamiento y la cantidad de flujo del agua subterránea usualmente son difíciles de determinar si no se cuenta con información suficiente y segura disponible; el conocimiento de la geología de una región es esencial y constituye la llave para obtener resultados confiables. La determinación de los volúmenes de agua evaporada y transpirada son también extremadamente difíciles de cuantificar considerando la situación actual de desarrollo de los métodos existentes. La mayoría de las estimaciones de evapotranspiración se obtienen por el uso de evaporímetros, balances de energía, métodos de transferencia de masas y relaciones empíricas. La dificultad inherente en el análisis de grandes cuencas consiste en que los procesos de evapo-

ración, transpiración y movimiento del agua subterránea son altamente heterogéneos.

La ecuación hidrológica es una herramienta útil debiéndose entender que es posible emplearla de diversas formas para estimar la magnitud y tiempo de distribución de las variables hidrológicas, aún cuando en ocasiones requerirá de simplificaciones que de acuerdo a las condiciones de la zona puedan ser hechas, interviniendo en gran medida el criterio y experiencia del hidrólogo que las aplique.

Ejemplo:

En un año dado, una cuenca de 25 889 Km<sup>2</sup>, recibe 508 mm de precipitación. El caudal medio anual en el río que drena el área se calculó en 170 m<sup>3</sup>/seg. Haga una estimación gruesa de los volúmenes de agua evaporada y transpirada en la región durante el año de registro.

Solución:

De acuerdo a la ecuación hidrológica básica  $P - R - G - E - T = \Delta S$  (5)

y dado que la evaporación y la transpiración pueden combinarse

$$ET = P - R - G - \Delta S \quad (7)$$

el término ET es la incógnita a despejar y P y R son datos. La ecuación entonces tiene 5 variables y tres incógnitas y no puede resolverse sin información adicional, requiriéndose hacer algunas consideraciones, primero, dado que el área es bastante extensa, se puede considerar que el parteaguas del agua subterránea sigue al superficial, en este caso la componente G puede considerarse cero e incluirse como Rg (escurrimiento sostenido por el acuífero), el cual estaría contabilizado en el caudal de escurrimiento del río; estas consideraciones

generalmente no son válidas en áreas pequeñas y deben por lo tanto ser usadas cuidadosamente. También se puede suponer que  $\Delta S = 0$ , ésto implica que el almacenamiento del agua subterránea no hubiera cambiado durante el año. Durante períodos cortos esta consideración puede ser muy inexacta, aún para aquellas regiones en que el proceso hidrológico esté bien determinado y exista un balance entre las extracciones y los potenciales de recarga.

En zonas áridas en donde el agua subterránea esté siendo minada ( $\Delta S$  continuamente negativa por los abatimientos), la consideración hecha siempre sería inexacta; sin embargo aquí se tomará como buena para propósitos de ilustración del ejemplo y se puede justificar diciendo que de acuerdo al registro histórico de los niveles del agua subterránea en el área no denotan modificaciones en el volumen almacenado. La hidrología no es una ciencia exacta y consideraciones bien fundamentadas mediante un conocimiento adecuado de las condiciones de las zonas de estudio, siempre se requerirán para resolver los problemas.

Utilizando las simplificaciones planteadas el problema resuelto a través de la ecuación básica se reducirá a que:

$$ET = P - R$$

la cual puede resolverse directamente, primero cambiano las unidades de R y P a unidades compatibles

$$P = 25\ 889 \times 10^6 \text{ (m}^2\text{)} \times 0.508 \text{ (m)} = 13\ 152 \times 10^6 \text{ m}^3$$

$$R = 170 \text{ (m}^3\text{/seg)} \times 31.5 \times 10^6 \text{ (seg)} = 5\ 355 \times 10^6 \text{ m}^3$$

$$1 \text{ año} = 31.5 \times 10^6 \text{ seg}$$

$$ET = P - R = 7\ 797 \times 10^6 \text{ m}^3 = 301 \text{ mm/año}$$



### 1.5 Características de las curvas de recesión o decaimiento

El término recesión se refiere al descenso natural por drenaje en un sistema en respuesta a la ausencia de una alimentación y se sabe de experiencias que sigue una ley de decaimiento exponencial. Sus aplicaciones en hidrología subterránea generalmente tiene relación con las características de recesión tomadas de los hidrogramas de las corrientes (el componente del flujo base) y la tendencia al abatimiento de los niveles del agua en pozos o la descarga de manantiales en ausencia de recarga. Las características de recesión también se han encontrado de utilidad en estudios empíricos en los cuales se pretende relacionar la geología de una cuenca con los parámetros de los escurrimientos.

Los componentes del flujo base de las corrientes, representan la captación de agua subterránea a partir de su almacenamiento, denominándosele recesión del agua subterránea. Sin embargo, ya que el flujo base generalmente es estudiado mediante el análisis de los hidrogramas de las corrientes, tres subsistemas del ciclo hidrológico se encuentran involucrados: 1) El subsistema del escurrimiento superficial directo 2) El subsistema de la componente del suelo y 3) El subsistema del agua subterránea. Lo anterior se correlaciona con el hecho de que el flujo en las corrientes consiste de tres componentes que reflejan 3 formas diferentes de recibir agua (Barnes, 1939, Meyer, 1940): 1) Escurrimiento superficial, el cual consiste de agua que fluye sobre la superficie del terreno, 2) Interflujo, que consiste del agua que fluye parcialmente en forma subterránea, pero que no constituye parte del cuerpo principal de agua subterránea y 3) Flujo base, el cual es una descarga natural de agua subterránea. El problema que se presenta a los hidrólogos es entonces separar, en el hidrograma de la corriente, sus diferentes componentes e interpretar la del flujo base. Los componentes de un hidrograma típico y la fuente y magnitud de la

correspondiente al flujo base se muestran esquemáticamente en la fig. 1.5.

Barnes (1939) sugirió que la recesión de cada uno de los componentes de un hidrograma típico, puede ser aproximado con una ecuación empírica de recesión de la forma:

$$Q_t = Q_0 K_r^t \quad (8)$$

en donde  $Q_0$  es la descarga en cualquier tiempo dado,  $Q_t$  es la descarga  $t$  unidades de tiempo después que  $Q_0$ ,  $K_r$  es el factor de recesión y  $t$  es el intervalo de tiempo. De ello se sigue que el valor numérico de  $K_r$  es una función del intervalo de tiempo seleccionado. La graficación semilogarítmica de la descarga de una corriente contra el tiempo, en donde la descarga se lleva en la escala logarítmica, nos da una línea recta con la pendiente definiendo a  $K_r$  (fig 1.6).

Butler (1957) dió la ecuación:

$$Q = \frac{K_1}{10^{t/K_2}} \quad (9)$$

en donde  $K_1$  es igual a  $Q$  si  $t$  es igual a cero (equivalente a  $Q_0$  de la ec. (8)) y  $K_2$  es igual a  $t$  si  $Q$  es igual a  $0.1 K_1$ . En otras palabras  $K_2$  es igual a el incremento de tiempo correspondiente a un ciclo logarítmico en el cambio de  $Q$ . El volumen de descarga correspondiente a una recesión dada se encuentra mediante la integración de la relación de flujo de la ec. (9).

$$\text{Vol.} = \int_{t_1}^{t_2} Q dt = \frac{-K_1 K_2 / 2.3}{10^{t/K_2}} \Bigg|_{t_1}^{t_2} \quad (10)$$

# COMPONENTES DEL ESCURRIMIENTO

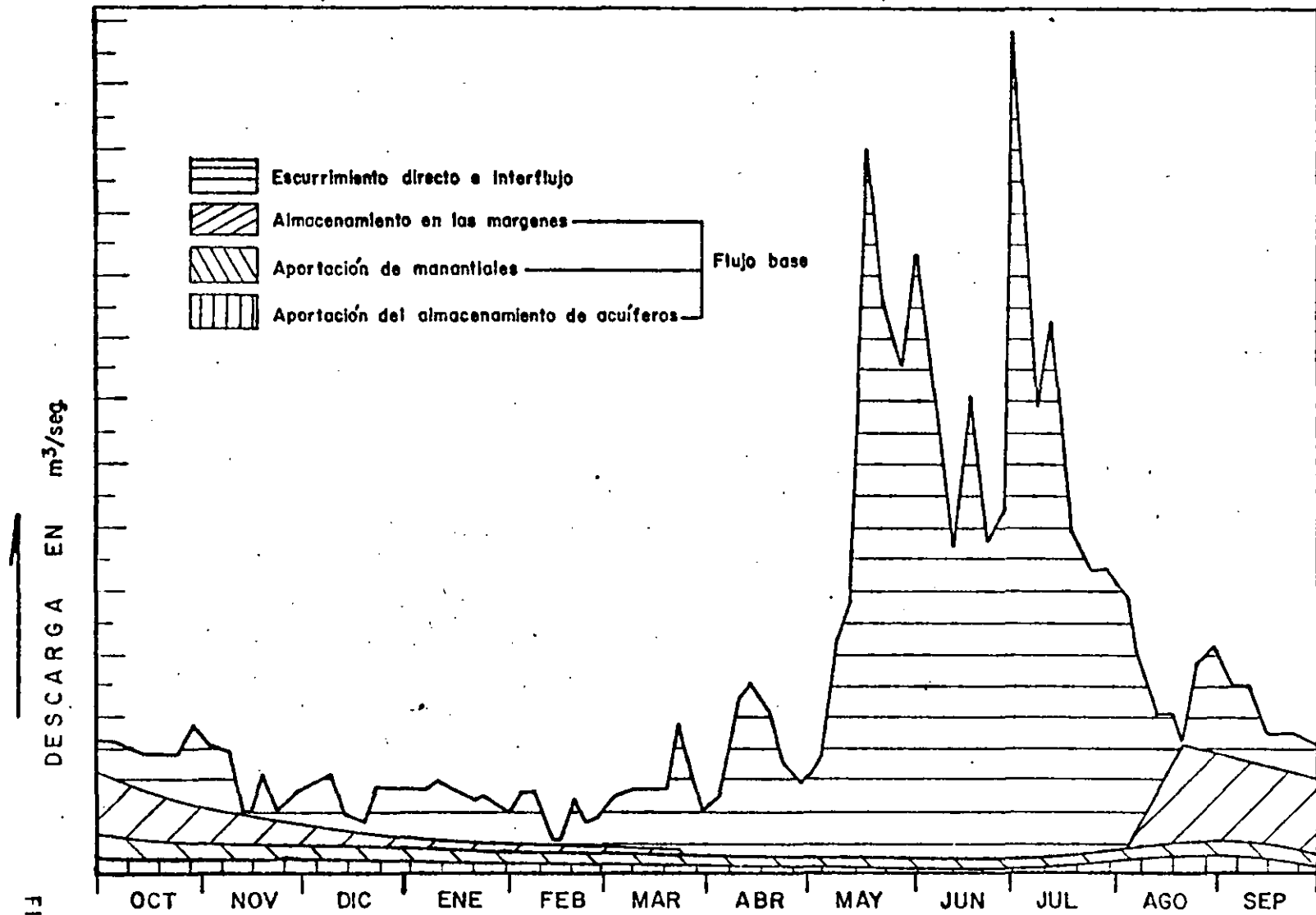


FIG. 1.5

La ecuación 10 es válida para cualquier período de tiempo de interés en la parte del flujo base de recesión en el hidrograma y representa el volumen total de agua subterránea descargada durante el intervalo seleccionado ( $V_{dreal}$ ). El potencial total de la descarga de agua subterránea  $V_{tp}$ , se define como el volumen total de agua subterránea que podría ser descargado durante toda la recesión si se presentan el agotamiento total ininterrumpidamente (Meyboom, 1961), la cual podría determinarse calculando la ec. 10 dentro de los límites  $t$  igual a cero y  $t$  igual a infinito, lo que daría:

$$V_{tp} = \frac{-K_1 K_2 / 2.3}{10^{\infty / K_2}} - \frac{-K_1 K_2 / 2.3}{10^0 / K_2} \quad (11)$$

$$\text{pero: } \frac{-K_1 K_2 / 2.3}{10^{\infty / K_2}} \approx 0 \quad \text{y } 10^0 / K_2 = 10^0 = 1$$

por lo que:

$$V_{tp} = \frac{K_1 K_2}{2.3} \quad (11')$$

La diferencia entre el volumen potencial remanente de la descarga de agua subterránea al final de una recesión dada y el potencial total de descarga de agua subterránea correspondiente a la siguiente recesión, es una medida de la recarga que tiene lugar entre ellas (Meyboom, 1961).

$$\begin{aligned} \text{Recarga} &= V_{tp_{2a. \text{recesión}}} - \text{Vol. potencial remanente} = V_{tp_{2a. \text{recesión}}} \\ &\quad - (V_{tp_{1a. \text{recesión}}} - V_{d \text{ real}}) \end{aligned} \quad (12)$$

Ejemplo: Determine el volumen de recarga aproximado que tuvo lugar durante las primeras recesiones de la fig. 1.6.

# HIDROGRAMA DE LA CORRIENTE MOSTRANDO LA RECESION DEL FLUJO BASE

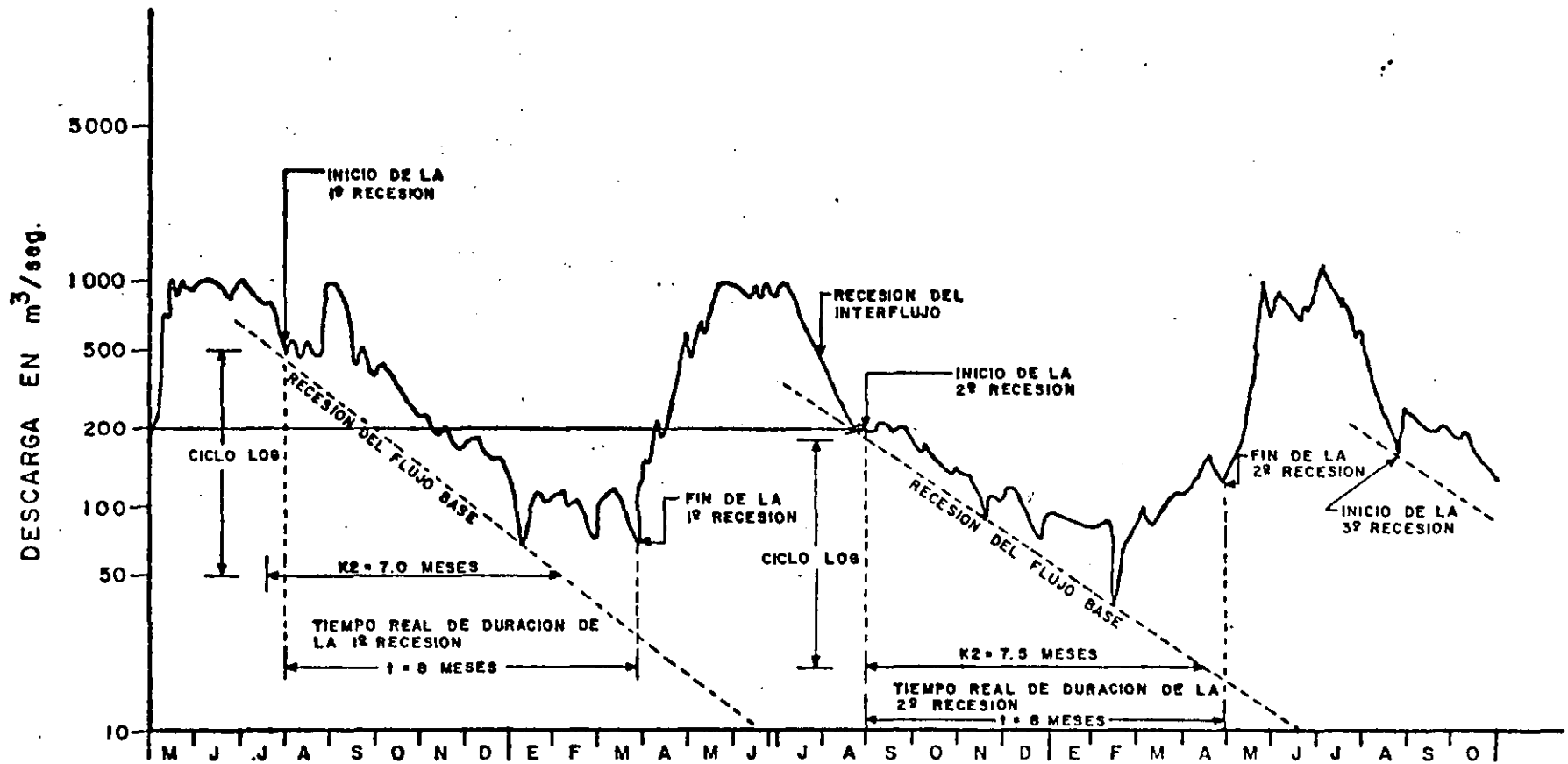


FIG. 1.6

Solución:

La primera recesión tiene un valor inicial de  $500 \text{ m}^3/\text{seg}$ ,  $K_1$ , y toma alrededor de 7.0 meses para completar un ciclo logarítmico de descarga  $K_2$ .

El potencial de descarga total se calcula mediante la ecuación (5).

$$V_{tp} = \frac{500 \text{ m}^3/\text{seg} \times 7.0 \text{ meses} \times 30 \text{ días/mes} \times 1.440 \text{ min/día} \times 60 \text{ seg/min}}{2.3} = 3\,944 \times 10^6 \text{ m}^3$$

El volumen de agua subterránea descargado durante la recesión real ( $V_{dreal}$ ), la cual duró aproximadamente ocho meses, se determinó usando la ecuación (10), tomando los límites de  $t$  desde cero hasta 8 meses.

$$V_{d \text{ real}} = \frac{-K_1 K_2 / 2.3}{10 t / K_2} + \frac{K_1 K_2}{2.3} = \frac{-3\,944 \times 10^6}{10 \cdot 8 / 7.0} + 3\,944 \times 10^6 = -284 \times 10^6 + 3\,944 \times 10^6 = 3\,660 \times 10^6 \text{ m}^3$$

El flujo base almacenado que todavía permanece al fin de la primera recesión (Volumen potencial remanente), puede determinarse mediante la ecuación (10) tomando  $t$  desde 8 a infinito, 0 mediante la resta del volumen drenado real - ( $V_{dreal}$ ), de la descarga de agua subterránea y el volumen potencial total de descarga en esa misma recesión.

$$\text{Vol. potencial remanente} = 3\,944 \times 10^6 - 3\,660 \times 10^6 = 284 \times 10^6 \text{ m}^3;$$

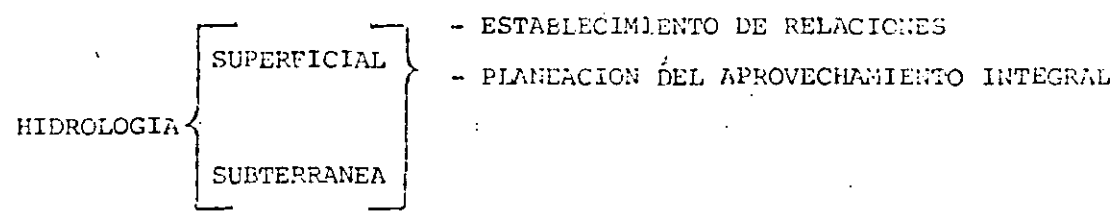
La segunda recesión tiene un valor inicial de alrededor de  $200 \text{ m}^3/\text{seg}$ ,  $K_1$  y dura alrededor de 7.5 meses,  $K_2$ , para completar un ciclo logarítmico de descarga. El volumen potencial total de descarga es calculado mediante:

$$\begin{aligned}
 V_{tp} &= \frac{K1 \ K2}{2.3} \\
 &= \frac{200 \text{ m}^3/\text{seg} \times 7.5 \text{ meses} \times 30 \text{ días/mes} \times 1\ 440 \text{ min/día} \times 60 \text{ seg/min}}{2.3} \\
 &= 1\ 890 \times 10^6 \text{ m}^3
 \end{aligned}$$

La recarga que tiene lugar entre recesiones es la diferencia entre este valor y el potencial remanente de agua subterránea de la recesión anterior, o sea:

$$\begin{aligned}
 \text{Recarga} &= V_{tp} \text{ 2a. recesión} - \text{Vol. potencial remanente de la 1a. recesión} \\
 &= 1\ 890 \times 10^6 - 284 \times 10^6 = 1\ 606 \times 10^6 \text{ m}^3.
 \end{aligned}$$

2.- IMPORTANCIA DEL ESTUDIO CONJUNTO DE LAS AGUAS SUPERFICIALES Y SUBTERRANEAS

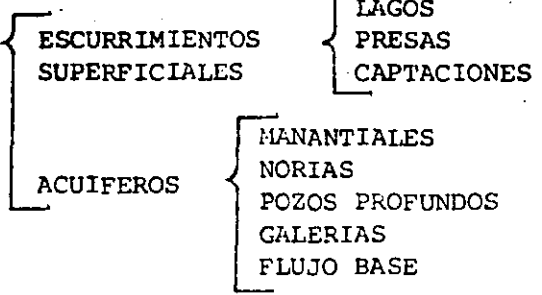


CICLO HIDROLOGICO

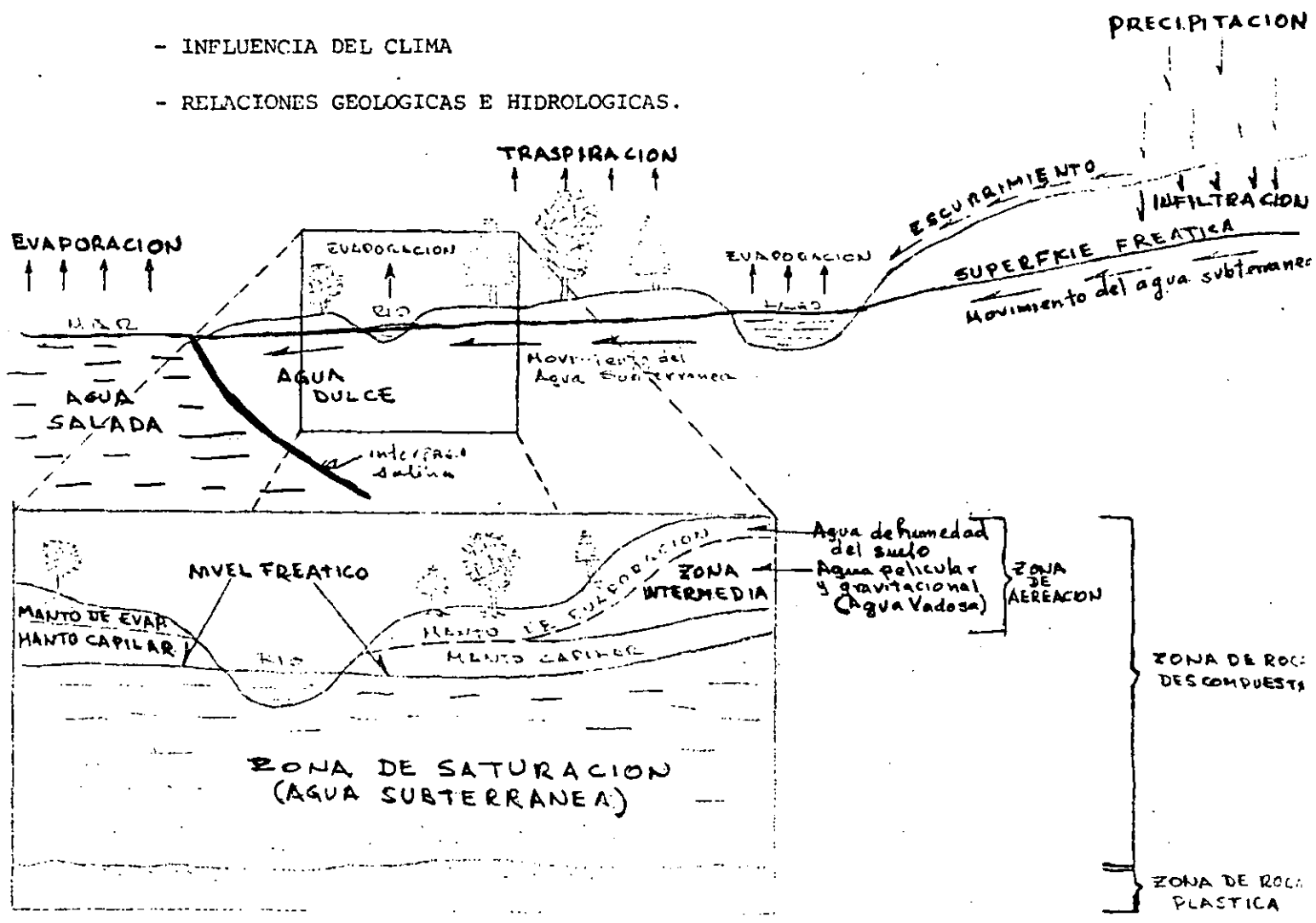
$$P = E_s + E_v + T + I$$

P: precipitación,  $E_s$ : escurrimiento superficial,  $E_v$ : evaporación, T: transpiración  
 I: infiltración.

AGUA APROVECHABLE DIRECTAMENTE



- INFLUENCIA DEL CLIMA
- RELACIONES GEOLOGICAS E HIDROLOGICAS.



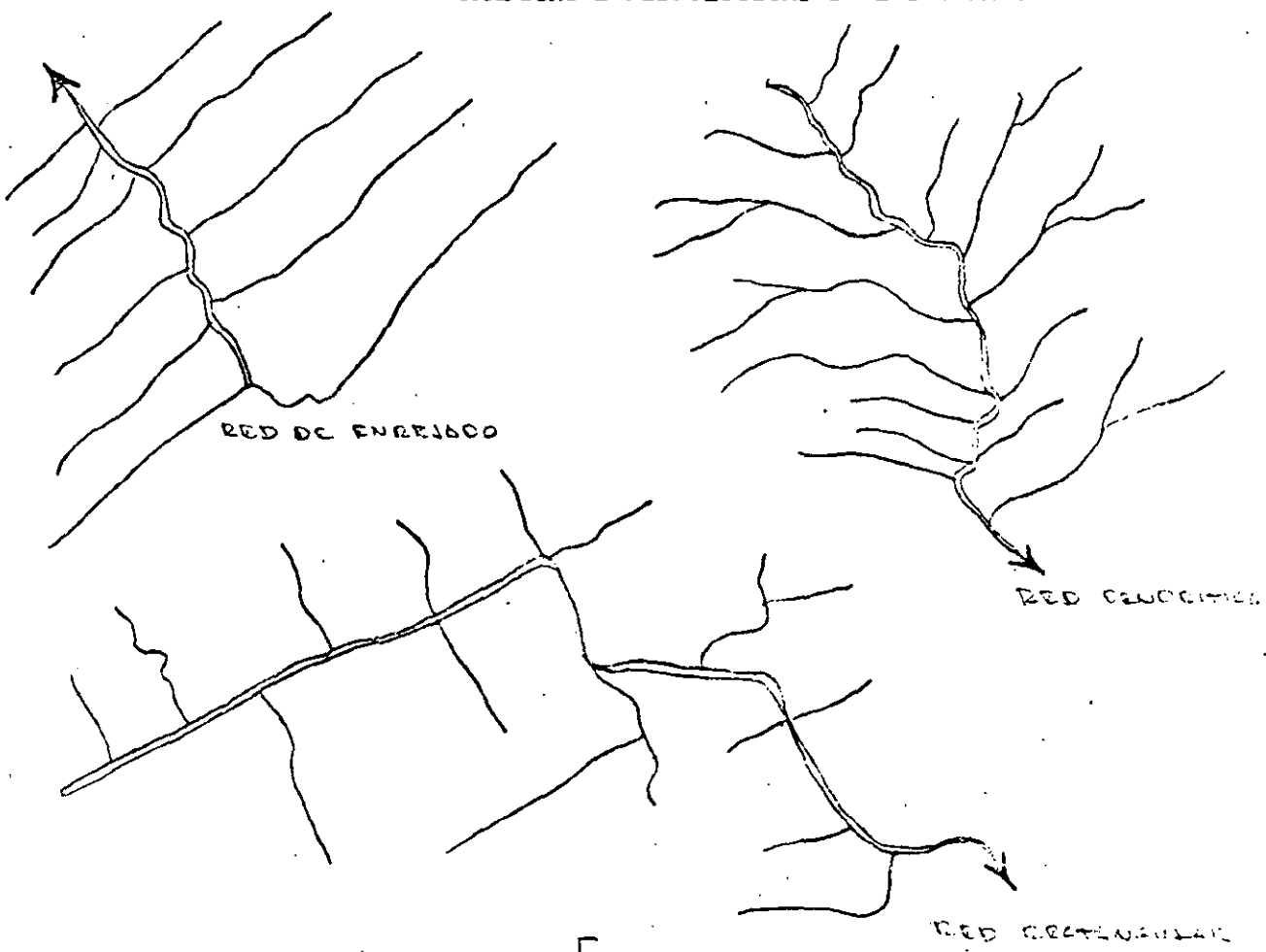


- CORRIENTES SUPERFICIALES

- . EDAD
- . TIPO DE DRENAJE
- . TIPO DE CORRIENTE
- . APROVECHAMIENTOS

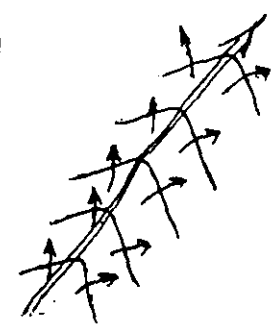
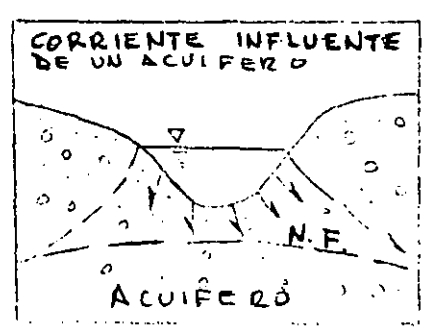
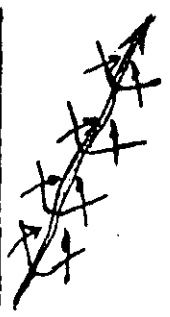
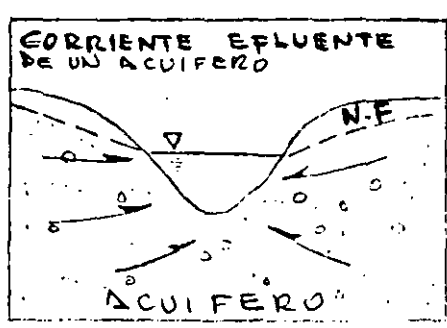
- EDAD
- . JUVENTUD - CAUCES ESTRECHOS Y PROFUNDOS, ALTO POTENCIAL DE TRANSPORTACION.
  - . MADUREZ - AMPLIACION DE CAUCES Y FORMACION DE TERRAZAS ALUVIALES, GENERACION DE VALLES.
  - . SENECTUD - FORMACION DE CAUCES ANTIGUOS, GRAN DEPOSITACION DE MATERIALES CON GRADUACION ALTERNANTE SEGUN LA MAGNITUD DE LAS AVENIDAS.

- TIPO DE DRENAJE — . DEPENDE DE LAS CARACTERISTICAS GEOLOGICAS, FISIOGRAFICAS E HIDROLOGICAS DE LAS ZONAS.



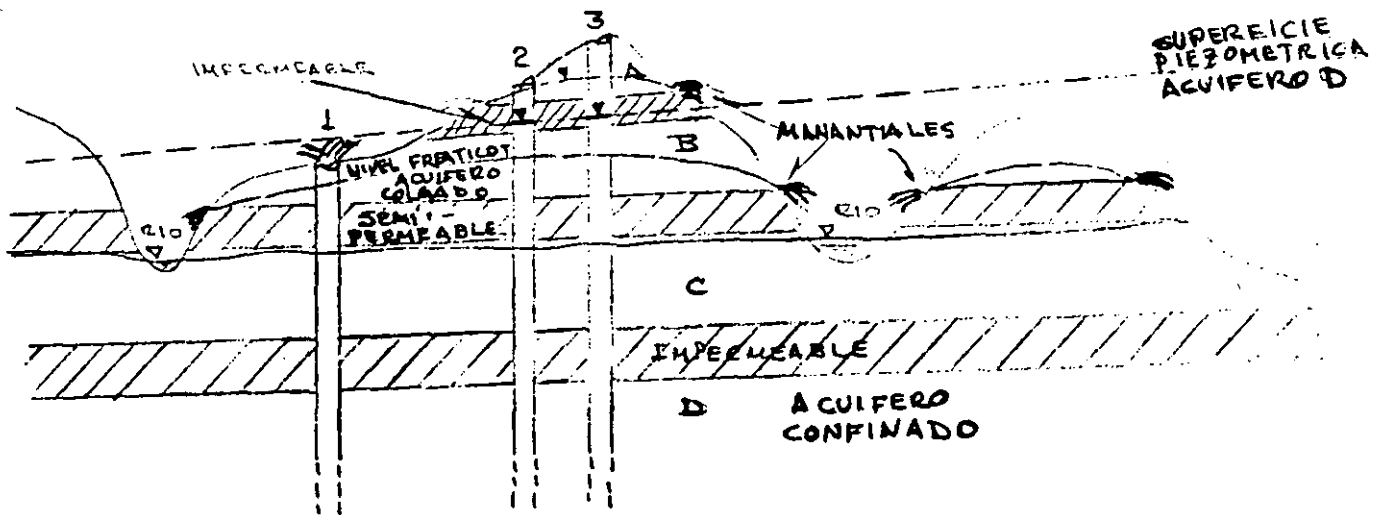
— TIPO DE CORRIENTE —

- . PERENNES
- . INTERMITENTES



- APROVECHAMIENTOS {  
 - CONSTRUCCION, DE VASOS DE ALMACENAMIENTO  
 - CONSTRUCCION DE BATERIAS DE POZOS
- TIPO DE ACUIFEROS {  
 LIBRES  
 CONFINADOS  
 SEMICONFINADOS

Pozo 1 : pozo artesiano fuentente  
 Pozo 2 : pozos artesianos no fuentente  
 y 3



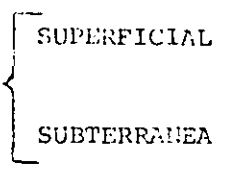
- CONDICIONES GEOLOGICAS QUE PERMITEN LA INTERCONEXION ENTRE LAS AGUAS SUPERFICIALES Y LAS SUBTERRANEAS.

- a). TIPO DE DEPOSITOS      ROCAS {  
 IGNEA  
 SEDIMENTARIAS  
 METAMORFICAS
- b). TIPO DE ESTRUCTURAS {  
 - FALLAS  
 - PLEGAMIENTOS  
 - JUNTAS  
 - ESTRATIGRAFIA
- c). CARACTERISTICAS DE LAS ROCAS {  
 - PERMEABILIDAD ==> TRANSMISIBILIDAD  
 - POROSIDAD ==> ALMACENAMIENTO  
 (FIG. 6)

- CONDICIONES HIDROLOGICAS

DEFINICION DE HIDROLOGIA.- ES UNA CIENCIA QUE ESTUDIA LA OCURRENCIA, DISTRIBUCION, MOVIMIENTO Y PROPIEDADES DE TODA EL AGUA QUE SE ENCUENTRA EN LA TIERRA Y SUS RELACIONES CON EL MEDIO AMBIENTE Y QUE ESTA ESTRECHAMENTE RELACIONADA CON AREAS TALES COMO LA GEOLOGIA, CLIMATOLOGIA, METEOROLOGIA Y OCEANOGRAFIA.

HIDROLOGIA

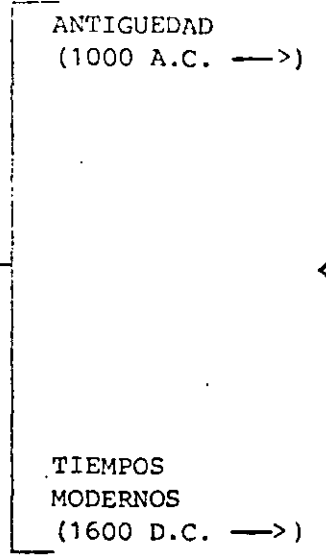


ECUACION DEL CICLO HIDROLOGICO  
 $P = E_a + E_v + T + I$

ECUACION DE BALANCE DEL AGUA SUBTERRANEA.  
 (INFORMACION DIRECTA DE LOS ACUIFEROS)  
 $E_h + R - S_h - D - B - E_v = \Delta V$

*En: entradas por flujo horizontal subterráneo, R: recarga vertical, D: Descarga a ríos y lagunas  
 Sh: salidas por flujo horizontal subterráneo, B: extracciones por bombeo, E<sub>v</sub>: evaporación  
 ΔV: cambio en el almacenamiento*

DESARROLLO DE LA HIDROLOGIA



COMPRESION DE LOS FENOMENOS SUPERFICIALES Y SUS PROCESOS.

HOMERO - DETECCION DE LA DEPENDENCIA DEL FLUJO CON LA FORMA DE LA SECCION TRANSVERSAL Y LA VELOCIDAD EN LOS ACUEDUCTOS ROMANOS.

LEONARDO DA VINCI - ESTABLECIO CORRECTAMENTE LA RELACION ANTERIOR.

MARCOS VITRIVIVUS (1er. SIGLO A.C.) - ESTABLECIO EL CONCEPTO PREDECESOR DEL CICLO HIDROLOGICO.

ESTABLECIMIENTO DE RELACIONES ENTRE CADA UNO DE LOS COMPONENTES DEL CICLO HIDROLOGICO, DESCOMPOSICION ENTRE FUNCIONAMIENTO SUPERFICIAL Y SUBTERRANEO.

PERRAULT - RELACION LLUVIA-ESCURRIMIENTO, ESTUDIOS SOBRE EVAPORACION Y CAPILARIDAD.

MARIOTTE - DETERMINACION DE VOLUMENES ESCURRIDOS EN LOS RIOS, VELOCIDAD-SECCION TRANSVERSAL.

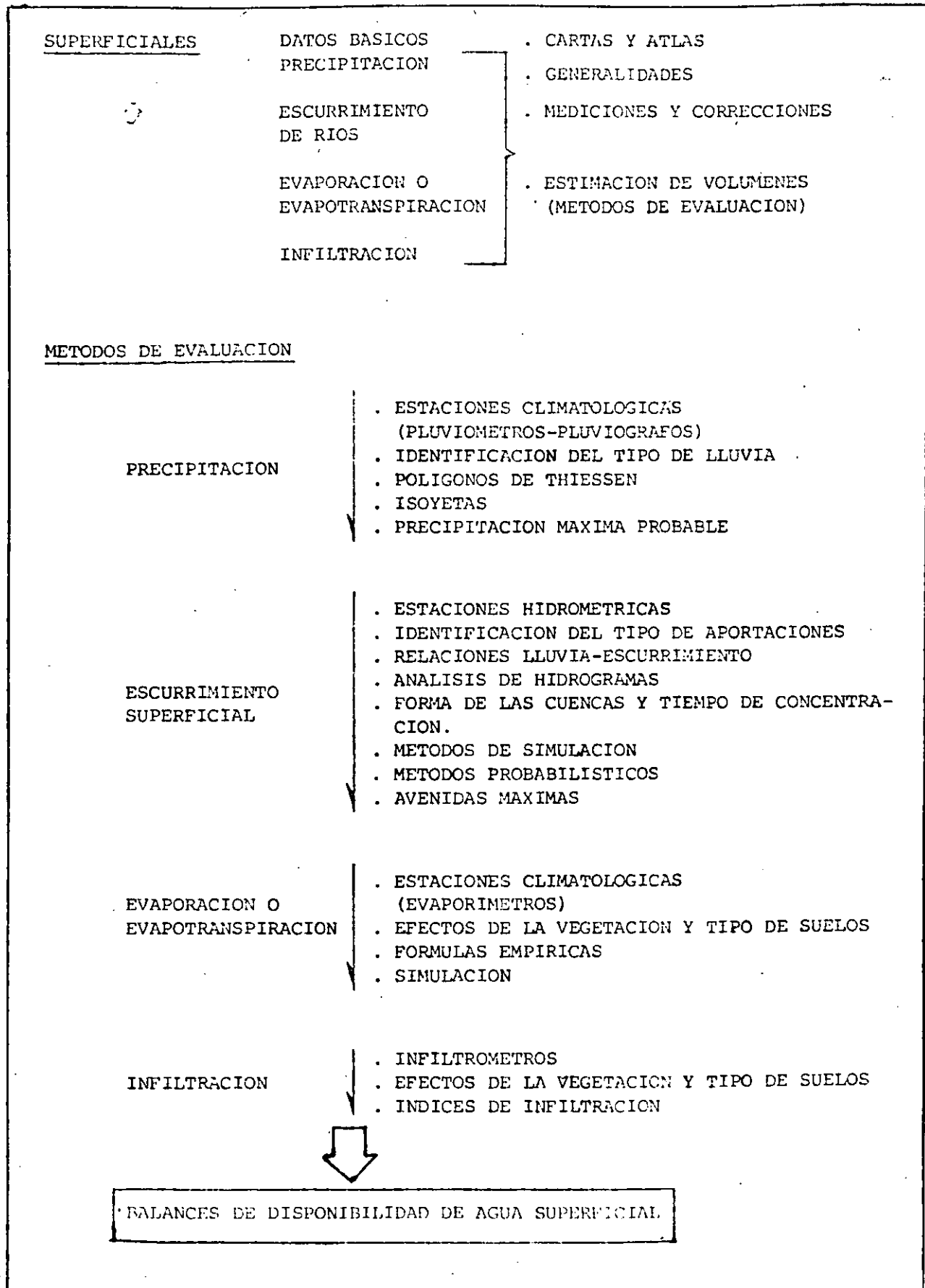
HALLEY - RELACION EVAPORACION-LLUVIA-ESCURRIMIENTO.

(1700) AVANCES EN LA TEORIA HIDRAULICA E INSTRUMENTACION. PIEZOMETRO DE BERNOULLI, TUBO DE PITOT, TEOREMA DE BERNOULLI, FORMULA DE CHEZY.

(1800) FLORECIMIENTO DE LA HIDROLOGIA EXPERIMENTAL, AVANCES EN GEOHIDROLOGIA Y EN LAS MEDICIONES DE HIDROLOGIA SUPERFICIAL. ECUACION DE FLUJO CAPILAR DE HAGEN POISEUVILLE, LEY DE DARCY, FORMULA DE DUPUIT-THIEM PARA POZOS.

(1900) ESTABLECIMIENTO DE LAS BASES DE LA HIDROLOGIA MODERNA. IDENTIFICACION CLARA DE LAS FORMULACIONES EMPIRICAS. APARICION DE LA FORMULA PARA FLUJO NO ESTABLECIDO PARA ACUIFEROS (THEIS), SOLUCIONES SENCILLAS A PROBLEMAS TEORICOS COMPLEJOS. AVANCES EN EL CONOCIMIENTO CIENTIFICO PARA EL ENTENDIMIENTO DE LAS FASES FISICAS DE LAS RELACIONES HIDROLOGICAS. USO DE COMPUTADORAS EN LA SOLUCION DE PROBLEMAS MATEMATICOS.

## 2.1 - CUANTIFICACION DE LOS RECURSOS HIDRAULICOS.



SUBTERRANEOS

DATOS BASICOS

. CARTAS Y ATLAS

PIEZOMETRIA

. GENERALIDADES

HIDROMETRIA DE ACUIFEROS

. MEDICIONES Y CORRECCIONES

CARACTERISTICAS DE LOS ACUIFEROS

. ESTIMACION DE VOLUMENES (METODOS DE EVALUACION)

METODOS DE EVALUACION

PIEZOMETRIA

- . NIVELES EN LOS APROVECHAMIENTOS SUBTERRANEOS
- . IDENTIFICACION DEL TIPO DE ACUIFERO
- . HIDROGRAFOS DE POZOS
- . CONFIGURACIONES
- . RED DE FLUJO (INFLUENCIAS SUPERFICIALES)

HIDROMETRIA DE ACUIFEROS

- . VOLUMENES DRENADOS EN FORMA NATURAL (MANANTIALES, FLUJO BASE, SALIDAS AL MAR, EVAPOTRANSPIRACION)
- . VOLUMENES EXTRAIDOS MEDIANTE OBRAS DE CAPTACION.

CARACTERISTICAS DE LOS ACUIFEROS

- . TIPO DE ACUIFEROS
- . HIDRAULICA DE POZOS
- . PRUEBAS DE BOMBEO
- . METODOS DE INTERPRETACION



BALANCES DE DISPONIBILIDAD DE AGUA SUBTERRANEA

EL CICLO HIDROLOGICO.- PROCESO CONTINUO POR EL CUAL EL AGUA ES TRANSPORTADA DESDE LOS OCEANOS A LA ATMOSFERA-TIERRA-REGRESO AL MAR, A TRAVES DE UN GRAN NUMERO DE SUBCICLOS, POR EJEMPLO LA EVAPORACION DEL AGUA DE LOS CONTINENTES, SU PRECIPITACION SUBSECUENTE SOBRE LA TIERRA Y SU REGRESO AL MAR.

ENERGIA QUE PRODUCE EL SISTEMA GLOBAL DE TRANSPORTE DEL AGUA, PROVIENE DEL SOL, AFECTANDO INCLUSIVE LA CALIDAD DEL AGUA.

AGUA DE MAR      EVAPORACION      >      AGUA DULCE

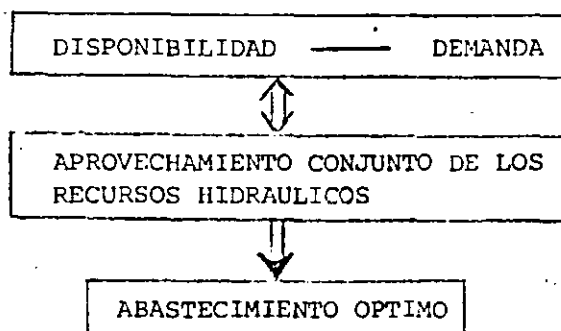
PROBLEMAS HIDROLOGICOS

CONSIDERACION DEL CICLO HIDROLOGICO COMPLETO.  
SOLUCIONES REGIONALES, NACIONALES INTERNACIONALES Y CONTINENTALES.

$$V_{tp} = 1\ 890 \times 10^6 \text{ m}^3$$

$$\boxed{\text{RECARGA}} = V_{tp2a} \cdot \text{REC.} - \text{VOL. POTENCIAL REMANENTE } 1a. \text{ REC.}$$

$$= (1\ 890 - 284) \times 10^6 = 1\ 606 \times 10^6 \text{ m}^3$$



## 2.2 - RELACIONES ENTRE EL AGUA SUPERFICIAL Y LA SUBTERRANEA -

- . PREDOMINANCIA EN EL USO DE AGUAS SUPERFICIALES O SUBTERRANEAS SEGUN LA DISPONIBILIDAD.
- . CONTEMPLAR SIEMPRE QUE SON INTERDEPENDIENTES.
- . CAMBIOS EN CUALQUIERA DE LAS COMPONENTES AFECTA A LA OTRA.
- . AL HABER UN MAYOR DESARROLLO DE UNO DE LOS COMPONENTES DIFICULTA EL EMPLEO CONJUNTO Y SU MANEJO.
- . EN CUALQUIER ESTUDIO REGIONAL DEBERIA INVESTIGARSE LA LIGA ENTRE LOS RECURSOS HIDRAULICOS, TANTO PARA IDENTIFICAR POSIBLES EFECTOS ADVERSOS, COMO LA PLANEACION DE SU MANEJO CONJUNTO.
- . MEDIANTE LA ADECUADA COORDINACION EN EL USO DE LOS RECURSOS HIDRAULICOS SE PUEDE ALCANZAR UN DESARROLLO REGIONAL OPTIMO APOYADO CON LA DISPONIBILIDAD DE AGUA ASEGURADA.

### - TIPO DE REGIONES -

- A) ZONAS HUMEDAS. EL AGUA SUBTERRANEA MANTIENE EL FLUJO BASE EN LAS CORRIENTES MEDIANTE DRENADO NATURAL, AUN CUANDO EN ALGUNOS CASOS EL TIRANTE DE AGUA EN LOS CAUCES PUEDE ENCONTRARSE POR ENCIMA DEL NIVEL FREATICO, LLEGANDO A SECARSE EN EPOCAS DE POCA PRECIPITACION, RECARGANDO ACUIFEROS EN EL INTER. COMO RESULTADO ALGUNAS CORRIENTES CAPTAN AGUA A PARTIR DE LOS ACUIFEROS Y OTRAS LA PIERDEN.
- B) ZONAS ARIDAS. MUCHAS DE LAS CUENCAS CON CORRIENTES PERENNES RECIBEN AGUA DE LOS ACUIFEROS Y LAS INTERMITENTES SOLO TRANSPORTAN AGUA CUANDO SE PRODUCEN TORMENTAS TORRENCIALES. CUANDO EL NIVEL FREATICO SE ENCUENTRA POR ABAJO DEL CAUCE, PRACTICAMENTE TODO EL ESCURRIMIENTO PUEDE PERDERSE POR INFILTRACION HACIA LOS ACUIFEROS, PRODUCIENDOSE EN MUCHOS CASOS EL SUBALVEO DE LAS CORRIENTES.

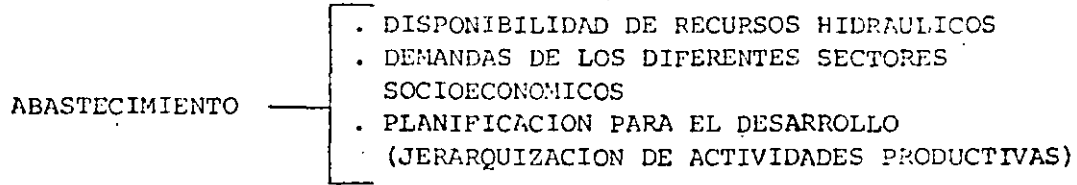
EN ZONAS ARIDAS Y SEMIARIDAS EN DONDE SE PRACTICA LA AGRICULTURA EN FORMA INTENSIVA, LAS PERDIDAS EN CANALES Y RETORNOS POR RIEGO SE PRODUCEN FRECUENTEMENTE MODIFICANDO LOS NIVELES DEL AGUA SUBTERRANEA Y AGREGANDO SALES SI NO SE IMPLANTA UN SISTEMA DE DRENAJE ADECUADO QUE PERMITA LA CONTINUA PRODUCCION DE CULTIVOS. EN ESTE TIPO DE ZONAS SE HAN PROPUESTO PROYECTOS DE RECARGA ARTIFICIAL MEDIANTE LA APLICACION DE EXCESO DE AGUA SUPERFICIAL, PRETENDIENDO MANTENER NIVELES DEL AGUA SUBTERRANEA, ALMACENAR AGUA PARA USARLA EN SEQUIAS, CONTROLAR INTRUSION SALINA, DISPONER AGUAS RESIDUALES TRATADAS, ETC.

2.3 - CONSIDERACIONES SOBRE LOS ALMACENAMIENTOS

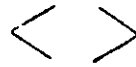
SUPERFICIALES	SUBTERRANEOS
- ESCASOS SITIOS DISPONIBLES.	-- MUCHOS SITIOS DISPONIBLES CON GRAN CAPACIDAD.
- FUERTES PERDIDAS POR EVAPORACION AUN EN ZONAS HUMEDAS.	-- PRACTICAMENTE NULAS PERDIDAS POR EVAPORACION.
- REQUIERE GRANDES EXTENSIONES DE TERRENO.	-- NO REQUIERE DE GRANDES EXTENSIONES DE TERRENO PARA SU APROVECHAMIENTO.
- CONSTANTEMENTE EXPUESTOS A FALLAS CATASTROFICAS.	-- SIN RIESGOS DE FALLAS ESTRUCTURALES CATASTROFICAS.
- FLUCTUACIONES IMPORTANTES EN LA TEMPERATURA DEL AGUA.	-- TEMPERATURA DEL AGUA UNIFORME.
- FACILMENTE CONTAMINABLE.	-- ALTA PUREZA BIOLOGICA.
- RESTRINGIDA DISTRIBUCION ESPACIAL	-- GRAN DISTRIBUCION ESPACIAL.
- AGUA DISPONIBLE POR GRAVEDAD.	-- EL AGUA DEBE SER BOMBEEADA.
- USOS MULTIPLES.	-- SOLO CAPTACION.
- BAJO CONTENIDO MINERAL GENERALMENTE.	-- EL AGUA PUEDE ESTAR MINERALIZADA.
- VALIOSA EN EL CONTROL DE INUNDACIONES.	-- RESTRINGIDO VALOR EN EL CONTROL DE INUNDACIONES.
- DISPONIBILIDAD CONCENTRADA DE GRANDES CAUDALES.	-- CAUDALES LIMITADOS EN CUALQUIER PUNTO.
- CARGAS DE POTENCIA DISPONIBLES.	-- NO SE TIENEN.
- RELATIVAMENTE FACILES DE EVALUAR, INVESTIGAR Y MANEJAR.	-- DIFICIL Y COSTOSO DE EVALUAR, INVESTIGAR Y MANEJAR.
- RECARGA DEPENDIENTE DE LA PRECIPITACION ANUAL.	-- USUALMENTE LA RECARGA DEPENDE DE LA DISPOSICION DE AGUA SUPERFICIAL.
- DEPENDIENDO DEL USO DEL AGUA PRACTICAMENTE NO REQUIERE DE TRATAMIENTOS PARA SU RECARGA.	-- SU RECARGA ARTIFICIAL REQUIERE DE TRATAMIENTOS COSTOSOS.

2.4

APROVECHAMIENTO CONJUNTO DE LOS RECURSOS HIDRAULICOS



USO OPTIMO DE LOS RECURSOS HIDRAULICOS



USO CONJUNTO DE LOS RECURSOS HIDRAULICOS

MANEJO CICLICO DE LOS RECURSOS HIDRAULICOS SEGUN SU DISPONIBILIDAD EN EL TIEMPO Y CONDICIONES DE COMPORTAMIENTO (AÑOS HUMEDOS-AÑOS SECOS).  
 (USO DE AGUAS SUPERFICIALES - USO DE AGUAS SUBTERRANEAS)  
 (DESCANSO DE ACUIFEROS - RECUPERACION DE FUENTES SUPERFICIALES)

USO DE AGUAS SUPERFICIALES

USO DE AGUAS SUBTERRANEAS

RENDIMIENTOS INDIVIDUALES Y CONFLICTOS DE AFECTACIONES

USO CONJUNTO DE AGUAS SUPERFICIALES Y SUBTERRANEAS



RENDIMIENTO OPTIMO  
MINIMIZACION DE CONFLICTOS



MEJORAMIENTO EN LOS PROGRAMAS DE DESARROLLO.

2.5 FACTORES ECONOMICOS DEL USO CONJUNTO

- a). MAYOR DISPONIBILIDAD DE AGUA. LA OPERACION DE LAS RESERVAS SUPERFICIALES Y SUBTERRANEAS DAN UN MAYOR ALMACENAMIENTO POSIBLE DE MANEJAR MAS RACIONALMENTE.
- b). EL CONSIDERAR LOS RECURSOS HIDRAULICOS EN CONJUNTO CONLLEVA A PLANTEAR ALMACENAMIENTOS SUPERFICIALES MENORES EN FUNCION A LA ECONOMIA, REQUIRIENDOSE SUPERFICIES DE DEPOSITO MAS PEQUEÑAS. LOS ACUIFEROS PUEDEN SU MINISTRAR EL AGUA NECESARIA CUANDO SE REQUIERA DURANTE LOS AÑOS SECOS.
- c). SISTEMAS DE DISTRIBUCION DE AGUA SUPERFICIAL MAS PEQUEÑOS Y ADECUADA DISTRIBUCION ESPACIAL DE POZOS.
- d). SISTEMAS MENORES DE DRENAJE SUPERFICIAL, MANEJANDO NIVELES FREATICOS MEDIANTE BOMBEO.



- e). REDUCCION EN EL REVESTIMIENTO DE CANALES DE DISTRIBUCION Y APROVECHAMIENTO DE INFILTRACIONES EN LA RECARGA DE ACUIFEROS.
- f). LA INTEGRACION DE RECURSOS HIDRAULICOS EN ZONAS YA DESARROLLADAS INCREMENTA LA EFICIENCIA AL REDUCIR PERDIDAS.
- g). LA ETAPA DE DESARROLLO TOTAL INTEGRADO REQUIERE DE VARIOS AÑOS PARA SU IMPLANTACION DEBIENDO PLANTEARSE POR ETAPAS PARA REDUCIR EL POTENCIAL DE PERDIDAS EN EL PROYECTO.
- h). REDUCCION EN LAS PERDIDAS POR EVAPOTRANSPIRACION, NIVELES MAS PROFUNDOS DE AGUA SUBTERRANEA.
- i). MAYOR CONTROL SOBRE LOS VOLUMENES DE AGUA TANTO DISPONIBLES COMO ABASTECIDOS.
- j). APROVECHAMIENTO DE CAPACIDADES MUERTAS EN EMBALSES NO AZOLVADOS EN PERIODOS DE ESCASEZ.
- k). REDUCCION DE RIESGOS POR FALLAS AL DISMINUIR EL TAMAÑO DE LOS EMBALSES SUPERFICIALES.
- l). MEJOR CONTROL EN LA DISTRIBUCION DEL AGUA.
- m). REDUCCION DEL POTENCIAL HIDROELECTRICO.
- n). INCREMENTO EN EL USO DE ENERGIA POR BOMBEO.
- o). DISMINUCION EN LA EFICIENCIA DE BOMBEO AL GENERAR MAYORES PROFUNDIDADES TEMPORALMENTE.
- p). OPERACION CONJUNTA COMPLEJA REQUIRIENDOSE MAYOR SUPERVISION.
- q). MAYOR DIFICULTAD Y COSTO EN LA DISTRIBUCION AL TENERSE DOS FUENTES DE ABASTECIMIENTO REQUIRIENDOSE ANALISIS CUIDADOSOS PARA FIJAR LAS APORTACIONES RESPECTIVAS.
- r). INCREMENTO DE COSTOS SI SE REQUIEREN PROGRAMAS DE RECARGA ARTIFICIAL.

2.6. PLANTEAMIENTO GENERAL DE PROYECTOS PARA USO CONJUNTO DE AGUAS SUPERFICIALES Y SUBTERRANEAS.

-29

1. IDENTIFICACION DE LA PROBLEMATICA HIDRAULICA REGIONAL

- FISIOGRAFIA Y CLIMA (FIG. 1.1, 1.3).
- PATRON DE RECURSOS HIDRAULICOS (FIG. 1.4, 1.5, 1.6, 1.7).
- DESARROLLO SOCIOECONOMICO (FIG. 1.8).
- ACTITUD SOCIAL EN CUANTO A LOS PROBLEMAS HIDRAULICOS (FIG. 1.12).
- CAMBIO EN LA ESTRUCTURA ECONOMICA Y REQUERIMIENTOS DE AGUA RELACIONADOS (TABLA 1.2).
- CONCEPTUALIZACION MODIFICADA EN CUANTO A LOS PROBLEMAS HIDRAULICOS.

2. PAPEL ECONOMICO DEL AGUA EN LOS PROGRAMAS DE DESARROLLO (FIG. 2.1, 2.5)

- EVOLUCION DE LA ECONOMIA REGIONAL.
- SITUACION ACTUAL.
- PROYECCIONES A FUTURO.
- ANALISIS DE LOS EFECTOS DIRECTOS E INDIRECTOS GENERADOS POR EL ABASTECIMIENTO DE AGUA EN APOYO AL DESARROLLO.
- ANALISIS ECONOMICO DE LAS ACTIVIDADES FUNDAMENTALES Y SU RELACION CON EL AGUA.
- CAMBIOS ECONOMICOS ESTRUCTURALES EN RELACION AL USO DEL AGUA.

3. ASPECTOS LEGALES Y CONSECUENCIAS SOCIOECONOMICAS.

- DERECHOS DE LOS USUARIOS SOBRE EL AGUA (SUPERFICIAL Y SUBTERRANEA).
- MODIFICACIONES EN LA LEY DE AGUAS.
- PARTICIPACION DE USUARIOS EN EL MANEJO DEL AGUA.
- CREACION DE DISTRITOS DE MANEJO.

4. CONSECUENCIAS DIRECTAS SOBRE LA ACTIVIDAD ECONOMICA ANTE LA ESCASEZ DE AGUA.

- METODO DE ANALISIS (MODELOS DE SOLUCION, FIG. 4.1).
- DESCRIPCION Y DISTRIBUCION DE LOS USUARIOS DEL AGUA (FIG. 4.2).
- IDENTIFICACION DE AJUSTES EN LA DISTRIBUCION DEL AGUA ASOCIADOS A MODIFICACIONES EN EL COSTO DEL AGUA (FIG. 4.3, 4.4, 4.5).
- DEMANDAS MARGINALES DERIVADAS DE LOS AJUSTES. (FIG. 4.6).

5. VALORACION ECONOMICA DE LOS AJUSTES POR USUARIO (FIG. 5.1).

- USO DEL "VALOR AGREGADO" COMO INDICADOR DEL AJUSTE TOTAL EN LOS COSTOS.
- COSTOS DIRECTOS E INDIRECTOS.
- ESTIMACION DE EFECTOS DIRECTOS E INDIRECTOS.
- PROGRAMACION EN LA EVOLUCION DE LA CAPTACION DE AGUA ANTICIPADA A LOS AJUSTES EN LA DISTRIBUCION.
- ASOCIACION DEL PROGRAMA DE DESARROLLO HIDRAULICO CON EL ECONOMICO (TABLAS 6.21).

- AFECTACION DEL VALOR DEL AGUA ASIGNADO A LOS USUARIOS.
- PLANTEAMIENTO DE PROGRAMAS PARA EL PAGO RACIONAL PARA EL DESARROLLO HIDRAULICO Y ECONOMICO.

6. PANORAMA DE DESARROLLO REGIONAL EN RELACION A LA DISPONIBILIDAD Y USO DEL AGUA.

- BALANCE HIDRAULICO REGIONAL.
- CRECIMIENTO ECONOMICO CON DISPONIBILIDAD DE AGUA RESTRINGIDA.
- PATRONES DE COMERCIALIZACION ALTERNATIVAS.
- TENDENCIAS RESPECTO AL CRECIMIENTO ECONOMICO.
- PROYECCIONES DEL CRECIMIENTO ECONOMICO REGIONAL Y COMERCIO EXTERIOR.
- PROYECCIONES DE LAS DEMANDAS DE AGUA COMPARADAS CON LAS POSIBILIDADES DE ABASTECIMIENTO.

7. CONSIDERACIONES FINALES.

- ADOPCION DE POLITICAS ESTATICAS.
- ADOPCION DE POLITICAS DINAMICAS DE DESARROLLO CONSIDERANDO EL USO CONJUNTO DE LOS RECURSOS HIDRAULICOS DISPONIBLES.
- CONSIDERACION DEL COSTO ADICIONAL REQUERIDO PARA DISPONER DE FUENTES SUPLEMENTARIAS (TRANSFERENCIAS, TRATAMIENTO DE AGUAS RESIDUALES, DE SALINIZACION, ETC).
- EL AGUA COMO UNA RESTRICCION EN PROYECTOS DE DESARROLLO.



## HIDROLOGIA DEL CARST

0

ING. LUIS VELAZQUEZ AGUIRRE  
COMISION NACIONAL DEL AGUA

### I.- DEFINICIONES Y CONCEPTOS BASICOS.

EL TERMINO CARST, SE RELACIONA CON TERRENOS DE CARACTERISTICAS HIDROLOGICAS MUY ESPECIFICAS. LOS TERRENOS ESTAN COMPUESTOS DE CALIZAS, DOLOMIAS YESOS Y EVAPORITAS Y OTRAS ROCAS SOLUBLES. COMO UN RESULTADO DE LA SOLUBILIDAD DE LAS ROCAS Y DE LOS PROCESOS GEOLOGICOS QUE OPERAN A TRAVES DEL TIEMPO, EN UNA REGION SE DESARROLLAN GEFORMAS UNICAS MUY ESPECIALES QUE SON DEFINIDAS POR ESTE TERMINO; ASI AL HABLAR DE CARST O REGION CARSTICA NOS REFERIMOS A UNA EXPRESION DEL PAISAJE DADA POR UNA GEOMORFOLOGIA MUY CARACTERISTICA.

ES DIFICIL DAR UNA DEFINICION CONCISA DE LA PALABRA CARST, YA QUE COMO SE HA MENCIONADO EL "CARST" ES UN RESULTADO DE NUMEROSOS PROCESOS QUE OCURREN EN ROCAS SOLUBLES Y BAJO DIVERSAS CONDICIONES GEOLOGICAS Y CLIMATICAS. NO OBSTANTE, UNA DEFINICION ACERTADA FUE DADA POR I.B. POPOV (1959):

"EL TERMINO CARST SE AFLICA A UN CONJUNTO DE PROCESOS GEOLOGICOS Y DE FENOMENOS QUE ACTUAN EN LA CORTEZA CONTINENTAL Y SU SUPERFICIE. PRODUCIDO POR LA SOLUCION DE LAS ROCAS Y EXPRESADO A TRAVES DE LA FORMACION DE ABERTURAS MEDIANTE LA DESTRUCCION Y ALTERACION DE LA ESTRUCTURA Y CONDICION DE LAS ROCAS, CON LA CREACION DE UN TIPO PARTICULAR DE CIRCULACION DE AGUA SUBTERRANEA Y DE UNA TOPOGRAFIA REGIONAL CARACTERISTICA Y UNA RED DE DRENAJE SUPERFICIAL O REGIMEN DE DRENAJE MUY ESPECIAL".

EL TERMINO CARST SE ORIGINO DE UN NOMBRE GEOGRAFICO DE LA REGION NOROESTE DE YUGOSLAVIA CERCA DE LA FRONTERA CON ITALIA. POR MUCHOS AÑOS (MAS DE 700) LA GENTE DE LA REGION USO LA PALABRA ESLAVICA KARST Y LA PALABRA ITALIANA CARSO, AMBAS EXPRESIONES SON DE ORIGEN INDO-EUROPEO DE LA PALABRA KAR QUE SIGNIFICA "ROCA".

PARA LA FORMACION DEL CARST SE REQUIERE:

- 1) LA EXISTENCIA DE UN MEDIO AMBIENTE ADECUADO PARA EL DESARROLLO DE LOS PROCESOS CARSTICOS Y LA FORMACION DEL FENOMENO DEL CARST.
- 2) MOVIMIENTOS TECTONICOS Y DESCOMPOSICION E INTEMPERISMO DE LA SUPERFICIE TERRESTRE.
- 3) LA PRESENCIA DEL AGENTE DISOLVENTE, EL AGUA.

#### -DISTRIBUCION DEL CARST.

LOS TIPOS DE ROCAS QUE SON SUSCEPTIBLES DE CARSTIFICACION ESTAN AMPLIAMENTE DISTRIBUIDAS A TRAVES DEL MUNDO. ESTO DEMUESTRA QUE EL CARST NO ESTA ASOCIADO CON UNA SOLA REGION GEOGRAFICA. POR OTRO LADO, LA DISTRIBUCION NO UNIFORME DEL CARST ES EVIDENTE. POR EJEMPLO, MIENTRAS QUE LA CUENCA DEL MEDITERRANEO ES EXCEPCIONALMENTE RICA EN REGIONES CARSTICAS, EXISTEN VASTAS AREAS EN SUR AMERICA Y ESCANDINAVIA DONDE LOS CARBONATOS Y OTRAS ROCAS SOLUBLES ESTAN AUSENTES, O SE PRESENTAN MUY LOCALMENTE. DE ACUERDO A MASKIMOVICH (1969) UNA CUARTA PARTE DEL AREA EMERGIDA ESTA CONSTITUIDA POR ROCAS SOLUBLES Y PRINCIPALMENTE POR ROCAS CARBONATADAS. SE CONSIDERAN 40 M km<sup>2</sup> DE ESTAS ULTIMAS ROCAS; MIENTRAS QUE LOS YESOS Y ANHIDRITAS CERCA DE 7 M km<sup>2</sup>.

EN EL AREA DEL GOLFO DE MEXICO SE ENCUENTRA UNA AMPLIA FAJA DESDE JAMAICA, CUBA, PUERTO RICO, ISLAS BAHAMAS, LA FLORIDA, TEXAS, PENINSULA DE YUCATAN Y EL AREA DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL EN MEXICO Y GUATEMALA Y CUBRE APROXIMADAMENTE 500 000 Km<sup>2</sup>.

#### -TIPOS DE CARST.

DEPENDIENDO DE QUE FACTORES SEAN CONSIDERADOS PARA ESTABLECER LAS BASES FUNDAMENTALES PARA LA CLASIFICACION, VARIOS AUTORES HAN CLASIFICADO EL CARST DE ACUERDO A CARACTERISTICAS MORFOLOGICAS, FACTORES ESTRUCTURALES, FACTORES TECTOGENETICOS, POSICION GEOGRAFICA Y MEDIOS DE DEPOSITO DE ROCAS CARBONATADAS, ENTRE OTROS.

CVIJIC (1924 - 1926) DIO LA PRIMERA CLASIFICACION DE CARST, UTILIZANDO FACTORES MORFOLOGICOS, EL DIVIDIO EL CARST EN TRES TIPOS:

HOLOCARST (CARST COMPLETO), CARACTERIZADO POR LA EXISTENCIA DE FENOMENOS CARSTICOS SUPERFICIALES Y SUBTERRANEOS Y POTENCIALMENTE VIABLE PARA SU DESARROLLO Y CREACION DE NUEVO CARST.

MEROCASST (CARST INCOMPLETO). DONDE LOS PROCESOS CARSTICOS NO ACTUAN COMPLETAMENTE, EL CARST ES POCO FRECUENTE Y LA PROFUNDIDAD DE CARSTIFICACION ES LIMITADA. COMUNMENTE SE PRESENTE CARST CUBIERTO.

TRANSICIONAL. SE ENCUENTRA EN CALIZAS AISLADAS POR ROCAS IMPERMEABLES, MENOS SOLUBLES, SE UBICAN EN REGIONES MONTANOSAS.

DESDE UN PUNTO DE VISTA HIDROGEOLOGICO, LA CLASIFICACION DEL CARST ES MUY IMPORTANTE, SE BASA EN DIFERENCIAS DE LAS CARACTERISTICAS GEOLOGICAS ESENCIALES; LA LITOLOGIA Y LA ESTRUCTURA. DE ACUERDO CON ESTO SE IDENTIFICAN DOS TIPOS DE CARST:

1) CARST DE PLATAFORMA

2) CARST DE MONTANA

#### -FORMAS CARSTICAS.

EL CONOCIMIENTO DE UN APARATO REQUIERE EL ANALISIS DETENIDO DE CADA UNO DE SUS ELEMENTOS O FENOMENOS. EL APARATO CARSTICO CONSTA ESENCIALMENTE DE TRES GRUPOS O CONJUNTOS DE FENOMENOS QUE PODEMOS DENOMINAR FORMAS CARSTICAS, POR ANALOGIA CON SUS HOMOLOGAS FORMAS DE RELIEVE TERRESTRE:

- 1) FORMAS DE ABSORCION, DONDE SE PRODUCE LA INFILTRACION DE LAS AGUAS QUE HAN DE GENERAR LOS FENOMENOS CARSTICOS.
- 2) FORMAS DE CONDUCCION, DONDE TIENE LUGAR LA CIRCULACION
- 3) FORMAS DE EMISION, POR DONDE SE REINTEGRA EL AGUA SUBTERRANEA

#### II- EL MEDIO CARSTICO.

PARA LA FORMACION DE CARST COMO SE MENCIONA LINEAS ARRIBA, ES NECESARIO, PRIMERO LA EXISTENCIA DE UN MEDIO ADECUADO, LA ROCA SOLUBLE, Y PRINCIPALMENTE LA CALIZA, ES EL ELEMENTO PERMANENTE DEL FENOMENO CARSTICO. ES EL MEDIO DE CIRCULACION DEL AGUA Y ES EL DOMINIO DONDE TIENE LUGAR LA LARGA Y COMPLEJA EVOLUCION SUBTERRANEA. EVOLUCION DADA POR EL COMPLEJO CONJUNTO DE FENOMENOS FISICO-QUIMICOS-GEOLOGICOS QUE SE DENOMINA CARSTIFICACION.

#### -COMPOSICION QUIMICA DE LA CALIZA.

CON EL NOMBRE DE CALIZA SE DESIGNA EN REALIDAD UN CONJUNTO DE ROCAS DE COMPOSICION A VECES BASTANTE HETEROGENEA, SI BIEN EN TODAS ELLAS DOMINA COMO COMPONENTE EL  $\text{CaCO}_3$  (95%), EL RESTO ESTA CONSTITUIDO GENERALMENTE POR  $\text{MgCO}_3$ , SILICE, ALUMINA, OXIDOS DE HIERRO Y MANGANESO, ALCALIS Y OTROS COMPONENTES EN MENOR PROPORCION. EN LA TABLA I, TOMADA DE PETTIJOHN, PUEDE VERSE LA COMPOSICION CUANTITATIVA DE ALGUNAS CALIZAS. HABRA QUE CONSIDERAR LA EXISTENCIA DE UNA FAMILIA DE ROCAS CALIZAS CON COMPOSICION BASTANTE DIVERSA Y ORIGENES DIFERENTES. EL TERMINO MAS PROXIMO A LAS CALIZAS SON LAS DOLOMIAS, QUE SE FORMAN CUANDO LA CANTIDAD DE  $\text{MgCO}_3$  SE ELEVA AL 40%. ENTRE LAS CALIZAS Y DOLOMIAS EXISTE UNA GAMA DE TERMINOS INTERMEDIOS QUE SE DENOMINAN COLECTIVAMENTE CALIZAS DOLOMITICAS. IGUALMENTE, CUANDO LA SILICE AUMENTA DESPROPORCIONADAMENTE, SE FORMAN LAS CALIZAS FTANITICAS O SILICEAS.

INTERNA Y COMPOSICION MINERALOGICA.

2. MATRIZ (o CEMENTO), O ELEMENTOS AUTIGENOS, FORMADOS POR DOS ELEMENTOS:

- ESPATITA, CRISTALES MAYORES DE 10 MICRAS.

- MICRITA, CRISTALES MENORES DE 10 MICRAS.

LA BASE DE LA CLASIFICACION DE FOLK ESTA EN LA RELACION ENTRE LOS ALOQUIMICOS Y LA MATRIZ. FUNDAMENTALMENTE CONSIDERA CINCO TIPOS: I. ROCAS CON PREDOMINIO DE ALOQUIMICOS Y CEMENTO DE CALCITA ESPATICA; II. ROCAS CON PREDOMINIO DE ALOQUIMICOS Y MICRITA; III. ROCAS CON PREDOMINIO DE MICRITA; IV. ROCAS ORGANOGENAS ARRECIFALES, Y V. ROCAS AMPLIAMENTE DOLOMITIZADAS.

TODAS LAS CALIZAS EXISTENTES CABEN DENTRO DE ESTA CLASIFICACION TEXTURAL, PUESTO QUE EN CUALQUIERA DE ELLAS SE ENCUENTRAN LOS ELEMENTOS EXIGIDOS; DE AQUI QUE LA CLASIFICACION DE FOLK TENGA UNA IMPORTANCIA CADA DIA MAYOR EN SEDIMENTOLOGIA, Y SOBRE TODO, EN LA CONSTRUCCION DEL AMBIENTE PALEOGEOGRAFICO.

#### - ESTRUCTURA DE LA CALIZA

COMO TODA ROCA SEDIMENTARIA LA CALIZA TIENE DOS TIPOS DE ESTRUCTURA; 1. CONGENITA O SINEDIMENTARIA, PRODUCIDA DURANTE LA SEDIMENTACION; 2. TECTONICA O MECANICA, PRODUCIDA POR ACCIONES OROGENICAS, POSTERIORES CASI SIEMPRE A LA SEDIMENTACION. LA ESTRUCTURA CONGENITA SE MANIFIESTA ANTE TODO POR LA PRESENCIA DE PLANOS DE ESTRATIFICACION Y POR LA DISPOSICION INTERNA DE LOS ELEMENTOS MACROSCOPICOS DEL MATERIAL SEDIMENTARIO. LOS PRIMEROS DELIMITAN CUERPOS DE CALIZA LLAMADOS ESTRATOS, Y EL CONJUNTO DE ESTRATOS SE LLAMA ESTRATIFICACION. LOS ESTRATOS SON EN REALIDAD CUERPOS GEOLOGICOS QUE TIENEN UNA GRAN EXTENSION SUPERFICIAL Y POCO ESPESOR. ESTE ESPESOR SE LLAMA POTENCIA; LAS DIMENSIONES SON MUY VARIABLES, LO MISMO QUE SU FORMA, AUNQUE ES CLASICA LA IDEA PRIMARIA DE LA FORMA LENTICULAR DEL ESTRATO; EN TODO CASO, EN LA PRACTICA, EL GEOLOGO SOLO PERCIBE EN SUS TRABAJOS FRAGMENTOS DE ESTRATOS, PUESTO QUE CUBREN GENERALMENTE AREAS REGIONALES Y NO ES POSIBLE DELIMITARLOS EN SU TOTALIDAD EN EL CAMPO, SIN HACER ESTUDIOS A LA ESCALA REGIONAL. LOS PLANOS DE ESTRATIFICACION SE INTERPRETAN GENERALMENTE COMO INTERRUPCIONES EN LA SEDIMENTACION O DIASTEMAS. EN TODO CASO, DESDE EL PUNTO DE VISTA ESTRUCTURAL, REPRESENTAN SOLUCIONES DE CONTINUIDAD EN LA MASA CALIZA QUE TIENEN UNA GRAN IMPORTANCIA EN EL DESARROLLO DEL KARST.

LOS INTERVALOS ENTRE LOS PLANOS DE ESTRATIFICACION CONDICIONAN LA POTENCIA DE LOS ESTRATOS; ESTA ES TANTO MAYOR CUANTO MAYORES SEAN LOS INTERVALOS. ESTOS SON MUY VARIABLES DESDE MILIMETROS A DECENAS Y AUN CENTENARES DE METROS: DE ESTE MODO PASAMOS DESDE LAS CALIZAS MICROESTRATIGRAFICADAS, CUYOS ESTRATOS TIENEN POTENCIA DE MILIMETROS, HASTA CALIZAS MASIVAS QUE PUEDEN LLEGAR A



TENER ALGUNOS CENTENARES DE METROS. LO MAS FRECUENTE ES QUE LAS POTENCIAS SEAN MEDIAS, ES DECIR OSCILEN ENTRE ALGUNOS CENTIMETROS Y VARIOS METROS.

ES TAMBIEN FRECUENTE QUE NO EXISTA REGULARIDAD EN LOS INTERVALOS DE LOS PLANOS DE ESTRATIFICACION. CUANDO ESTOS INTERVALOS AUMENTAN O DISMINUYEN PROGRESIVAMENTE TENEMOS EL FENOMENO LLAMADO POLARIDAD.

LA DISPOSICION INTERNA DE LOS ELEMENTOS MACROSCOPICOS CONSTITUYE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL ESTRATO, QUE VARIA SEGUN EL ORIGEN DE LA CALIZA. NO EXISTE UNA BUENA CLASIFICACION DE ESTRUCTURAS DE CALIZAS, DE MANERA QUE PROVISIONALMENTE USAREMOS LA SIGUIENTE:

1. CALIZAS DETRITICAS. LA TEXTURA PUEDE SER ISOTROPA CUANDO SUS ELEMENTOS MINERALES NO TIENEN UNA ORDENACION DETERMINADA; ANISOTROPA SI ESTAN ORDENADOS, PUDIENDO TENER ENTONCES GRANULOCLASIFICACION, COMO EN LA MOLASA, VARVADA Y MICRORITMICA EN LAS CALCARENITAS; PUEDEN PRESENTAR TAMBIEN ESTRATIFICACIONES OBLICUAS. TEXTURA BRECHICA, EN LAS BRECHAS CALIZAS.

2. CALIZAS EVAPORITICAS. SE CARACTERIZAN POR SU POROSIDAD ELEVADA, QUE PUEDE IR DESDE POROS GRANDES, COMO EN LAS CALIZAS TOBACEAS Y EN LOS TRAVERTINOS, HASTA POROS MUY PEQUEÑOS, COMO EN LAS ESTALAGMITAS Y LAS CORTEZAS CALIZAS DE LOS PAISES SECOS Y ARIDOS.

3. CALIZAS ORGANOGENAS. CUANDO SON ORGANOCLASTICAS, ES DECIR, CUANDO ESTAN FORMADAS POR LA CONCENTRACION DE FRAGMENTOS DE CONCHAS, ESTOS FRAGMENTOS DESEMPEÑAN EL MISMO PAPEL QUE LOS CLASTOS MINERALES DE LAS CALIZAS DETRITICAS, Y ENTONCES PUEDEN PRESENTAR IDENTICAS TEXTURAS QUE AQUELLAS. LAS LUMAQUELAS, EN CAMBIO, PRESENTAN TEXTURAS ESPECIFICAS. LAS CONCHAS PUEDEN ESTAR ORDENADAS O NO, ES DECIR, PUEDEN TENER TAMBIEN ISOTROPIA O ANISOTROPIA. LAS KLINTITAS TIENEN ESTRUCTURAS MUY ESPECIFICAS, SIENDO GENERALMENTE ROCAS MUY POROSAS, RICAS EN GEODAS, YA SINSEDIMENTARIAS, YA GENERADAS POR DISOLUCION DE FOSILES O POR DIAGENESIS LAMINA NO. 3

TODOS ESTOS DETALLES ESTRATIGRAFICOS DE LA CALIZA TIENEN UN VALOR GRANDE CUANDO SE TRATA DE INVESTIGAR LA HIDROGEOLOGIA DE UNA ZONA CARSTICA, PUESTO QUE COMO VEREMOS MAS ADELANTE, SIN ELLOS NO ES POSIBLE COMPRENDER EN SU TOTALIDAD EL DESARROLLO DEL CARST, GEZE (1965). POR ESTO, ANTE TODO, EL INVESTIGADOR DEL CARST HA DE SER UN GEOLOGO O DEBE POSEER EL BAGAJE GEOLOGICO NECESARIO PARA PODER ABORDAR CON EXITO LOS PROGRAMAS INHERENTES AL CARST.

## - TECTONICA DE LA CALIZA

LA ESTRUCTURA CONGENITA, O SINSEDIMENTARIA, DE LA CALIZA ESTA, A MENUDO, ALTERADA POR LA ESTRUCTURA TECTONICA, PRODUCIDA POR UN CONJUNTO DE FUERZAS QUE HAN ACTUADO CON POSTERIORIDAD A LA SEDIMENTACION. LOS PLANOS DE ESTRATIFICACION SON CASI SIEMPRE HORIZONTALES, PUESTO QUE LA SEDIMENTACION ES UN FENOMENO CONDICIONADO SOBRE TODO POR LA GRAVEDAD, PERO EN LAS REGIONES MONTANOSAS LOS ESTRATOS ESTAN FUERTEMENTE INCLINADOS, ROTOS O PLEGADOS, COMO CONSECUENCIA DE LA ACTUACION DE LAS FUERZAS OROGENICAS QUE YA SE HAN MENCIONADO, Y QUE ALTERAN TOTALMENTE LA ESTRUCTURA PRIMITIVA DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS. ESTAS DEFORMACIONES TECTONICAS DE LAS ROCAS DEPENDEN ANTE TODO DE LA REACCION DE CADA TIPO DE MATERIAL ANTE LOS ESFUERZOS OROGENICOS, DE TAL MANERA QUE LA CALIZA REACCIONARA DE UNA MANERA ESPECIFICA Y LAS FORMAS TECTONICAS O TIPOS DE DEFORMACIONES QUE EN ELLAS SE PRODUCIRAN SERAN PUES, PROPIOS DE LAS CALIZAS.

LOS TECTONICISTAS DIVIDEN LAS DEFORMACIONES TECTONICAS DE LAS ROCAS EN DOS GRANDES CONJUNTOS: 1. PLIEGUES, Y 2. ROTURAS. LOS PLIEGUES SON DEFORMACIONES CONTINUAS, PUESTO QUE LOS MATERIALES SE DEFORMAN SIN SOLUCION DE CONTINUIDAD; LA DEFORMACION ES MUY INTIMA Y AFECTA ANTE TODO A LA TEXTURA DE LA ROCA, LAS ROTURAS, EN CAMBIO, SON DEFORMACIONES DISCONTINUAS, PUESTO QUE ROMPEN LA CONTINUIDAD DE LA MASA ROCOSA, QUE DE ESTE MODO QUEDA DIVIDIDA EN BLOQUES SEPARADOS POR OTRAS TANTAS SOLUCIONES DE CONTINUIDAD, O PLANOS DE ROTURA. LA GENERACION DE PLIEGUES O ROTURAS ES CONSECUENCIA DEL GRADO DE COHESION DEL MATERIAL SOBRE EL QUE ACTUA LA PRESION OROGENICA, DE TAL MODO QUE LAS ROCAS PLASTICAS SE PLIEGAN, TANTO MAS INTENSAMENTE CUANTO MAS PLASTICAS SON, MIENTRAS QUE LAS ROCAS RIGIDAS SE ROMPEN, FALTAS DE ELASTICIDAD PARA UNA DEFORMACION CONTINUA. DE ESTE MODO SE HAN DIVIDIDO LAS ROCAS EN OROGENAS O PLASTICAS, CAPACES DE ORIGINAR PLIEGUES Y PLEGAMIENTOS, Y CRATOGENAS O RIGIDAS, APTAS SOLO PARA ENGENDRAR ROTURAS.

LOS PLIEGUES SON ONDULACIONES DE LOS ESTRATOS DE LONGITUD DE ONDA MAYOR O MENOR, A TENOR DE LA INTENSIDAD DE LA FUERZA QUE LOS HA ORIGINADO, EN ELLOS LOS ESTRATOS HAN PERDIDO SU PRIMITIVA HORIZONTALIDAD Y PRESENTAN INCLINACIONES RESPECTO AL HORIZONTE LLAMADAS BUZAMIENTOS. EL BUZAMIENTO VIENE EXPRESADO POR EL ANGULO DE BUZAMIENTO. EL PLIEGUE MAS ELEMENTAL ES EL ANTICLINAL, QUE TIENE FORMA DE TEJADO Y EN SECCION TRANSVERSAL SE PARECE A UNA V INVERTIDA:

LAS ROTURAS SON DEFORMACIONES DISCONTINUAS QUE VIENEN SIEMPRE DETERMINADAS POR LA PRESENCIA DE UN PLANO O SOLUCION DE CONTINUIDAD. PUEDE OCURRIR QUE SOBRE ESTE PLANO UNA DE LAS PARTES QUE DIVIDE A LA MASA CALIZA SE DESPLACE. LAS SIMPLES ROTURAS SE LLAMAN DIACLASAS LAMINA NO. 4 LAS ROTURAS SON DESPLAZAMIENTO DE UNO DE LOS BLOQUES SE LLAMAN FALLAS; FINALMENTE, LAS ROTURAS PUEDEN PROCEDER A LA FRAGMENTACION DE LOS FLANCOS INFERIORES DE LOS PLIEGUES INCLINADOS, TUMBADOS O ACOSTADOS, EN CUYO CASO SE

LLAMAN FLIEGUES-FALLAS. NO OBSTANTE, AUNQUE ROTURAS, LOS FLIEGUES-FALLAS DIFIEREN PROFUNDAMENTE EN CUANTO A SU GENESIS Y GEOMETRIA DE LAS VERDADERAS ROTURAS (DIACLASAS Y FALLAS), SOBRE TODO EN QUE SUS PLANOS SON COMPLEJOS Y ESTAN FORMADOS POR FRAGMENTOS DE LOS MATERIALES DEL FLANCO INFERIOR LAMINADO; ESTAS ROCAS TRITURADAS SE LLAMAN MILONITAS Y SON COMPARABLES A LAS BRECHAS SEDIMENTARIAS POR SUS CARACTERES FISICOS, DE MANERA QUE SON VERDADERAS BRECHAS TECTONICAS.

UN DATO DE MUCHO INTERES EN LO QUE RESPECTA A LA HIDROGEOLOGIA ES LA CIRCUNSTANCIA QUE LOS INTERVALOS DE UN SISTEMA DE DIACLASAS SON TANTO MAS PEQUENOS CUANTO MAS COMPACTA ES LA ROCA. ASI, PUES, SOBRE UNA CALIZA MARGOSA LOS INTERVALOS PUEDEN SER, Y SON SIEMPRE, MUY GRANDES, DEL ORDEN DE VARIOS METROS; EN CAMBIO, SOBRE UNA CALIZA LITOGRAFICA O SOBRE UNA DOLOMIA COMPACTA, LOS INTERVALOS PUEDEN SER DE UNO O VARIOS CENTIMETROS. EL NUMERO DE DIACLASAS POR UNIDAD DE SUPERFICIE PUEDE LLAMARSE DENSIDAD DE DIACLASACION, SIENDO DE LA MAYOR IMPORTANCIA EN LA CIRCULACION CARSTICA.

#### - CINETICA CARSTICA

EL FENOMENO CARSTICO ES EL RESULTADO DE LA DINAMICA DEL SISTEMA AGUA-CALIZA. LA CIRCULACION DEL AGUA POR LA MASA CALIZA A TRAVES DE LA FISURAS ES LA CAUSA DE TODA LA COMPLEJA FENOMENOLOGIA CARSTICA, QUE EN SU ESENCIA SE REDUCE A DOS PROCESOS FUNDAMENTALES: UNO QUIMICO, DE DISOLUCION, Y OTRO MECANICO, DE EROSION. LA HEGEMONIA DE UNO U OTRO PROCESO DEPENDE DE LAS CONDICIONES DE CIRCULACION DEL AGUA. CUANDO EL VOLUMEN DE AGUA CARSTICA ES PEQUENO Y LA CIRCULACION SE REALIZA A LO LARGO DE FISURAS ESTRECHAS, NO SE PUEDE DESARROLLAR FUERZA VIVA SUFICIENTE PARA QUE SE PRODUZCA EROSION Y LA HEGEMONIA DEL PROCESO CARSTICO CORRESPONDERA A LA DISOLUCION. CUANDO EL AGUA CORRE LIBREMENTE Y EN MASA, COMO EN UN CURSO FLUVIAL ACCIONADA EXCLUSIVAMENTE POR LA GRAVEDAD, LOS FENOMENOS DINAMICOS SE REALIZAN IGUAL QUE EN LA SUPERFICIE: EXCAVACION DEL CAUCE Y, POR TANTO, EROSION, SIN EXCLUIR LA DISOLUCION, LA HEGEMONIA DEL FENOMENO CORRESPONDERA A LA EROSION. CUANDO EL AGUA CIRCULA EN MASA POR CONDUCTOS AMPLIOS, PERO LLENANDOSLOS COMPLETAMENTE, LA CIRCULACION ES LENTA Y EL PROCESO EROSIVO, PRODUCIDO SOBRE TODO POR EROSION HIDROSTATICA MAS QUE POR GRAVEDAD, SE UNE UN PROCESO DE DISOLUCION LENTA: EROSION Y DISOLUCION ESTARAN EQUILIBRADOS.

LAS POSIBILIDADES DE DISOLUCION DE LACALIZA DEPENDEN DE DOS FACTORES:

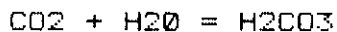
- 1) DE LA COMPOSICION QUIMICA DE LA CALIZA
- 2) DE LA ACIDEZ DEL AGUA CARSTICA

EL CONTENIDO DE  $\text{CaCO}_3$  DE LA CALIZA ES ESENCIAL PARA LA DISOLUCION;: LAS CALIZAS MUY PURAS, CON PORCENTAJES DEL ORDEN DE 96% EN CARBONATO CALCIO, SON MUY SOLUBLES; LA SOLUBILIDAD DISMINUYE A MEDIDA QUE DISMINUYE TAMBIEN EL PORCENTAJE EN  $\text{CaCO}_3$ .

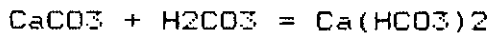
GENERALMENTE LOS PORCENTAJES EN  $\text{CaCO}_3$  DEL AGUA SUBTERRANEA NO EXCEDEN DE 400 PPM, Y LA MAYORIA NO ALCANZA LAS 200 PPM.

LA SOLUBILIDAD DE LA CALIZA SOLO PUEDE REALIZARSE BAJO LA FORMA DE BICARBONATO DE CALCIO DE TAL MODO QUE ES NECESARIA LA PREVIA TRANSFORMACION EN  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ , PUESTO QUE EL  $\text{CaCO}_3$  ES COMPLETAMENTE INSOLUBLE. EL CONTENIDO EN EL AGUA DE  $\text{CO}_2$  ES EL PRINCIPAL RESPONSABLE DE ESTA TRANSFORMACION LAMINA No. 5.

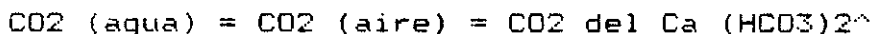
EL BIOXIDO DE CARBONO SE DISUELVE EN EL AGUA Y FORMA ACIDO CARBONICO



ESTE ACIDO SE COMBINA CON EL CARBONATO DE CALCIO DANDO BICARBONATO DE CALCIO QUE SE DISUELVE FACILMENTE EN EL AGUA:



PERO EL BIOXIDO DE CARBONO DISUELTO EN EL AGUA NO SE COMBINA TOTALMENTE CON EL AGUA PARA FORMAR EL ACIDO CARBONICO, DE MANERA QUE EL RESTO DE  $\text{CO}_2$  SE EQUILIBRA POR UNA PARTE CON EL  $\text{CO}_2$  AL AIRE, Y POR OTRA, CON EL  $\text{CO}_2$  DEL BICARBONATO DE CALCIO:



ESTO HACE QUE CUANDO SE PRODUCE CUALQUIER DESEQUILIBRIO DE ESTA ECUACION SE PROPICIA LA PRECIPITACION DE  $\text{CaCO}_3$  PARA REESTABLECER EL EQUILIBRIO PERDIDO.

### III.-SISTEMA CARSTICO

QUEDA INTEGRADO POR LA ROCA SOLUBLE, LA FISURACION, EL AGUA CIRCULANTE Y EL TRABAJO DE DISOLUCION Y EROSION INHERENTE A LA CIRCULACION CARSTICA. CUANDO FALTE LA CIRCULACION SE CONSIDERA UN SISTEMA PASIVO. LAMINA No. 6.

SE CONSIDERAN TRES REGIONES:

- 1) ZONA SUPERIOR SUPERFICIAL O ZONA DE ABSORCION
- 2) ZONA INTERNA DE CIRCULACION LIBRE O ALTERNATIVAMENTE LIBRE O A PRESION.
- 3) ZONA INFERIOR DE CIRCULACION PERMANENTEMENTE A PRESION

DEBE ESPERARSE ENTRE LAS ZONAS 2 Y 3 UNA ZONA DE EMERGENCIAS DEL AGUA.

#### - FORMAS DE ABSORCION (EXOCARSTICAS)

SON DE DOS TIPOS: FORMAS CERRADAS EN DONDE SE REALIZA LA ABSORCION LENTAMENTE Y FORMAS ABIERTAS EN DONDE EL AGUA PENETRA EN MASA.

#### - DOLINAS.

RESULTADO DE LA INFILTRACION DEL AGUA POR LAS INTERSECCIONES DE DOS DIACLASAS O FISURAS MENORES CREANDO UNA ZONA DE MAXIMA DISOLUCION EN FORMA DE DEFRESION CIRCULAR, EN PRINCIPIO EN UNIFORME. LAMINA No. 7.

#### - UVALAS.

CUANDO LAS DOLINAS EVOLUCIONAN EN SUPERFICIE MAS RAPIDAMENTE QUE EN PROFUNDIDAD, ES FRECUENTE QUE LOS BORDES SE CONJUGUEN ORIGINANDO UNA DEFRESION MAS AMPLIA, LLAMADA UVALA. LAMINA No. 8.

#### -POLJES.

CONSTITUYEN LAS FORMAS DE ABSORCION DEL CARST, DE MAYOR EXTENCION SUPERFICIAL, MORFOLOGICAMENTE NO DIFIEREN DE LAS FOSAS TECTONICAS O GRABEN. DE FORMA ALARGADA, FONDO PLANO, CUBIERTOS DE SEDIMENTOS, DE ENTRE LOS CUALES EMERGEN ISLOTES ROCOSOS FUERTEMENTE CARSTIFICADOS Y ATRAVESADOS POR CAVERNAS MUERTAS, LLAMADAS "HUM". LAMINA No. 9.

#### -LAFIAZ

CUMBRES Y VERTIENTES CALIZAS CUBIERTAS DE HENDIDURAS Y ARANAZOS EN PROFUNDIDAD VARIABLE. LAMINA No. 10.

ENTRE ALGUNAS OTRAS FORMAS DE ABSORCION QUE PUEDEN MENCIONARSE SE ENCUENTRAN: VALLES MUERTOS, SIMAS SUMIDEROS Y OTROS.

EL INTERES QUE PUEDE TENER EL LAPIAZ DESDE EL PUNTO DE VISTA HIDROGEOLOGICO ES QUE CON TODA PROBABILIDAD ES TAMBIEN UNA FORMA DE ABSORCION O ADEMÁS ES MUY PROBABLE QUE LAS FORMAS DE CONDUCCION DE LOS CARST EMBRIONARIOS ARRANQUE DE CAMPOS DE LAPIAZ Y QUE DICHOS CAMPOS CONSTITUYAN EL PUNTO DE PARTIDA DEL DESARROLLO DE UNA FASE DE CARSTIFICACION. EN ESTE SENTIDO HEMOS DE CONSIDERAR EL LAPIAZ COMO EL PRIMER FENOMENO CARSTICO.

- FORMAS DE CONDUCCION

SON LAS MAS IMPORTANTES DESDE EL PUNTO DE VISTA HIDROGEOLOGICO. DE ACUERDO A SU CLASIFICACION GEOMORFOLOGICA, LAS FORMAS DE CONDUCCION SON ANTE TODO FORMAS ESTRUCTURALES YA QUE SE ORIGINAN DE LOS ELEMENTOS TECTONICOS Y SE DESARROLLAN A LO LARGO DE LAS DISCONTINUIDADES GEOLOGICAS. LA RELACION ENTRE ESTRUCTURA Y FORMA DE CONDUCCION ESTAN ESTRECHA QUE LAS FORMAS DE CONDUCCION MAS DESARROLLADAS ES TAN EXCAVADOS EN LOS ELEMENTOS PRINCIPALES DE LAS ESTRUCTURAS, EJES DE PLIEGUES O PLANOS DE FALLA, POR EJEMPLO.

#### IV.-CARACTERISTICAS HIDRAULICAS E HIDROLOGICAS DE LOS ACUIFEROS CARSTICOS

##### -ANALISIS GEOHIDROLOGICO DE LOS TERRENOS CARSTICOS.

NINGUNO DE LOS INTENTOS FORMALES PARA CUANTIFICAR EL TRATAMIENTO DEL FLUJO DEL AGUA A TRAVES DE COLECTORES O CONDUCTOS CARSTICOS HAN REALMENTE TENIDO EXITO. LOS CALCULOS REQUIEREN, COMO PREREQUISITO, CONOCER LA GEOMETRIA DE LOS CONDUCTOS Y DADA LA COMPLEJIDAD DE LOS PARAMETROS HIDROGEOLOGICOS EN LOS COLECTORES CARSTICOS Y LA IMPOSIBILIDAD DE QUE SUS EFECTOS PUEDAN SER DIRECTAMENTE EVALUADOS.

LA EXPERIENCIA APOYA LAS HIPOTESIS QUE LA CIRCULACION SE LLEVA A CABO A TRAVES DE SISTEMAS O CONDUCTOS LOS CUALES PUEDEN APROXIMARSE COMO UNA SERIE DE RECEPTACULOS DE DIFERENTES FORMAS Y CAPACIDADES. ESTOS ESTAN CONECTADOS POR UNA RED DE TUBOS DE DIAMETROS VARIABLES. LA POSICION ESPACIAL DE ESTOS ELEMENTOS ES DESCONOCIDA COMPLETAMENTE Y PRACTICAMENTE IMPOSIBLE DE DEFINIR. LOS CONDUCTOS CARSTICOS INDIVIDUALES SON MUY RAROS.

LAS CARACTERISTICAS HIDROGEOLOGICAS ESPECIFICAS DE LAS REGIONES CARSTICAS SON REFLEJADAS EN LA SIMILITUD DE LAS CARACTERISTICAS HIDROLOGICAS ESPECIFICAS.

LAS CARACTERISTICAS HIDROLOGICAS BASICAS DE LAS REGIONES CARSTICAS SON:

- LA PRECIPITACION ES RETENIDA SOLO PARCIALMENTE EN LA SUPERFICIE ESTO HACE QUE LAS REGIONES CARSTICAS SE CARACTERICEN POR CORRIENTES SUPERFICIALES DE LIMITADA LONGITUD CON TENDENCIA A DESAPARECER.
- LOS CURSOS DE AGUA Y ALGUNOS MANANTIALES SE CARACTERIZAN POR ALTAS FLUCTUACIONES EN SU CAUDAL Y DESCARGAS, RESPECTIVAMENTE.

##### - CURVAS DE RECESION

AL CONTRARIO DE LOS TERRENOS COMPUESTOS DE FORMACIONES GEOLOGICAS NO SUJETAS A CARSTIFICACION, ALGUNOS DE LOS FACTORES BASICOS PARA LA EVALUACION (CARACTERISTICAS HIDROGEOLOGICAS DEL MEDIO, GEOMETRIA DEL ACUIFERO Y AREA DE CAPTACION) SON MUY DIFICILES DE CUANTIFICAR.

EL SISTEMA CARSTICO A MENUDO DESCARGA SU FLUJO EN GRANDES MANANTIALES. ESTA CARACTERISTICA HACE VIABLE LOS CALCULOS DE LOS TERMINOS DE BALANCE Y ALMACENAMIENTO POR EL ANALISIS DEL HIDROGRAFO DE LAS DESCARGAS DE LOS MANANTIALES. PARA ESTE ANALISIS SE UTILIZARA LA PARTE DEL HIDROGRAFO QUE REPRESENTA EL VACIADO DEL SISTEMA. EL REGIMEN DE PRECIPITACION CUANDO EL TERMINO DEL AGUA DE DESCARGA ES PRACTICAMENTE CERO. EL ACUIFERO, ENTONCES SE ENCUENTRA EN UN ESTADO DE DESCARGA.

DE ACUERDO CON LA BASE TEORICA EL METODO RECOMENDADO ES EL METODO DE RECESION.

LAS BASES PARA EL TRATAMIENTO CUANTITATIVO ES LA FORMA GENERAL DE LA ECUACION PARA SER USADA POR AJUSTE DE LAS CURVAS DE RECESION DE LOS HIDROGRAFOS DE LA DESCARGA CONCENTRADA DEL ACUIFERO CUANDO LA RECARGA ES PRACTICAMENTE CERO:

$$Q_t = Q_0 (1/\text{EXP}(at))$$

$$Q_t = Q_0 (1/\text{EXP}(a(t-t_0)))$$

DONDE, DE ACUERDO A LA LAMINA No. 10

$Q_t$  = DESCARGA DEL MANANTIAL ( $m^3/\text{seg}$ ) DURANTE EL PERIODO  $t - t_0$ ;  
 $Q_0$  = DESCARGA DEL MANANTIAL DURANTE  $t = t_0$ ;  $t_0$  = TIEMPO INICIAL DE DESCARGA

$t$  = FINAL DEL PERIODO DE TIEMPO CALCULO;  $a$  = COEFICIENTE DEL PADRON DE DESCARGA DEL ACUIFERO.

LA ECUACION DE RECESION REPRESENTA LA PORCION DEL HIDROGRAFO ENTRE LOS PUNTOS B Y C DE LA LAMINA ANTERIOR. SI SE EXPRESA EN ESCALA SEMILOGARITMICA, LAMINA NO. 11, LA CURVA DE RECESION SE REPRESENTA COMO UNA RECTA; DE ESTA MANERA EL COEFICIENTE DE DESCARGA ( $a$ ) ES ENTONCES EXPRESADO POR LA TANGENTE DEL ANGULO ENTRE LA LINEA RECTA Y LA ABCISAS.

ASI, EL LOGARITMO DE  $Q_t = Q_0 (1 - x (t-t_0))$  PROVEE LA EXPRESION PARA CALCULAR EL COEFICIENTE DE DESCARGA ( $a$ )

$$\log Q_t = \log Q_0 - 0.4343 (t-t_0) a$$

ASI

$$a = \frac{\log Q_0 - \log Q_t}{0.4343 (t - t_0)}$$

EL COEFICIENTE  $a$  REPRESENTA LA CAPACIDAD DEL SUBSUELO DE LIBERAR AGUA. ESTO ES, POR SUPUESTO, CONSECUENCIA DE LAS CARACTERISTICAS HIDROGEOLOGICAS DEL MEDIO: LA POROSIDAD EFECTIVA ( $S$ ) Y LA TRANSMISIVIDAD. ( $T$ ).

LA INFLUENCIA DE LAS AGUAS SUPERFICIALES, PARTICULARMENTE LOS EFECTOS DEL ALMACENAMIENTO TEMPORAL ANUAL, RESTRINGE ALGUNAS VECES EL USO DE ESTOS METODOS.

EL VALOR DEL COEFICIENTE DE DESCARGA DISMINUYE CUANDO EL VALOR DE LA RETARDACION DEL SUBSUELO SE INCREMENTA CON UNA CURVA DE RECESION MENOS INCLINADA PERO MAS LARGA. ESTAS CURVAS INDICAN GRANDES RESERVAS DINAMICAS DEL ACUIFERO. LOS MANANTIALES DE ESTE TIPO DE ACUIFEROS SE ASOCIAN CON FLUJO PERMANENTE.



EN SENTIDO CONTRARIO, UN COEFICIENTE (a) GRANDE, NOS DA UNA CURVA MAS INCLINADA E INDICA QUE EL SUBSUELO TIENE POBRE O REDUCIDA CAPACIDAD DE RETARDACION.

LAS RESERVAS DINAMICAS EN ESTE CASO SON RAPIDAMENTE AGOTADAS TENIENDO RESERVAS SOLO TEMPORALES ASI QUE LOS MANANTIALES DE ESTE TIPO SON INTERMITENTES.

EL VACIADO O DESCARGA DEL SUBSUELO CARSTICO ESTA CARACTERIZADO EN LA MAYORIA DE LOS CASOS POR VARIAS CURVAS DE RECESION QUE PUEDEN SER AJUSTADOS POR VARIAS LINEAS RECTAS DE CORTA EXTENSION Y CON DIFERENTES PENDIENTES QUE CORRESPONDEN A VARIOS COEFICIENTES DE DESCARGA (a1, a2, .....an)

ESTE TIPO DE CURVA DE RECESION ES UNA FUNCION COMPLEJA QUE REFLEJA EL REGIMEN DE DESCARGA DEL ACUIFERO; EN OTRAS PALABRAS, REPRESENTAN LAS COMPLEJAS CARACTERISTICAS HIDROGEOLOGICAS DEL VOLUMEN DE ROCA CARSTIFICADO. LAMINA No.12. LA APROXIMACION ES ENTONCES:

$$Q_t = Q_{o1}[EXP(a_1t)] + Q_{o2}[EXP(-a_2t)] + \dots + Q_{on}[EXP(-a_nt)]$$

LA EXPERIENCIA MUESTRA QUE BAJO LAS CONDICIONES DE UN BIEN DESARROLLADO SISTEMA CARSTICO, TRES LINEAS RECTAS Y LAS CORRESPONDIENTES TRES COEFICIENTES DE DESCARGA PUEDE USUALMENTE SER ACEPTADO COMO UN BUEN AJUSTE. SIN EMBARGO, ESTO NO EXCLUYE EL AJUSTE DE OTRAS CURVAS DE RECESION MAS SIMPLES O COMPLEJAS.

UN EJEMPLO TIPICO DE ESTE REGIMEN FUE ENCONTRADO EN EL MANANTIAL DE OMBLA EN DEUBROVIA COMO SE MUESTRA EN LA LAMINA NO. 13.

LA BASE PARA EL TRATAMIENTO CUANTITATIVO ES LA FORMA GENERAL DE LA ECUACION PARA SER USADA POR SI SE DEFINE EL FLUJO INTERNO DEL ACUIFERO COMO CONSTANTE (Qg) DURANTE EL PERIODO DE RECESION, UNA VEZ QUE ESTE FLUJO DEL ACUIFERO ES ESTABLECIDO PUEDE INCLUIRSE EN LA PARTE DE LA RESERVA REGULADA DEL ACUIFERO. EL COEFICIENTE a, ENTONCES, CARACTERIZARA LA DESCARGA DE LOS SISTEMAS DE CURVAS Y CANALES DONDE PREVALECE EL FLUJO TURBULENTO. ESTO ESTA ASOCIADO A LA EVACUACION O DESCARGA DE GRANDES CANTIDADES DE AGUA EN MUY CORTO TIEMPO, EN EL EJEMPLO ANTERIOR ES DE 7 DIAS.

EL COEFICIENTE DE DESCARGA a2 CARACTERIZA EL VACIADO DE FRACTURAS PARCIALMENTE CARSTIFICADAS, PERO BIEN CONECTADAS. LA DURACION DE ESTOS SISTEMAS DURARON, PARA EL EJEMPLO, SOLO 13 DIAS.

EL COEFICIENTE a3 CARACTERIZA LA DESCARGA DE AQUELLA RESERVA DE AGUA, LA CUAL SOLO CONDICIONALMENTE DEBERIA SER INCLUIDA EN EL ACUIFERO. ESTAS RESERVAS DEPENDEN DE LAS CARACTERISTICAS HIDROGEOLOGICAS LOCALES ESPARCIDAS SOBRE LA MASA DE ROCA ENTERA. ESTAS REPRESENTAN SISTEMAS DE POROSIDAD POR FRACTURAMIENTO. ASI COMO DE MATERIALES ARENOSOS Y ARENO-ARCILLOSOS DEPOSITADOS EN CANALES INACTIVOS Y CUEVAS, TAMBIEN EN SIFONES Y CANALES DE ACUIFEROS LOCALES.

LA PORCION INICIAL DE LA CURVA DE RECESION CON EL COEFICIENTE  $a_1$ , INTEGRAN LA DESCARGA DE LAS RESERVAS REPRESENTADAS POR LOS COEFICIENTES  $a_2$  y  $a_3$  Y LA PARTE DE LA CURVA CON  $a_2$  CONTIENE LA DESCARGA DE LOS SISTEMAS CARACTERIZADOS POR EL COEFICIENTE  $a_3$ .

PARA LOS ASPECTOS DE SUMINISTROS DE AGUA, LAS PRINCIPALES CURVAS SON AQUELLAS CARACTERIZADAS POR EL COEFICIENTE  $a_3$  YA QUE MUESTRAN UN LENTO DECREMENTO, PERMANENTEMENTE ALIMENTADOS POR LAS PARTES MAS BAJAS DEL ACUIFERO. PARA SISTEMAS DE CARACTER REGIONAL CON ADECUADAS CARACTERISTICAS HIDROGEOLOGICAS Y FLUJOS CONCENTRADOS, A MENUDO EL AGOTAMIENTO TOTAL REQUIERE DE MUY GRANDES PERIODOS DE TIEMPO. PARA EL EJEMPLO DEL ACUIFERO DE OMBLA, SE REQUIEREN 470 DIAS SUPONIENDO QUE EN ESE PERIODO NO SE PRESENTA DESCARGA ALGUNA.

EL COEFICIENTE  $a$  HA SIDO ESTUDIADO POR NUMEROSOS AUTORES, ALGUNOS DE ELLOS (BAYARIC, 1978) ANALIZARON LAS RELACIONES ENTRE EL ALMACENAMIENTO Y LAS CARACTERISTICAS DE TRANSPORTE DE ACUIFEROS CARSTICOS. EN SUS ANALISIS SUPONEN:

- CIRCULACION UNIDIMENSIONAL
- MEDIO HOMOGENO T y S CONSTANTES
- SECCION CONSTANTE HORIZONTAL DEL ACUIFERO (B)
- GRADIENTES DE ENERGIA POTENCIAL PROMEDIO ( $I = 2Z/L$ )

APLICANDO LA ECUACION BASICA  $Q_0[EXP(-at)]$ , LA LEY DE DARCY Y LA ECUACION DE CONTINUIDAD.

SE OBTIENE:

$$Q = BT \frac{2L}{L}; Q = - SBL \frac{dz}{dt}$$

DIFERENCIANDO LA PRIMERA ECUACION EN t Y SUBSTITUYENDO dz/dt EN LA SEGUNDA, ENTONCES

$$\frac{dQ}{Q} = - \frac{2T}{SL^2} dt$$

INTEGRANDO ESTA ECUACION, SE OBTIENE LA SIGUIENTE EXPRESION

$$Q[EXP(-2t/sl^2)]$$

DONDE:

$$a = \frac{2T}{SL^2}$$

PARA EL MODELO MATEMATICO DEL ACUIFERO PARA EL CUAL LAS CARACTERISTICAS HIDROGEOLOGICAS PROVEEN UNA SEPARACION EN SUS PORCIONES DE ALMACENAMIENTO Y TRANSPORTE, ENTONCES.

$$Q = Q_0[\text{EXP}(-Tt/SA(L/B))]$$

DONDE;

$$a = \frac{TB}{SAL}$$

DONDE A ES IGUAL AL AREA DE LA PARTE DE ALMACENAMIENTO.

EL COEFICIENTE EN AMBAS ECUACIONES REPRESENTA LAS RELACIONES EL PROMEDIO DE TRANSPORTE Y LAS PROPIEDADES DE ALMACENAMIENTO DEL ACUIFERO. UN VALOR GRANDE  $a$  ES LA CONSECUENCIA DE UN PEQUEÑO  $S$  Y  $A$  Y GRANDE  $T$  REPRESENTARAN UN ACUIFERO PEQUEÑO CON POBRES CAPACIDADES DE ALMACENAMIENTO Y BUENA TRANSMISIVIDAD; NO OBSTANTE, LA RELACION  $Q/Q_0$  ES TAMBIEN PEQUENA.

#### V.- TRANSMISIVIDAD Y POROSIDAD EFECTIVA.

LAS DOS MAS IMPORTANTES CARACTERISTICAS HIDROGEOLOGICAS DE LOS ACUIFEROS SON LA TRANSMISIVIDAD (T) Y LA POROSIDAD EFECTIVA (S). COMO SE HA MENCIONADO, LINEAS ARRIBA, ESTAS CARACTERISTICAS NO DEBEN DEFINIRSE INVESTIGANDO INDIVIDUALMENTE A ELLAS. LAS DESCARGAS CONCENTRADAS DE LOS ACUIFEROS CARSTICOS HACEN POSIBLE EL ANALIZAR CONJUNTAMENTE LA T Y S DE LOS ACUIFEROS EN SU TOTALIDAD. PARA ENCONTRAR ESTO, SE REQUIERE QUE AL MENOS EXISTA UN PIEZOMETRO EN EL ACUIFERO Y QUE MUESTRE LAS FLUCTUACIONES DE LOS NIVELES DEL AGUA. AUNQUE, ES PREFERIBLE CONTAR CON UNA RED DE PIEZOMETROS DISTRIBUIDOS ESPACIALMENTE. EL VALOR PROMEDIO DE LOS NIVELES DEL AGUA EN TODOS LOS POZOS PUEDE UTILIZARSE COMO VALOR REPRESENTATIVO DE LOS NIVELES DEL ACUIFERO. PARA ESTE ANALISIS, SE NECESITA CONOCER EL AREA DE CAPTACION.

ASI, EL CAMBIO DEL NIVEL EN EL ACUIFERO DURANTE SU PERIODO DESCENSO PUEDE EXPRESARSE EN EL TIEMPO  $t=t_0$  POR:

$$A_{H_0} = \frac{V_0}{A} = \frac{86.4 Q_0}{dA}$$

DONDE  $A_{H_0}$  = A LA COLUMNA DE AGUA EQUIVALENTE QUE FLUYE FUERA DEL ACUIFERO DURANTE UN DESCENSO EN MM., 86400 SEGUNDOS POR UN DIA (SEG),  $Q_0$  = DESCARGA EN EL TIEMPO  $T_0$  ( $m^3/seg$ ),  $d$  = COEFICIENTE DE DESCARGA DE LA CURVA DE RECESION,  $A$  = AREA DE CAPTACION EL ACUIFERO EN  $KM^2$  Y  $V_0 = 86400 Q_0/d$  = VOLUMEN DE RESERVA DE AGUA DINAMICA DEL ACUIFERO

PARA  $t = t_0$

$$A_{H_t} = \frac{V_t}{A} = \frac{86.4 Q_t}{dA}$$

LA DIFERENCIA ( $A_{H_0} - A_{H_t}$ ) REPRESENTA EL CAMBIO EN LA COLUMNA DE AGUA DEL ACUIFERO DE LA RESERVA  $A_R$ ,

$$A_R = A_{H_0} - A_{H_t}, (mm) \quad ; \quad A_R = 86.4 (Q_0 - Q_t)/dA$$

DONDE  $Q_t$  = DESCARGA DE LOS MANANTIALES AL FINAL DEL PERIODO DE DECENSO Y  $t$  = NUMERO DE DIAS DEL DECENSO CONSIDERADOS.

LA DESGARGA DE UN ACUIFERO CARACTERISTICO PUEDE TRATARSE COMO UNA PRUEBA DE BOMBEO CON DESCARGA VARIABLE, Y LOS VALORES  $A_H$  COMO DECREMENTOS SUCESIVOS DEL ACUIFERO EN FLUJO NO ESTABLECIDO O NO ESTACIONARIO DURANTE EL PERIODO DE AGOTAMIENTO O DESCENSO.

LA FUNCION  $Y = a (\log.b + \log.x)$  ESPRESA ADECUADAMENTE DE MANERA MATEMATICA ESTE TIPO DE FLUJO (THEIS, 1935). /8

AUNQUE ESTA ECUACION REPRESENTA EL FLUJO RADIAL NO ESTABLECIDO EN MEDIOS POROSOS EN ACUIFEROS LIMITADOS O DE TRANSMISIVIDAD CONSTANTE, MAS Y MAS AUTORES ESTAN UTILIZANDO ESTE TIPO DE ECUACION PARA ACUIFEROS CARACTERISTICOS EN LA FORMA:

$$AH = \frac{0.183 Q}{T} \left( \log \frac{2.25 T}{X^2 S} + \text{LOG. } t \right)$$

DONDE AH ES EL DECREMENTO DEL NIVEL DEL ACUIFERO (m) VERIFICADO EN EL POZO DE OBSERVACION O PIEZOMETRO PARA EL TIEMPO t; Q = DESCARGA DEL MANANTIAL (M<sup>3</sup>/SEC), X = LA DISTANCIA ENTRE EL MANANTIAL Y EL POZO (m), t = TIEMPO DE OCURRENCIA DE LA DESCARGA, T = TRANSMISIVIDAD (m<sup>2</sup>/SEC) Y S = POROSIDAD EFECTIVA. (%)

EL VALOR DE AH SE REPRESENTA COMO UNA LINEA RECTA SI t ES LA ABCISA Y AH LA ORDENADA EN ESCALA SEMILOGARITMICA.

LA CONSTANTE a = 0.183 Q/T REPRESENTA EL COEFICIENTE DIRECCIONAL

$$\frac{0.183 Q}{T} = \frac{\delta(AH)}{\delta(\text{LOG} t)}$$

PARA LA LINEA RECTA DE AH CONTRA t EN SISTEMA COORDENADO SEMILOGARITMICO.

TRANSMISIVIDAD (T) ES CALCULADA POR

$$T = (0.183 Qa) / C ; (m^2/\text{seg.})$$

DONDE Qa = LA DESCARGA PROMEDIO DE LA PARTE DE LA CURVA DE RECESION CARACTERIZADA POR EL COEFICIENTE DE DESCARGA CORRESPONDIENTE a (M<sup>3</sup>/seg.) Y C=AH MENOS EL INTERVALO PAR EL CUAL logt. = 1.0 (m)

CON

$$C = \frac{AR}{\log t_2 - \log t_1} = \frac{AR_2 - AR_1}{\log t_2 - \log t_1}$$

DONDE AR = LA VARIACION DE LA RESERVA DINAMICA DEL ACUIFERO CARSTICO EXPRESADO EN (mm) DE LA CARGA PIEZOMETRICA, Y t = AL INTERVALO DE TIEMPO PARA EL CUAL LA RESERVA CAMBIA PARA LA COLUMNA AR.

LA POROSIDAD EFECTIVA (S). ES OBTENIDA DE

$$S = \frac{2.25 T t_0}{X^2} (\%)$$

DONDE t<sub>0</sub> = TIEMPO CUANDO EL NIVEL DEL ACUIFERO ES AH = 0 ó CUANDO LA RESERVA DE AGUA DENTRO DEL ACUIFERO BAJO CONSIDERACION (AH) ES REDUCIDA A CERO, ó CUANDO AR = 0

OTRA FORMA  $S = \frac{AR}{AH} \times 100 (\%)$

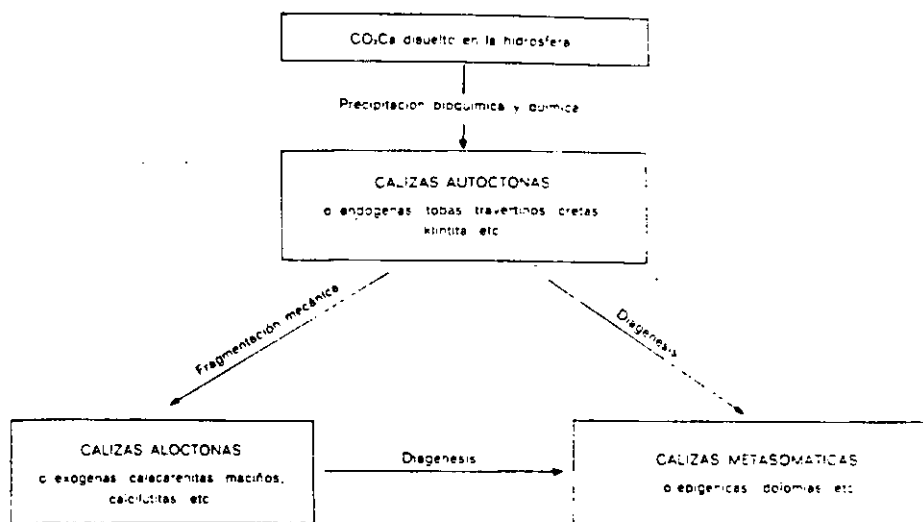
20

DE LA RELACION DEL CAMBIO DE RESERVA EN EL ACUIFERO (AR) PARA EL PERIODO DE TIEMPO EN EL CUAL EL NIVEL DEL AGUA EN EL ACUIFERO SE DECREMENTA PARA LA DIFERENCIA AH.

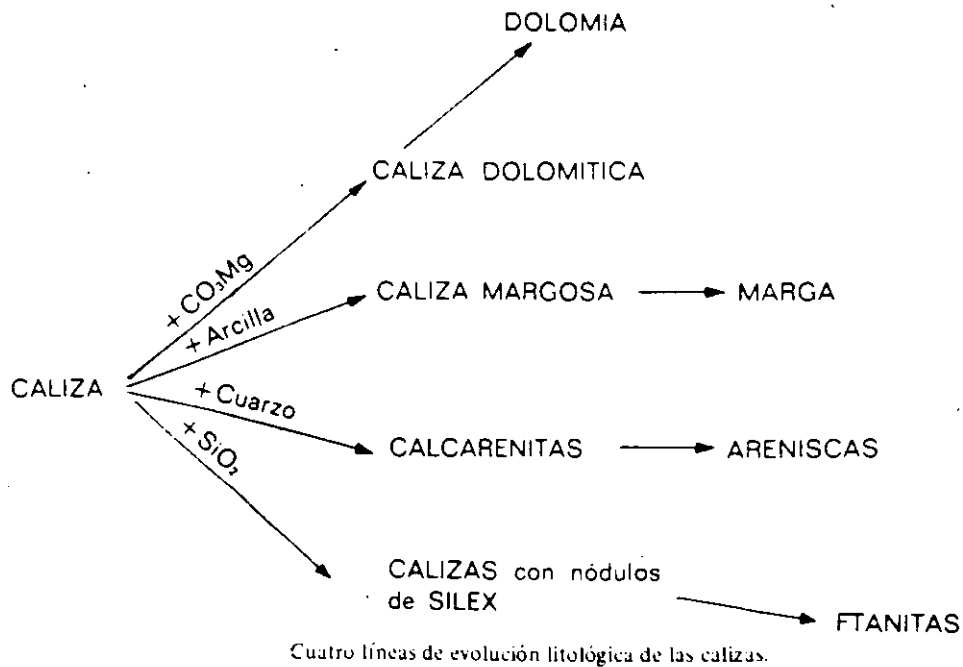
Composición química (%) de calizas. Pettijohn (1963)

Componente	A	B	C	D	E	F	G	H
SiO <sub>2</sub> .....	5.19	0.70	7.41	2.55	1.15	13.80	2.38	0.09
TiO <sub>2</sub> .....	0.06		0.14	0.02				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0.81	0.68	1.55	0.23	0.45	7.00	1.57	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....		0.08	0.70	0.02		4.55	0.56	0.11
FeO .....	0.54		1.20	0.18	0.26			
MnO .....	0.05		0.15	0.04		0.29		
CaO .....	42.61	54.54	45.44	45.65	53.80	38.35	52.48	55.37
Na <sub>2</sub> O .....	0.05	0.16	0.15	0.01		2.61		
K <sub>2</sub> O .....	0.33		0.25	0.03	0.07	0.86		0.04
H <sub>2</sub> O + .....	0.56		0.38	0.05	0.69			0.32
H <sub>2</sub> O - .....	0.21		0.30	0.18	0.23			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0.04		0.16	0.04		0.25		
CO <sub>2</sub> .....	41.58	42.90	39.27	43.60	42.69	31.31	41.85	43.11
SO <sub>3</sub> .....	0.05	0.06	0.02	0.03				0.44
Cl .....	0.02							
S .....	0.09	0.25	0.25	0.30				
BaO .....				0.01				
SrO .....				0.01				
Li <sub>2</sub> O .....	indicios							
Mat/org. ....		indic.	0.09	0.04				
TOTAL .....	100.09	99.96	100.16	100.04	99.90	100.34	98.84	100.10

- A. Análisis compuesto de 345 calizas.  
 B. "Caliza de Indiana".  
 C. Caliza Crinoidal, cristalina.  
 D. Caliza dolomítica.  
 E. Caliza litográfica.  
 F. Caliza arcillosa.  
 G. Creta.  
 H. Travertino.



Tipos genéticos de calizas (según Pettijohn, 1963)



Tamaño grano	DETRITICAS	Porosidad	QUIMICAS (Evaporíticas)	Organismos	ORGANOGENAS
Grueso	Conglomerado poligénico Conglomerado calcáreo Pudinga Brecha	Porosas	Travertinos Tobas Calizas tobáceas	Macroorgan.	Klintita Lumaquelas Calizas de algas Calizas de fucoides
Medio	Calcarenita Molasa	Poco porosas	Estalagmitas	Microorganismos	Caliza nummulítica Caliza orbitolinica Caliza fusulinica
Fino	Caliza litográfica	Compactas	Caliza compacta Cortezas		Caliza de microforaminiferos

Tipos estructurales de calizas.

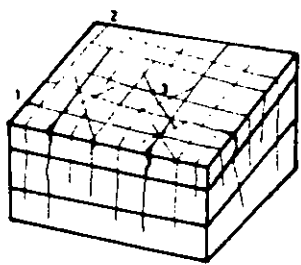


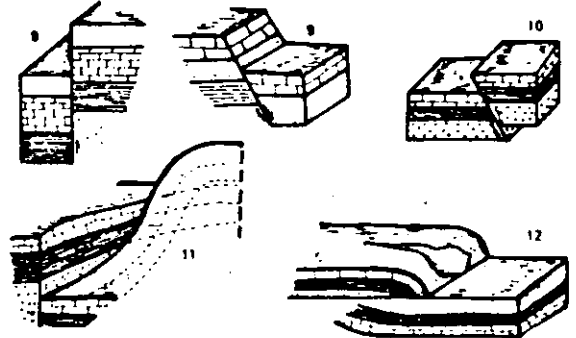


CADENAS DE EQUILIBRIOS	NATURALEZA FISICA	VARIABLE DE ENTRADA	VARIABLE DE SALIDA
Primera	Transferencia del $\text{CO}_2$ a la interfase gas-liquido	Presion parcial del $\text{CO}_2$ en la fase gaseosa ( $P_{\text{CO}_2}$ )	Contenido en $\text{CO}_2$ disuelto en la fase liquida ( $\text{CO}_2$ )
Segunda	Reacciones quimicas en medio liquido	Contenido en $\text{CO}_2$ en la fase liquida ( $\text{CO}_2$ )	Contenido en $\text{CO}_3^{2-}$ en la fase liquida ( $\text{CO}_3^{2-}$ ) o el pH
Tercera	Transferencia de carbonato a la interfase liquido-solido	Contenido en $\text{CO}_3^{2-}$ en la fase liquida ( $\text{CO}_3^{2-}$ ) o el pH	Cantidad de carbonato formando la fase solida

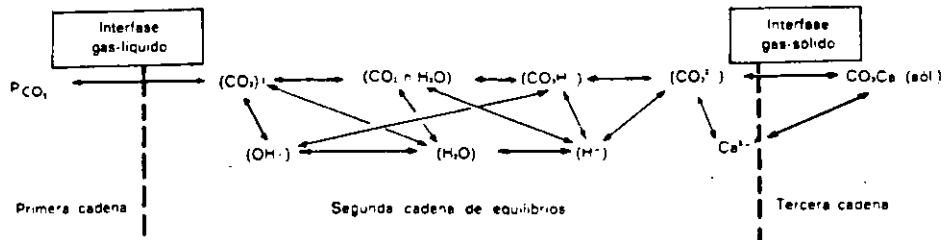
Papel de distintos parámetros en el equilibrio  $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_3\text{Ca}$ .

CERRADAS	ABIERTAS	ALOCTONAS
Dolinas	Simas	Cañones
Uvalas	Sumideros	
Poljes	Cuevas	
Valles ciegos	Ponor	
Pérdidas	Marinos	
Valles muertos		

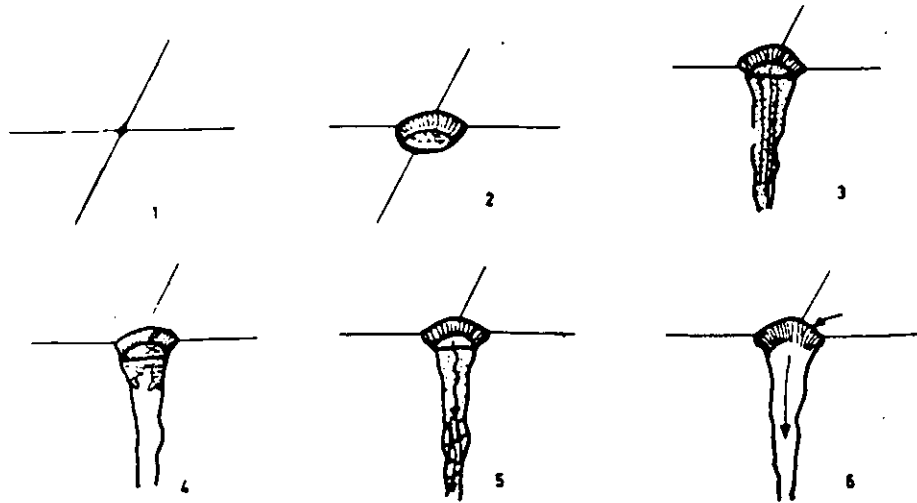
Principales formas superficiales del Karst (Exocársticas).

DIACLASAS	SISTEMA PRINCIPAL	Longitudinal 1	
		Transversal 2	
SISTEMA SECUNDARIO	En aspa 3		
MICROCLASAS	Plumosas 4		
	De desgarre 5		
LEPTOCLASAS	Almeadas (de rumbo) 6		
	Aberrantes 7		
FALLAS	Rectas 8		
	Normales 9		
	Inversas 10		
	En tjeira 11		
	Cabalgamientos 12		

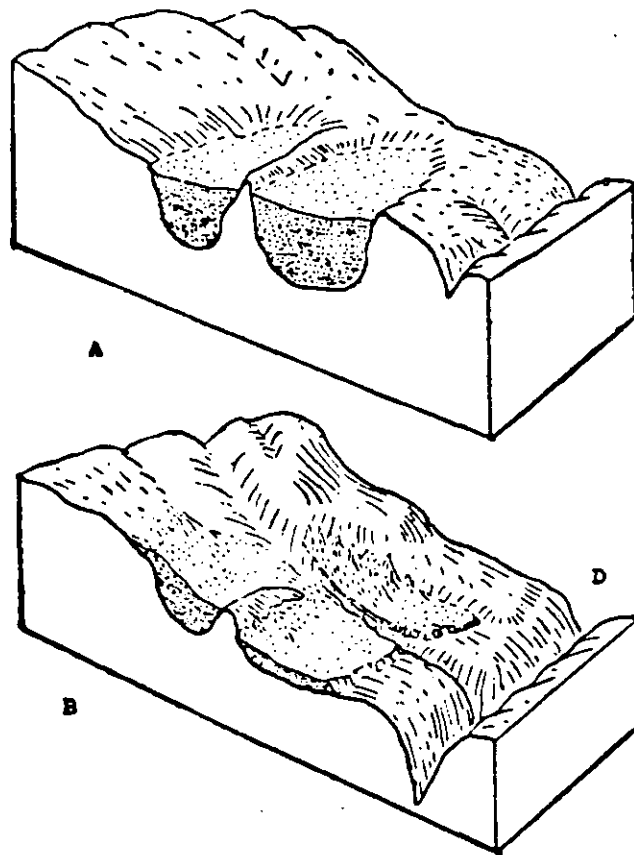
Deformaciones discontinuas.



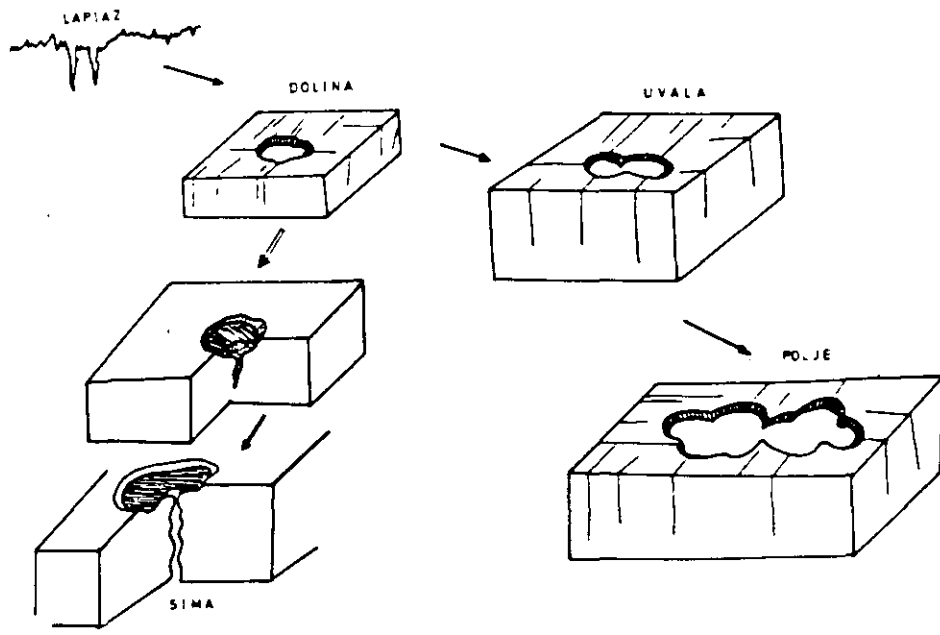
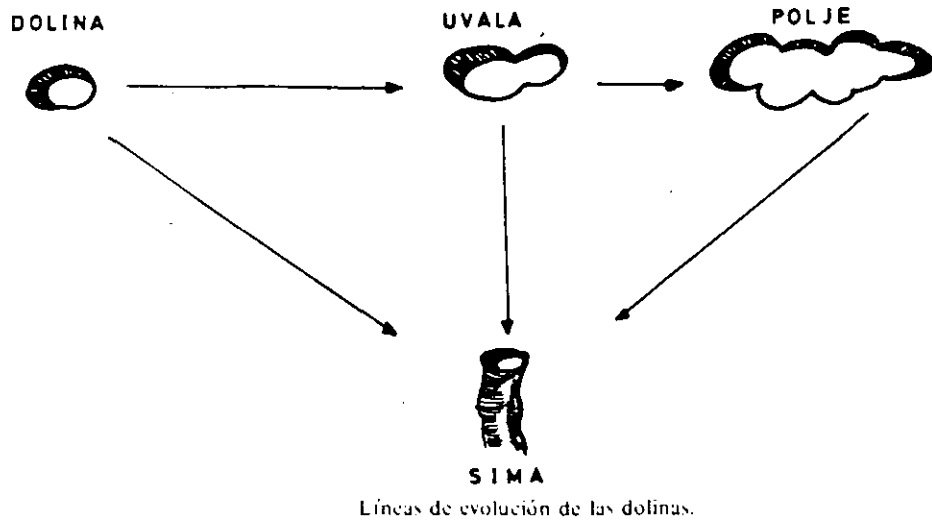
Cadenas de equilibrio en el sistema  $CO_2-H_2O-CO_3Ca$  (según Roques, 1969).



Génesis de dolinas desde la fisura. 1. Sistema de diaclasas en corte ortogonal, los fenómenos de disolución son máximos en el punto de intersección: 2. Depresión circular embudo-  
diforme, con depósito de "terra rossa" (dolina); 3, 4 y 5. Desarrollo de la dolina en profundi-  
dad: 6. Sima-sumidero partiendo de una dolina.



Evolución del yacimiento de manganeso de Narganes. A. Génesis del yacimiento por relleno de dolinas; B. Evolución y destrucción por excavación del Deva (D) (Llopis, 1958).



Relaciones entre el lapiaz y otras formas de absorción.






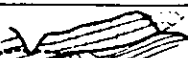
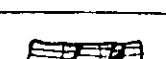

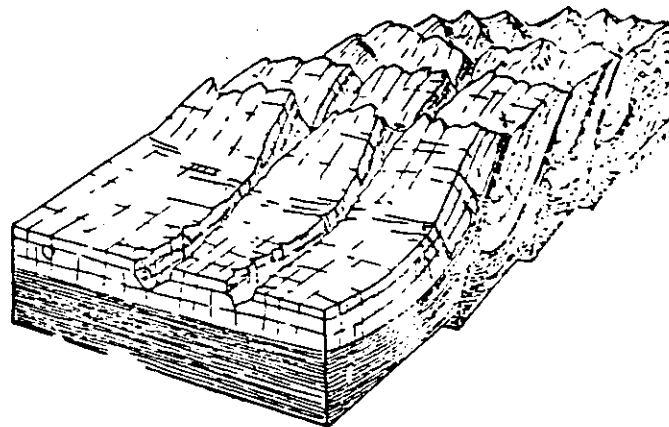
TIPOS	TIPOS CENOC	FORMAS CARSTICAS CIRCULACION	
a) De mesa	Merokarst	Formas de absorcion circulares Cavidades de desarrollo vertical Circulacion vertical y horizontal Surgencias perifericas	
b) De cuesta	Holokarst	Formas de absorcion disimetricas Cavidades con predominio de inclinacion a 45°	
c) Jurásico	Holokarst Merokarst	Formas circulares y disimetricas Cavidades verticales e inclina- das Surgencias ascendentes	
d) Isoclinal	Holokarst	Formas disimetricas Cavidades inclinadas alrededor de 45° Sur- gencias ascendentes	
e) Imbricado	Holokarst	Como en el caso anterior, d)	
f) Cabalgante	Holokarst Merokarst	Formas de absorcion regulares. Cavidades con tendencia a la vertical en la parte alta. Surgen- cias descendentes	
f) Tabular	Merokarst	Como en el Karst de mesa a)	
g) De falla	Merokarst	Como en el Karst de mesa a)	

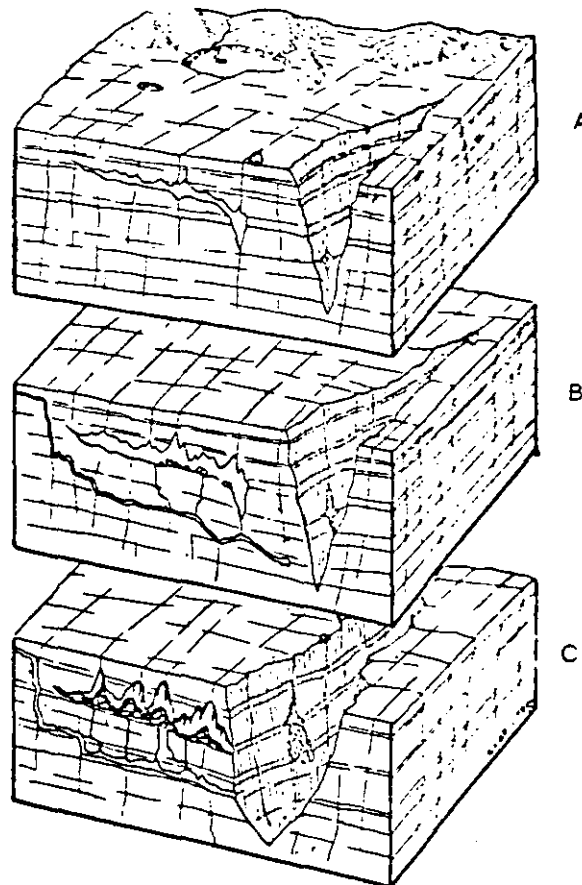
Fig. XIII-1.-Tipos de Karsts según la estructura.




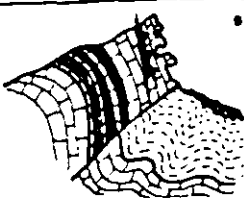


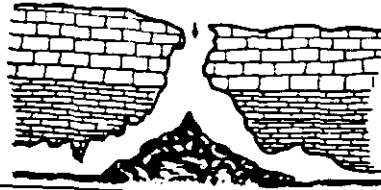
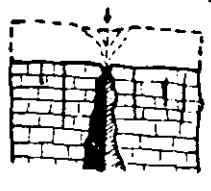
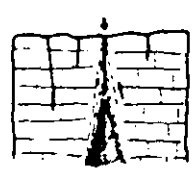
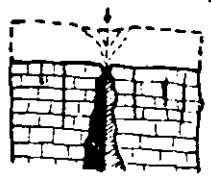
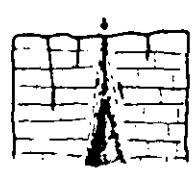
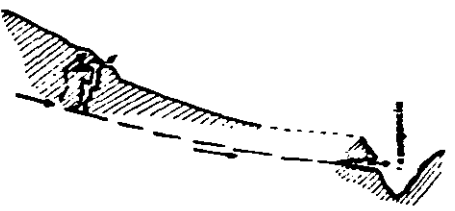
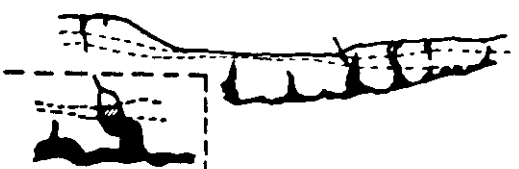
-Karst imbricado. Adaptación de los aparatos cársticos a la estructura e independencia absoluta, con individualización de formas (Llopis, 1952).

ALIMENTACION	SURGENCIAS	Descendientes a (1,2)	Circulacion libre o forzada		
		Ascendentes a (3)	Circulacion forzada		
	RESURGENCIAS	Descendientes b (1)	Libre o forzada		
Ascendentes (Vauclustianas) b (2)		Forzada			
INTERMITENTES	De sifon a)	De deposito b)	(Suspendidos)		
ESTRUCTURA	De DIACLASA a)	Suspendido			
	De FALLA b)	De nivel de base			
	De CONTACTO c)	De nivel de base			
	De PLANO DE ESTRATIFICACION				
CIRCULACION	A presion continua o intermitente (a)	INTERMITENTES	De sifon	De deposito	
	LIBRE (b)				
MORFOLOGIA	Surgentes sobre talweg epigeo	Circulacion presion (a)	Sifonante (b)	Libre (c)	SUBAEREAS
	Surgentes al nivel talweg epigeo	Circulacion a presion o libre			
	Surgentes bajo el talweg epigeo	Circulacion a presion (d)			
	SUBMARINAS	Circulacion a presion (e)			
EMERGENCIA	Emergencias sencillas (Monoemergencias) a)				
	Emergencias múltiples (Poliemergencias) b)				

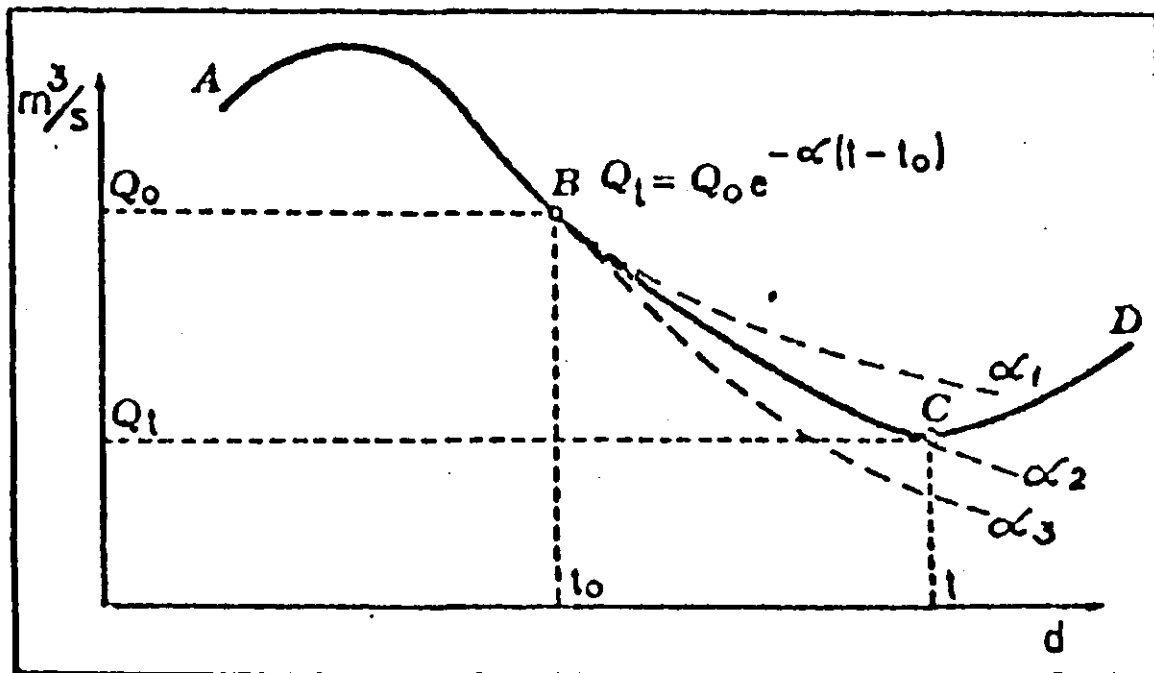
Tipos de manantiales cársticos.



Tres fases del ciclo subterráneo. A. Juvenil, dominio de erosión; B. Madurez, abandono de cavidades superiores donde se inician procesos clásticos. Muerte de la caverna superior. C. Senilidad, estalagmitización y fosilización de la caverna superior (Llopis, 1952).

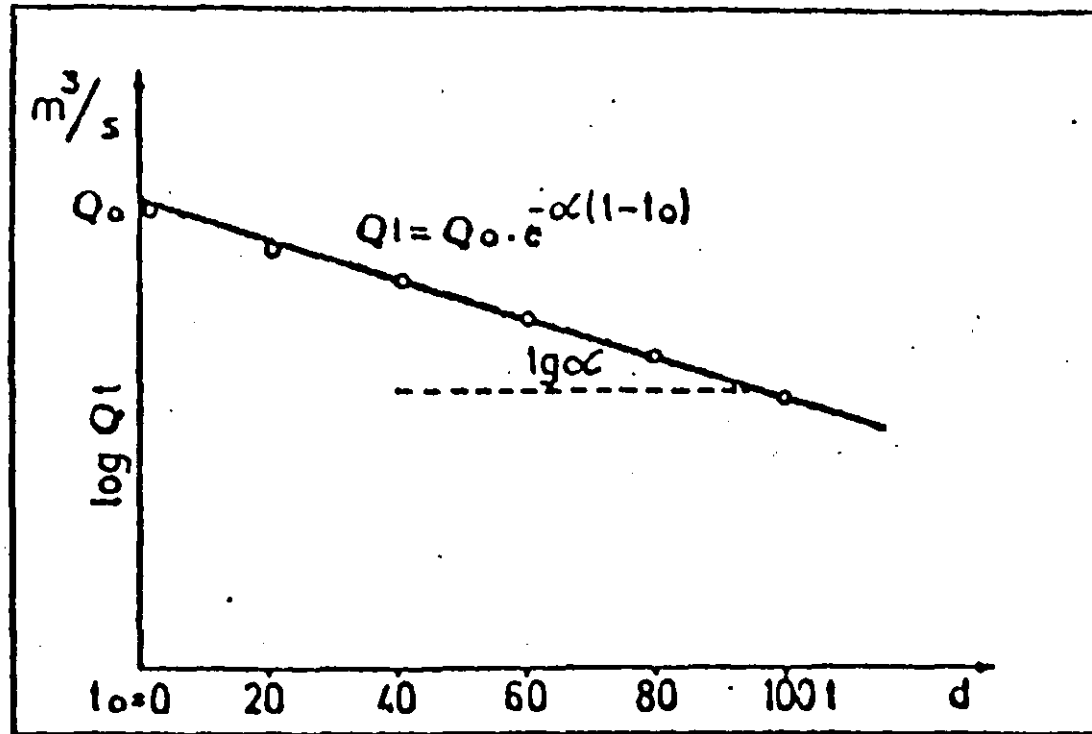
SIMAS TECTONICAS	A Dieclases abiertas		
	B Despegues en planos de estratificación		
SIMAS DE HUNDIMIENTO	Hundimiento de bóvedas (Procesos clásticos)		
SIMAS ABSORBENTES	A. Por ablación superficial descendente		
	B Por erosión subterránea remontante		
SIMAS EMISIVAS	Por ascenso de aguas subterráneas		
CHIMENEAS DE EQUILIBRIO	No han funcionado como absorbentes ni como emisivas		

-Tipos genéticos de simas (según Géze, 1953)

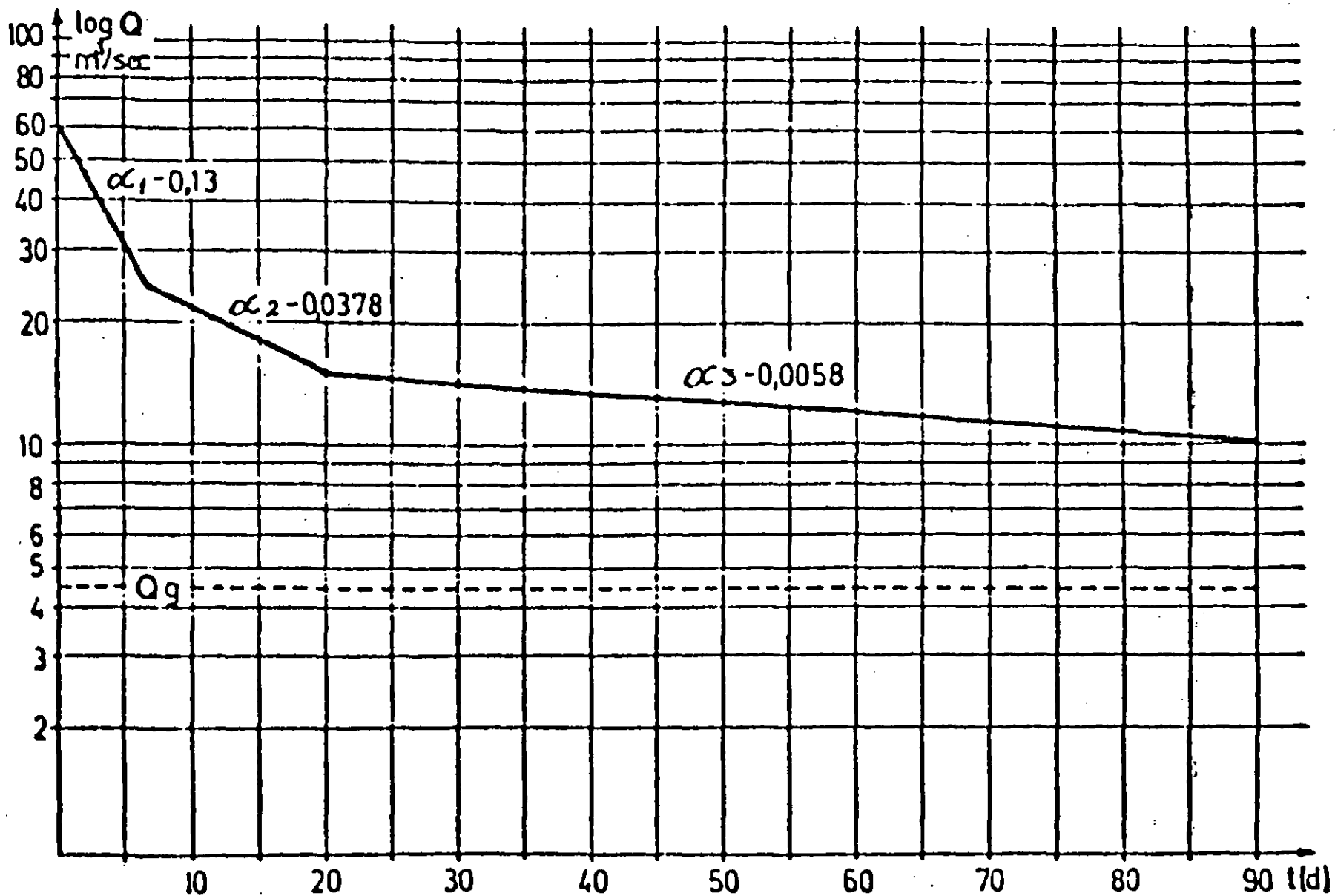


Part of the flow hydrograph with the recession curve that is analyzed.



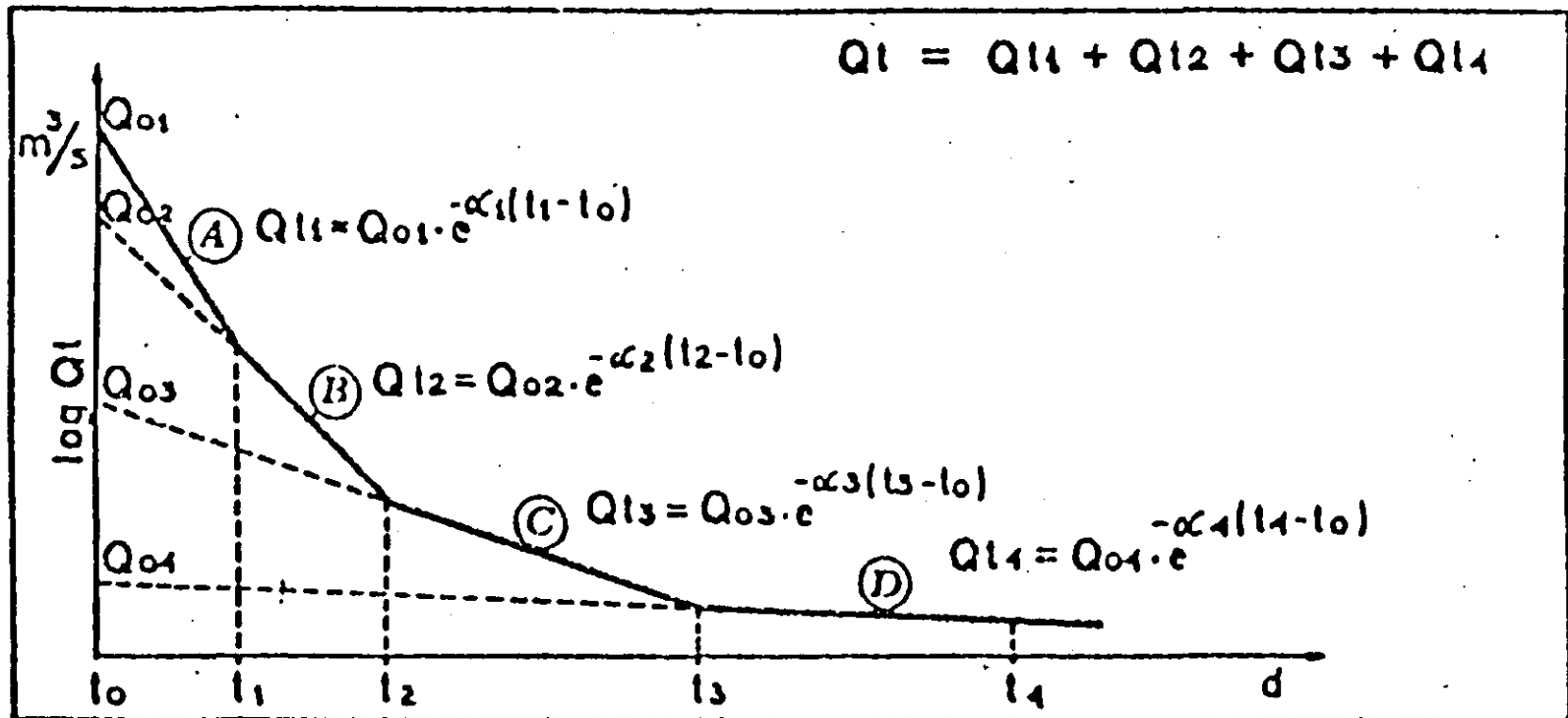


Part of the flow hydrograph with the recession curve that is analyzed in semilogarithmic scales.



Recession curve of the Ombla Spring (near Dubrovnik, Yugoslavia).

$$Q_t = Q_{o1} \cdot e^{-\alpha_1 t} + Q_{o2} \cdot e^{-\alpha_2 t} + \dots + Q_{on} e^{-\alpha_n t} \quad (65)$$



Recession curve of a complex spring water outflow regime.

# Comportamiento geohidrológico del Sistema de Pozos Cerritos

Jaime A. Tinajero González  
Comisión del Plan Nacional Hidráulico, SARH

Luis Velázquez Aguirre  
Dirección General de Administración y Control  
de Sistemas Hidrológicos, SARH

*El campo de pozos Cerritos se localiza en el estado de Nuevo León y se caracteriza por ser una zona semidesértica con una precipitación media anual de 630 mm. Las unidades litoestratigráficas que afloran en el área son las formaciones Cupido, La Peña, Aurora, Cuesta del Cura y la Eagle Ford, todas cubiertas en las partes bajas por sedimentos aluviales. De éstas las que tienen mejores posibilidades de constituir acuíferos en la región son las calizas de Cupido y Aurora del Cretácico Inferior en las cuales, de 1978 a 1981, se perforaron 12 pozos de exploración-explotación. Sin embargo, solamente 6 pozos resultaron positivos. A fin de establecer los pronósticos de extracción para los pozos se realizaron estudios que llevaron a conclusiones correctas y vigentes.*

El Sistema de Pozos Cerritos se localiza en el estado de Nuevo León, 45 km al noreste de la ciudad de Monterrey y 53 km al norte de Cadereyta (véase ilustración 1). A principios de la presente década, el agua proveniente de los pozos productores de este sistema constituía la principal fuente de suministro con que contaba la refinería de Petróleos Mexicanos (PEMEX) ubicada en Cadereyta, N. L.

El sistema está situado en una zona semidesértica, con una precipitación media anual de 630 mm; de esa cantidad, más del 60% ocurre en el periodo junio-septiembre. En el aspecto geomorfológico, la región es cerril, con pequeñas sierras alargadas y angostas de poca elevación, de flancos asimétricos y separados por extensos valles poco ondulados.

Las formaciones geológicas con posibilidades de constituir acuíferos en la región son las calizas de las formaciones de Cupido y Aurora, que datan del Cretácico Inferior. La perforación de los primeros pozos empezó en el segundo semestre de 1978, y no fue sino hasta fines de 1979 cuando se inició el abastecimiento de agua a la refinería. En junio de 1980, con la perforación del último

pozo productor, se logró un suministro de 250 l/s; sin embargo, en el transcurso de los siguientes 13 meses los niveles de los pozos descendieron un promedio de 20 m y la producción disminuyó por debajo de su capacidad nominal, además de que dos de los principales pozos productores comenzaron a mostrar arrastres de arcilla.

Debido a esta situación, la superintendencia de la refinería de Cadereyta solicitó asesoría a la Comisión del Plan Nacional Hidráulico (CPNH), para definir alguna estrategia que permitiera asegurar el suministro requerido por las instalaciones de PEMEX.

A continuación se presenta el resultado del análisis del comportamiento geohidrológico del acuífero ubicado en el Sistema de Pozos Cerritos.

## Hidrogeología

Para definir sistemas hidrogeológicos en áreas donde las rocas sedimentarias de tipo calcáreo (calizas) constituyen el elemento litológico predominante, es necesario relacionar las características estructurales y estratigráficas de la zona en

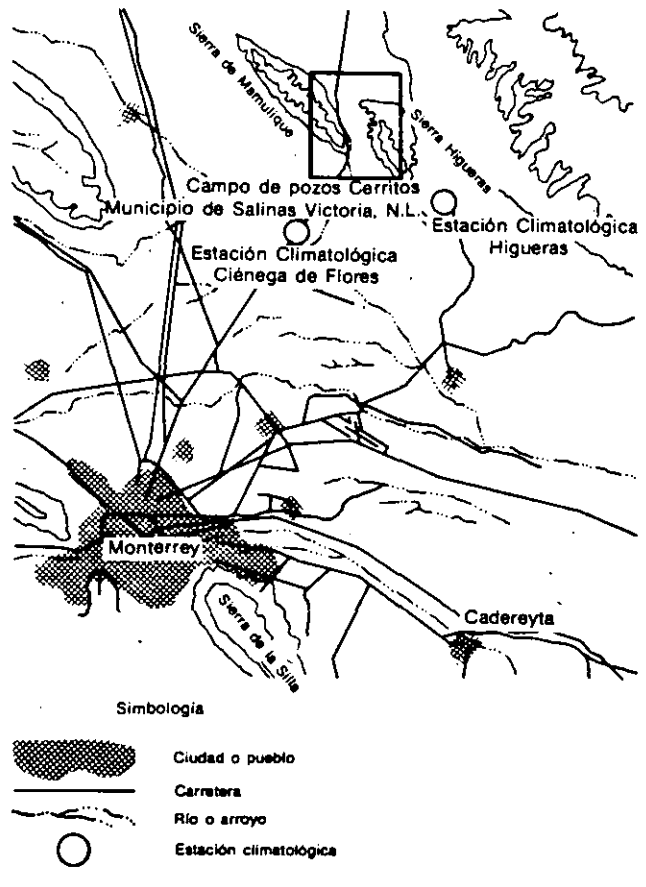
cuestión con las propiedades geoquímicas y el contenido isotópico del agua que contengan las rocas. Esto es, un sistema quedará definido por sus características geológicas (véase ilustración 2) y se diferenciará por sus relaciones hidrogeoquímicas e isotópicas.

Es bien conocido que las características hidráulicas de las calizas están supeditadas a procesos geológicos que ocurren en forma posterior al depósito del sedimento y que provocan, entre otros fenómenos, fracturas y aberturas de disolución por donde el agua circula. De esta manera, la concentración iónica del agua de un acuífero en formaciones calizas es directamente proporcional la longitud de la trayectoria de flujo.

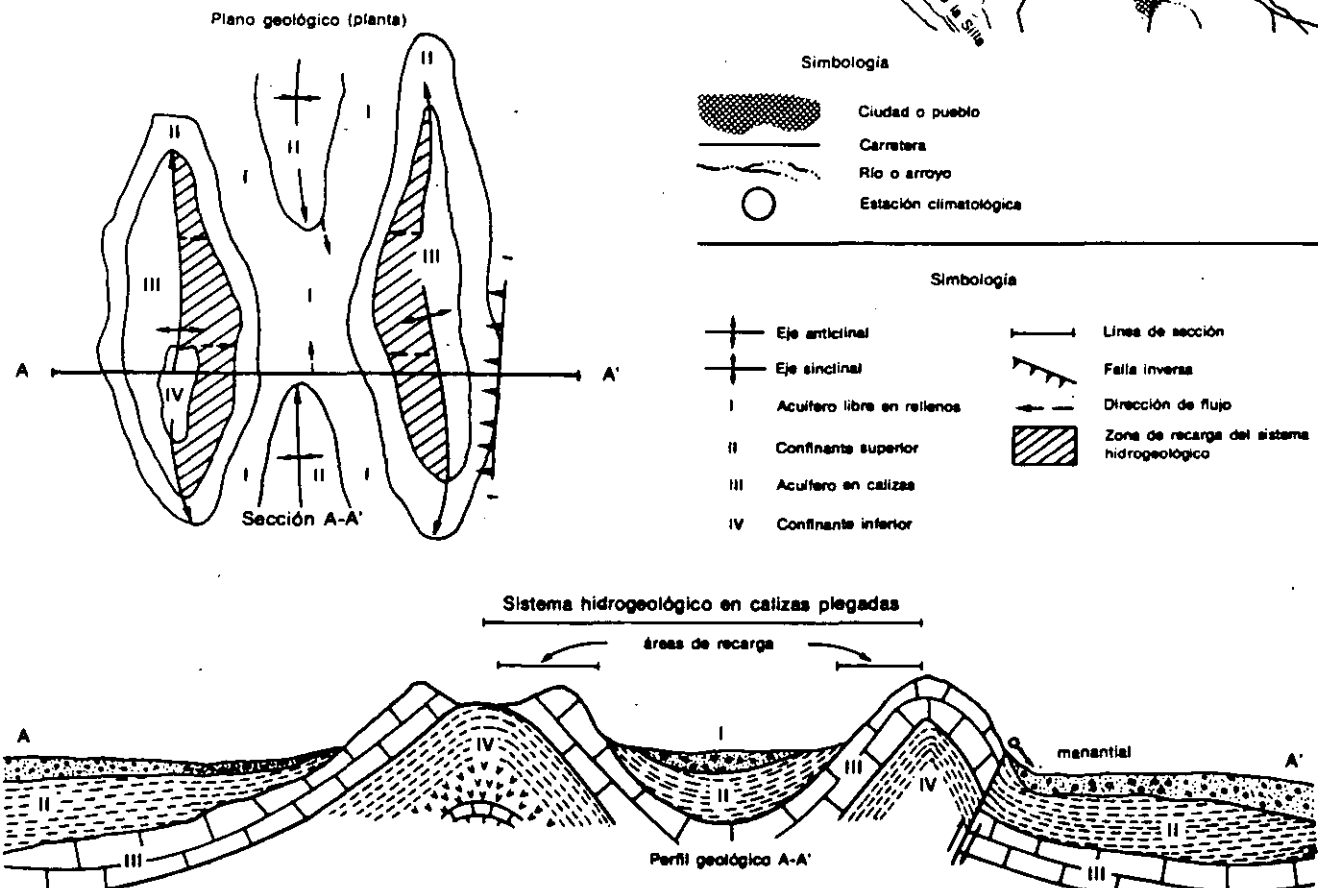
Los sistemas hidrogeológicos con grandes trayectorias de flujo están asociados con altas concentraciones iónicas, debido a que el agua dispone de suficiente tiempo de resistencia en el medio. Si lo anterior se correlaciona con el contenido isotópico, en este caso tritio ( $^3\text{H}$ )\*, podrá establecerse que la cantidad de este compuesto en el agua subterránea es inversamente proporcional

a la concentración iónica y, por ende, a la longitud de la trayectoria de flujo. Con lo anterior se está en condiciones de diferenciar los sistemas

1. Localización del sistema de pozos Cerritos



2. Sistema hidrogeológico en calizas plegadas



hidrogeológicos (véase ilustración 3).

Maxey y Mifflin (1966) aplicaron este principio y clasificaron los sistemas hidrogeológicos en *regionales, locales y muy locales*. En la ilustración 4 se presenta el criterio hidrogeoquímico para diferenciar sistemas hidrogeológicos en rocas calcáreas, además de la clasificación de los sistemas del estado de Nuevo León; como puede observarse, el acuífero que explotan los pozos del área de *Cerritos* se considera como un sistema hidrogeológico local (CPNH, 1980). Un sistema de este tipo se caracteriza por tener trayectorias de flujo cortas, áreas de recarga cercanas a la zona de explotación, bajo contenido de sales disueltas, temperatura del agua similar a la ambiental y cantidades importantes de tritio.

Planear la explotación de este tipo de acuíferos para el largo plazo representa un riesgo considerable, pues aunque su producción resulte atractiva en principio, es muy probable que en poco tiempo disminuya drásticamente. Ello debido a que la capacidad de almacenamiento de estos sistemas es pequeña, en comparación con los acuíferos regionales; además, en el noreste del país

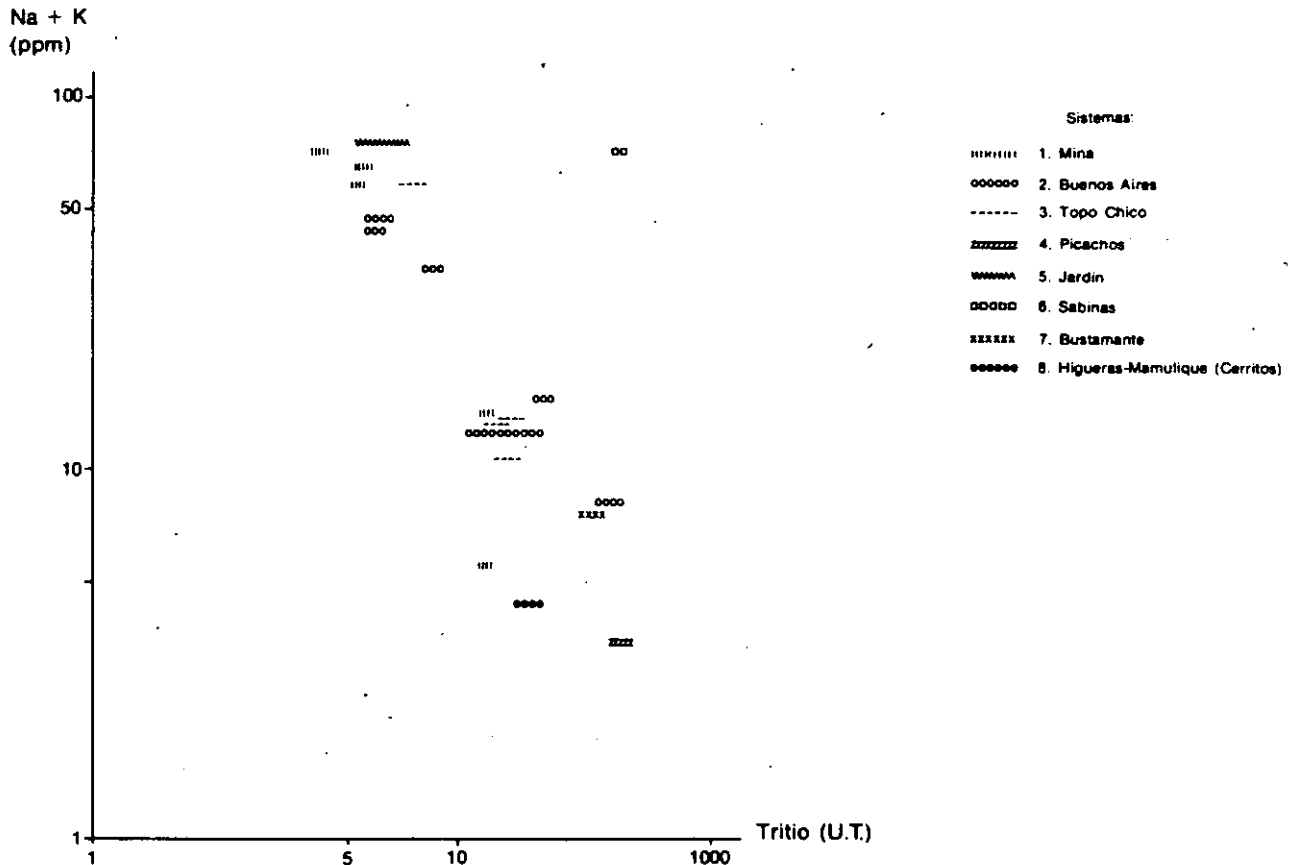
las calizas cretácicas productoras se encuentran confinadas, por lo que el coeficiente de almacenamiento de los acuíferos es pequeño, con valores que fluctúan de  $10^{-3}$  a  $10^{-5}$ .

*Modelo conceptual hidrogeológico*

El hecho de clasificar al *Sistema de Pozos Cerritos* como un sistema hidrogeológico calcáreo local implica, necesariamente, que la longitud de su trayectoria de flujo es corta; por ello, su área de recarga se ubicó en las zonas cercanas —específicamente, en los afloramientos de la formación Cuesta del Cura, en el flanco oriental de la Sierra de Mamulique. Por otra parte, el flujo de los sistemas hidrogeológicos calcáreos plegados, como el de *Cerritos*, sigue una trayectoria transversal a la estructura en los flancos del anticlinal, conforme a la inclinación de las capas, y es longitudinal en las porciones inferiores del sinclinal, siguiendo el buzamiento regional de la estructura.

Las fronteras del *Sistema Cerritos* (véase ilustración 5) son límites geológicos (estructurales y

3. Relación entre la concentración de sodio (Na) más potasio (k) y la concentración de tritio (U.T.)



estratigráficos). Estructuralmente, el sistema queda limitado en la superficie por la conjunción de la parte alta de las sierras con la posición del eje del anticlinal, y en el subsuelo, por la profundidad en el eje del anticlinal correspondiente a la cima estructural de la unidad impermeable que integra el basamento del acuífero (formación La Peña), lo cual constituye un límite estratigráfico.

Otro límite a la continuidad transversal de la estructura está representado por una falla inferida, cuya dirección es prácticamente norte-sur, que corta en forma oblicua el eje del sinclinal y separa el flanco occidental de la Sierra de Higueras del sistema propuesto. Sin embargo, en virtud de que la Sierra de Higueras no corresponde al simétrico estructural de la Sierra de Mamulique —debido a que la primera está desfasada estructuralmente hacia el sureste—, de no existir la falla inferida el aporte de agua de esta sierra en su flanco occidental sería mínimo. Esto obedece a que en la conjunción de los ejes de las estructuras adyacentes (anticlinal y sinclinal) se forma un alto estructural que impide el paso del agua subterránea recargada en este flanco de la Sierra de

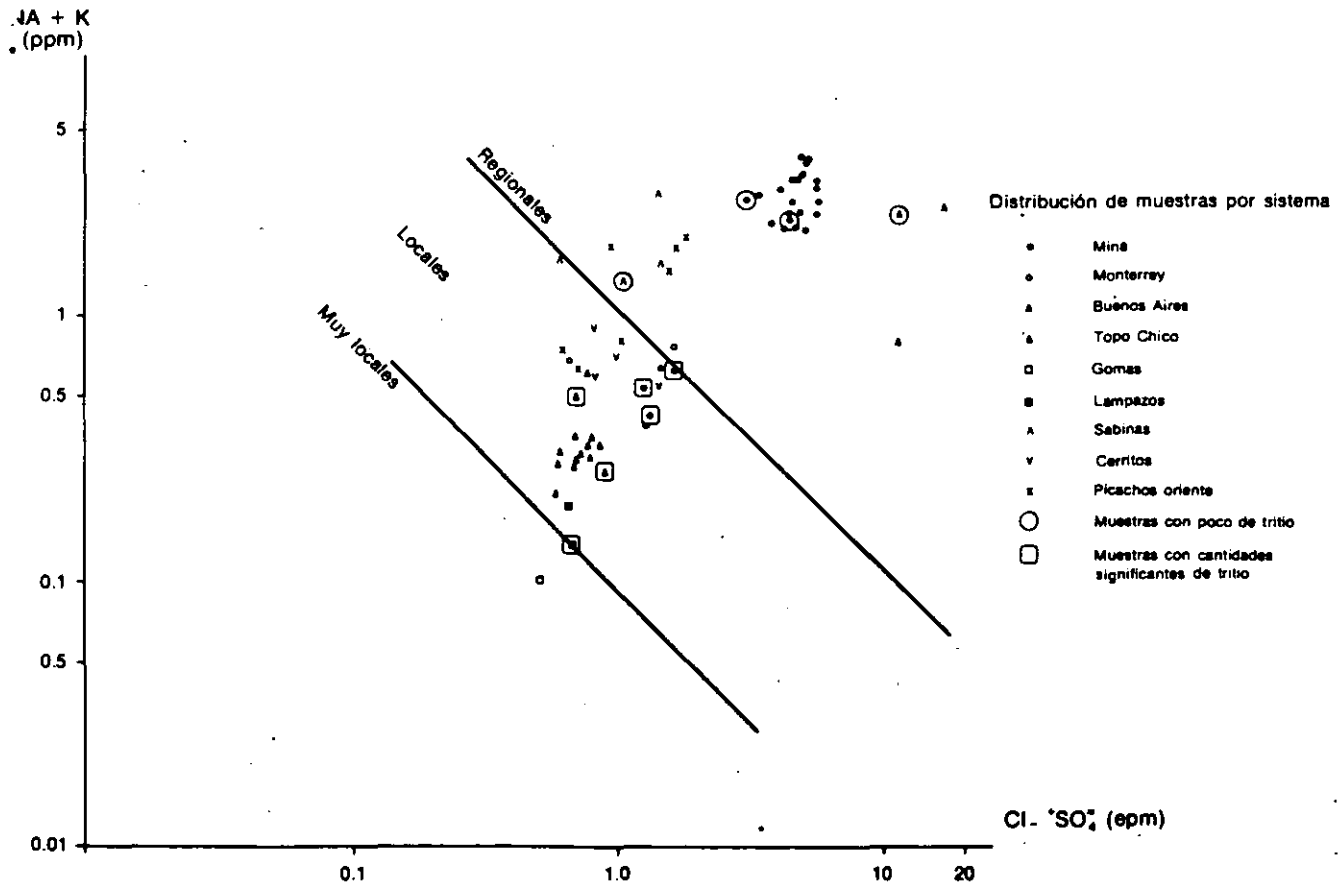
Higueras.

A lo anterior se aúna el hecho de que en las porciones norte y noreste del área de estudio, sobre el flanco occidental de la Sierra de Picachos, existen rocas ígneas intrusivas con gran cantidad de diques asociados. Uno de estos diques se localiza en la porción noroeste de la Sierra de Higueras, lo que posiblemente influye en el corte de la continuidad estructural del sistema.

#### Análisis hidrogeológico

De los 12 pozos perforados en el área, seis resultaron negativos (los pozos 2, 3, 6, 7, 8 y 10); uno por mala calidad del agua (pozo 3), cuatro debido a que se situaban fuera del sistema hidrogeológico de Cerritos —es decir, no corresponden a la misma estructura— y otro (pozo 6) por localizarse en el flanco occidental de la Sierra de Higueras, ya que, al parecer, no existe conexión hidráulica entre éste y el oriental de la Sierra de Mamulique, donde se encuentran emplazados los pozos productores del sistema hidrogeológico de Cerritos (véase ilustración 6).

#### 4. Criterio hidrogeoquímico para clasificar sistemas hidrogeológicos en rocas calcáreas



En la ilustración 7 aparece una sección geológica de dicho sistema; en ella se señala la ubicación de los pozos productores, su profundidad y la de sus cámaras de bombeo. Del estudio de esa sección, se desprende que los pozos 9 y 5 tienen cámaras de bombeo poco profundas, además de que se encuentran emplazadas en la formación Cuesta del Cura, en términos generales muy fracturada y con pliegues de arrastre, por lo cual resulta muy inestable estructuralmente; a esto se debe que ambos pozos se hayan reportado como azolvados. Por su parte, el pozo 1 cuenta con una cámara de bombeo en la misma formación, aunque mucho más profunda; no obstante, a fines de 1981 presentaba pequeños arrastres de arcilla, lo

que motivó que la bomba de extracción se cambiara por una de menor capacidad.

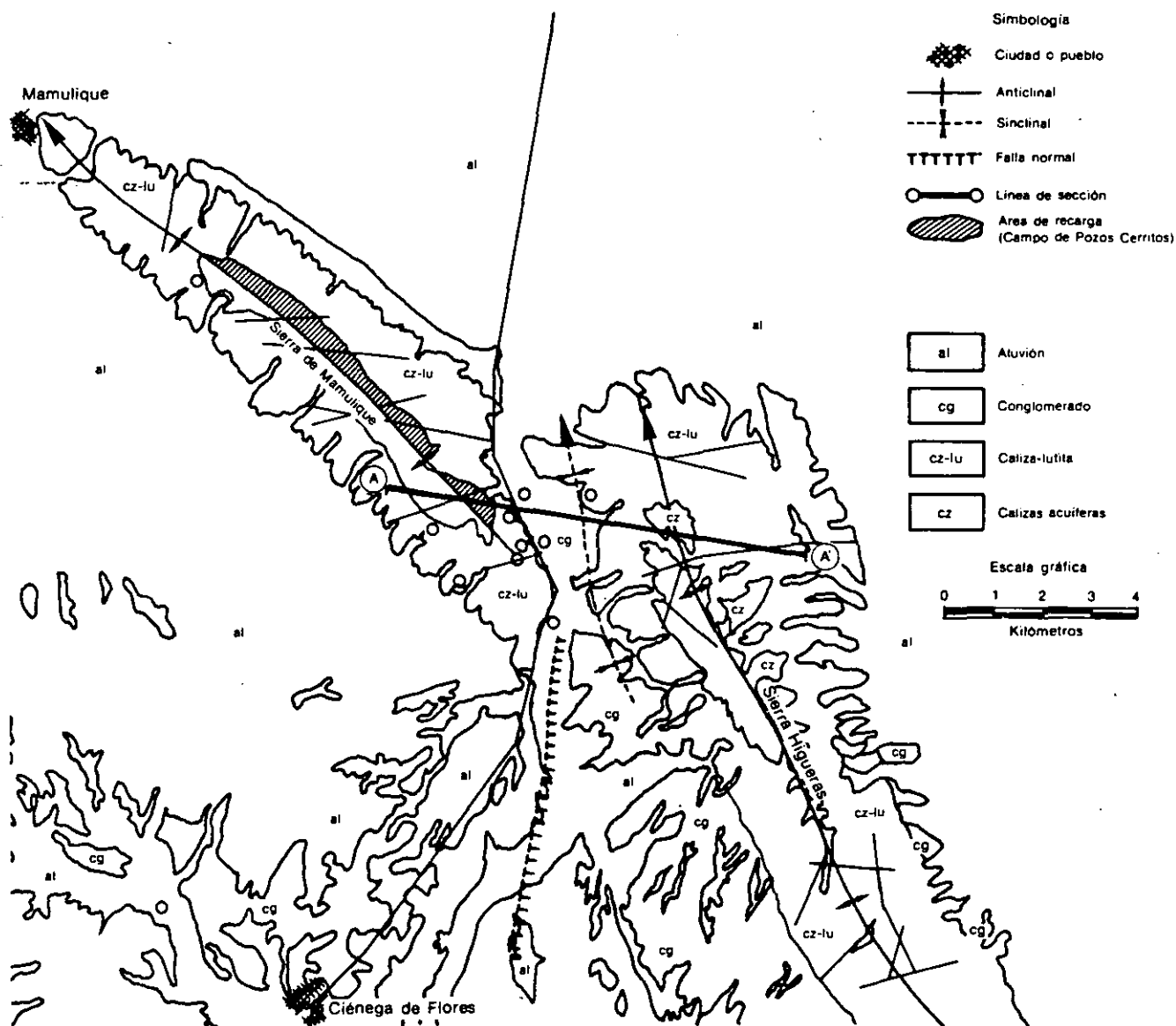
Cabe destacar que éste es el único pozo productor que penetra totalmente las formaciones acuíferas; de los restantes, la mayoría se clasifica como parcialmente penetrante, con excepción de los pozos 11 y 12, que tienen cámaras de bombeo más profundas y penetran el acuífero en un 85%.

**Aspectos geohidrológicos**

*Estimación del volumen de recarga*

Con la información relativa a la precipitación registrada en las estaciones climatológicas corres-

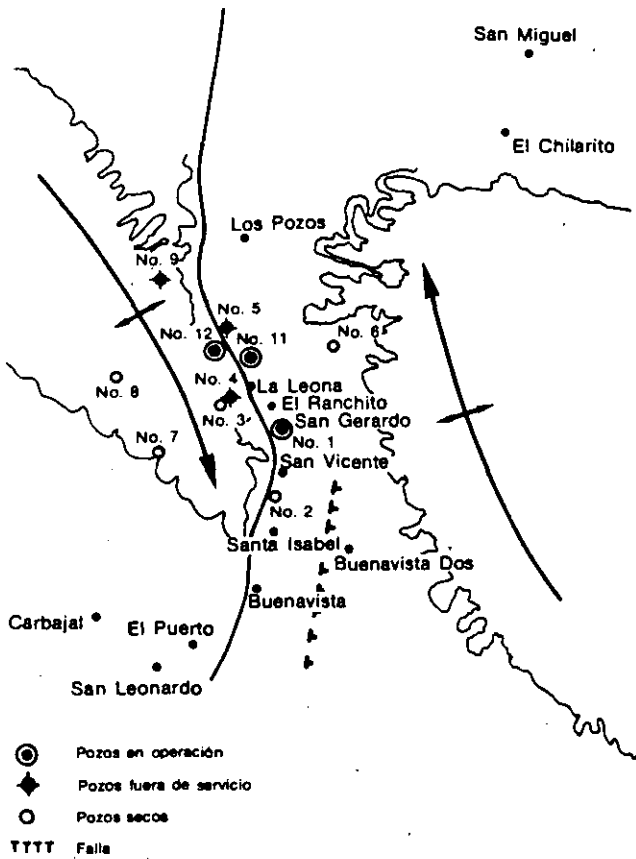
**5. Límites geológicos del sistema Cerritos**





pondientes a Higueras y Ciénega de Flores, N. L., se realizó un análisis del periodo comprendido entre 1938 y 1981. Se calculó la precipitación

6. Localización de los pozos Cerritos



mensual del periodo de ambas estaciones y se estimaron dos tipos de años estadísticos: uno lluvioso y otro seco. En el primer caso se calculó la precipitación media mensual de todas las precipitaciones mayores que la media mensual histórica, mientras que el cálculo del año seco se basó en los valores inferiores a la media histórica.

El análisis estimativo de la recarga se realizó con base en las ecuaciones y metodología de Knisel (1972), quien propone a la lámina de recarga como una función de la precipitación; esta función es del tipo que se muestra en la ilustración 8. La ecuación de la curva hipotetizada es la siguiente:

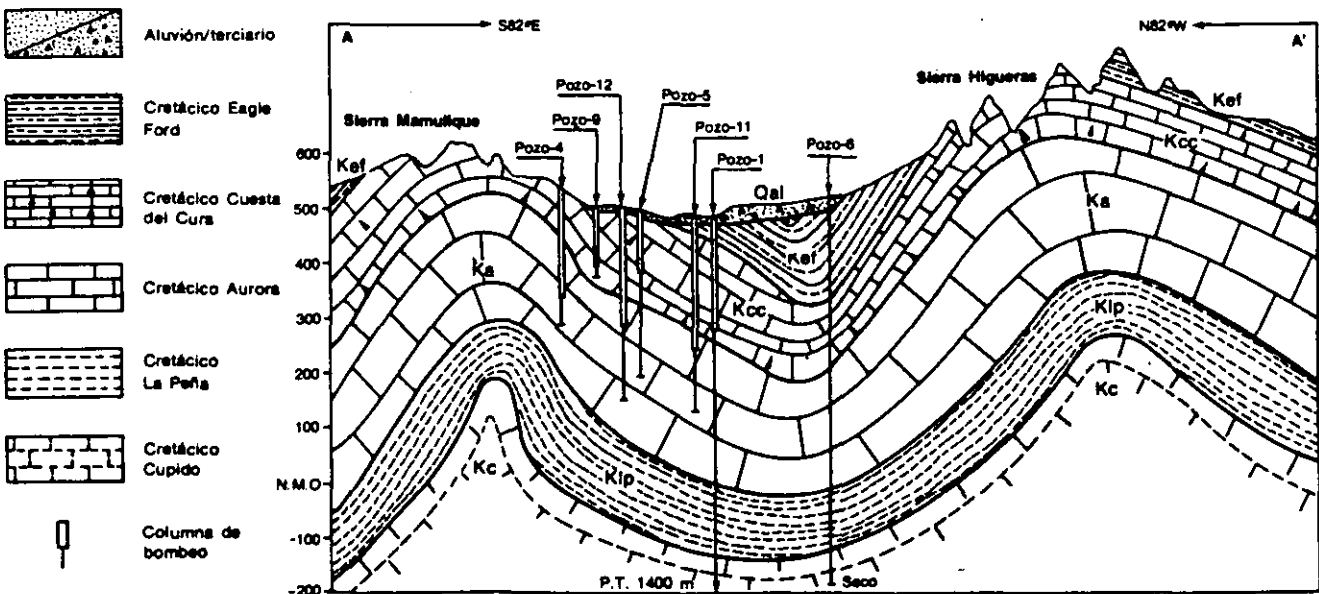
$$y = \frac{abx}{a^2 + x^2} \quad (1)$$

Si se sustituye  $y$  por la recarga  $r$  y  $x$  por la precipitación  $p$ , la ecuación puede expresarse como sigue:

$$r = \frac{abp}{a^2 + p^2} \quad (2)$$

La evaluación de  $a$  y  $b$  depende únicamente de la forma de operar; para el presente caso, los resultados fueron de 76.44 para  $a$  y de 1.604 para  $b$ , y representan la altura media a la cual se inicia el escurrimiento y su desviación estándar, respectivamente. Tomando en cuenta lo anterior, la ecuación para  $r$  sería:

7. Sección geológica transversal al sistema hidrogeológico Cerritos y ubicación de los pozos



$$r = \frac{122.61 p}{5843 + p^2} \quad (3)$$

donde  $r$  es un porcentaje de la precipitación  $p$

Para obtener la lámina total de recarga, se multiplican ambos miembros de la ecuación por la precipitación  $p$ , por lo que:

$$R = \frac{122.61 p^2}{5843 + p^2} \quad (4)$$

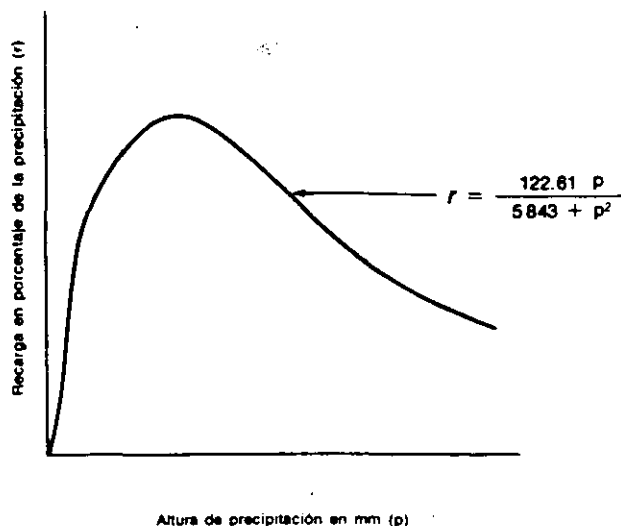
Partiendo de esta ecuación y tomando para  $p$  los valores de las precipitaciones mensuales máxima, media y mínima correlacionadas de las dos estaciones en cuestión, se elaboró el cuadro 1, que muestra los valores correspondientes a la lámina de recarga estimada para un año lluvioso, uno medio y uno seco.

Los volúmenes de recarga mensual máxima, media y mínima (cuadro 2) se obtuvieron al multiplicar los valores de la lámina de recarga por el área de recarga de la zona, que se calculó en 2.15 km<sup>2</sup>. Así, los volúmenes anuales para los tres tipos de año considerados en el pronóstico fueron los siguientes: año lluvioso, con una recarga máxima de  $1.7 \times 10^6$  m<sup>3</sup>; año medio, con una recarga de  $1.0 \times 10^6$  m<sup>3</sup>, y año seco, con una recarga mínima de  $0.4 \times 10^6$  m<sup>3</sup>.

**Pronóstico del comportamiento hidrodinámico**

El comportamiento de la curva de abatimientos medios del sistema presenta diversos cambios de pendiente, producidos por las variaciones en la extracción y por la influencia de la recarga como función de la precipitación (véase ilustración 9). Los ascensos de la pendiente están relacionados con el incremento de la extracción y la escasa

**8. Recarga como una función de la precipitación**



precipitación; por su parte, los descensos están vinculados con la presencia de precipitación en la zona, ya que la extracción se mantuvo constante. Sin embargo, los mayores incrementos en el abatimiento corresponden directamente al aumento de la extracción (por ejemplo, en los meses de julio de 1980 y agosto de 1981).

Con objeto de determinar el abatimiento medio en el régimen de explotación entre marzo de 1980 y septiembre de 1981, por medio de una gráfica se relacionaron los porcentajes de los incrementos mensuales en el volumen de extracción y de los abatimientos medios. La secuencia de puntos obtenida se ajustó a una curva de tipo exponencial, con un coeficiente de correlación de 0.83, y simula el comportamiento del régimen de explotación constante. (Véase ilustración 10).

**1. Lámina de recarga en mm**

Tipo de Año	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
Lluvioso	36.7	30.9	25.4	70.9	75.3	95.5	81.6	109.4	110.8	78.3	36.4	30.1
Medio	11.17	8.83	9.4	26.5	48.1	64.0	43.8	80.1	95.0	48.2	13.6	10.2
Seco	2.186	1.903	1.676	4.663	15.425	24.910	16.174	27.494	62.460	16.769	2.901	1.942

**2. Volumen de recarga en el sistema Cerritos (estimado) en m<sup>3</sup>**

Tipo de Año	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	TOTAL
Máximo	78 695	66 435	54 610	152 435	161 895	205 325	175 440	235 210	236 220	168 345	76 280	64 715	1,689 788
Medio	24 015	18 984	19 995	56 975	103 415	137 600	93 740	172 215	204 250	103 630	29 240	21 930	965 969
Mínimo	4 700	4 091	3 603	10 025	33 164	53 556	34 774	59 112	134 289	40 353	6 237	4 175	361 842

La recarga fue tomada implícitamente al agrupar las variaciones de los niveles correspondientes a los meses con poco abatimiento en un intervalo mayor (2 a 3 meses) que mostraba un abatimiento neto. De la gráfica respectiva se desprende que el incremento mensual del abatimiento es de 11.52%, con una extracción sostenida.

Posteriormente, se decidió atacar el problema en forma más adecuada, en virtud de que el análisis anterior carecía de un parámetro que considerara explícitamente la posible recarga del acuífero. Este punto queda como alternativa para predecir el funcionamiento hidrodinámico del sistema de pozos, debido a que se observó cierta similitud entre los pronósticos obtenidos mediante la primera técnica y los que se efectuaron con base en la metodología que en seguida se detallará.

Para llegar a una simulación más apegada al comportamiento del sistema acuífero, se calculó la recarga mensual estimada mediante el método de Knisel, descrito anteriormente. Así, se planteó una ecuación del comportamiento, tomando como base la relación causa-efecto; la ecuación básica es la siguiente:

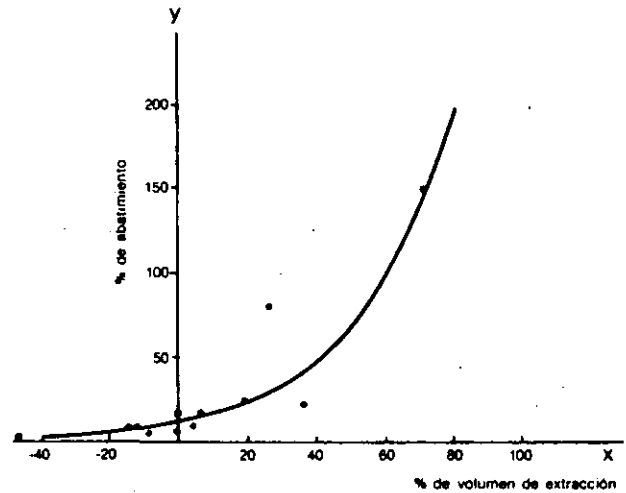
$$\Delta V = SA(y)\Delta Y \quad (5)$$

En esta ecuación,  $\Delta V$  corresponde a la variación en el volumen del sistema y es igual a la recarga menos la extracción ( $R-E$ );  $S$  es el coeficiente de almacenamiento;  $A(y)$  es el área drenada (en

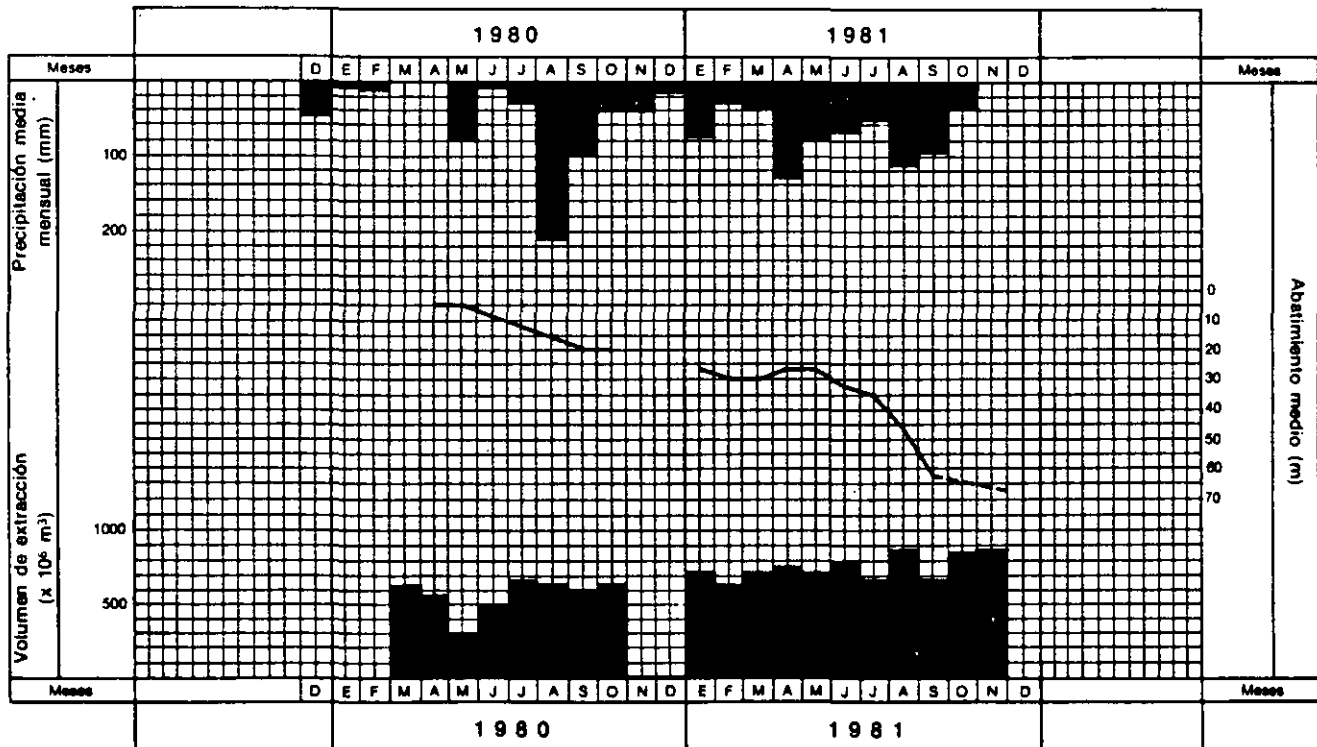
10. Abatimiento-volumen de extracción

$$y = 11.52 e^{0.04x}$$

$$r^2 = 0.83$$



9. Volumen de extracción, abatimiento medio y precipitación media mensual



planta), la cual es función de la profundidad (y), siendo  $\Delta Y$  la variación en la profundidad de los niveles del agua, es decir, el incremento del abatimiento, despejando a  $\Delta Y$ :

$$\Delta Y = \frac{\Delta V}{SA(y)} \quad (6)$$

de donde 
$$\Delta Y = \frac{(R-E) \times}{SA(y)} \quad (7)$$

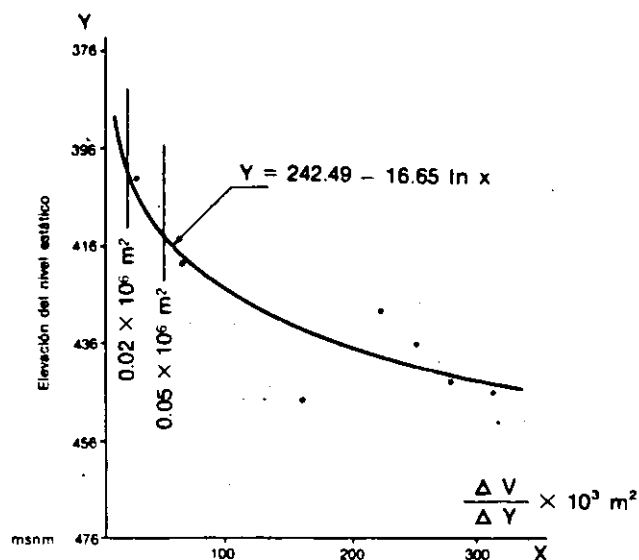
A causa de que el factor de área  $SA(y)$  era desconocido, se trató de determinarlo, relacionando los incrementos de volumen y abatimiento (como un cociente) con la variación de la profundidad (cuadro 3). En la ilustración 11 se observa que el comportamiento del factor de área es exponencial y tiene dos valores: uno "optimista", de  $0.05 \times 10^6 \text{ m}^2$ , y otro "pesimista", de  $0.02 \times 10^6 \text{ m}^2$ . Ambos valores se sitúan hacia la porción asintótica de la curva entre los dos últimos datos reales conocidos.

Los dos valores del factor de área fueron aplicados en la ecuación anterior, con objeto de conocer el incremento de abatimiento como función del aumento en el volumen  $\Delta V$ ; para ello se consideró un volumen de extracción mensual constante. El paso siguiente consistió en pronosticar los niveles del agua para el año de 1982. A fin de realizar esta estimación, se calculó la relación mensual entre el cambio de almacenamiento y el factor de área. El cambio de almacenamiento es la diferencia entre la recarga mensual estimada y la extracción mensual.

3. Cálculo del factor de área  $SA(y)$

MES	(1) Precipitación mensual ( $\times 10^{-3} \text{ m}$ )	(2) Lámina de recarga mensual ( $\times 10^{-3} \text{ m}$ )	(3) Recarga ( $\text{m}^3$ )	(4) Extracción mensual ( $\text{m}^3$ )	(5) $\Delta Vi$ (3)-(4) ( $\text{m}^3$ )	(6) $\Delta Yi$ Abatimiento (m)	(7) $\Delta Vi/\Delta Yi$ (5)/(6) $SA(y) \times 10^6$ ( $\text{m}^2$ )	(8) $Yi$ Abatimiento (m)
1981								
MAY	80.4	64.9	138 438.5	299 550	-161 111.5	0	0	14.14
JUN	3.5	0.25	537.5	514 460	-513 922.5	- 5.03	+0.102 171 5	19.17
JUL	30.2	18.55	35 582.5	649 490	-613 907.5	- 6.89	+0.089 101 2	26.06
AGO	211.1	108.40	233 060.4	645 180	-412 099.5	- 2.25	+0.161 607 6	28.61
SEP	94.8	74.30	159 745.0	585 708	-425 963.0	- 1.35	+0.315 528 1	29.96
OCT	39.1	25.43	54 874.5	611 219	-556 544.5	- 1.96	+0.281 083 1	31.94
1982								
FEB	24.1	11.09	23 843.5	617 343	-593 409.5	- 2.35	+0.252 533 0	39.52
MAR	32.0	18.28	39 302.0	729 779	-690 477.0	0	0	39.51
ABR	136.1	93.21	200 401.5	750 003	-540 601.5	+ 2.94	-0.186 939 3	36.57
MAY	74.5	59.72	128 398.0	739 212	-610 814.0	- 1.86	+0.328 394 6	18.43
JUN	65.9	52.28	112 402.0	785 292	-688 800.0	- 4.96	+0.134 855 9	43.30
JUL	47.0	33.64	72 328.0	661 495	-589 169.0	- 2.62	+0.224 873 7	48.01
AGO	107.9	81.64	175 526.0	899 735	-742 209.0	-10.76	+0.067 305 7	56.77
SEP	87.7	69.67	149 790.5	637 794	-488 008.5	-15.63	+0.011 124 6	72.45

11. Criterio para determinar el factor de área



Análisis de los pronósticos por pozo

Al realizar el pronóstico de los niveles del agua para el caso del valor "pesimista" ( $SA(y) = 0.02 \times 10^6 \text{ m}^2$ ), el resultado concordó con el funcionamiento último del sistema. Para efectuar este pronóstico se partió de dos hipótesis básicas, que son las siguientes:

- Una extracción constante de  $830\,000 \text{ m}^3$  por mes.
- La distribución equitativa de este volumen entre los tres pozos productivos en la fecha del pronóstico (pozos 1, 11 y 12).

Cabe aclarar que cualquier cambio en una de las dos hipótesis, o en ambas, modificaría el pronóstico, ya que el sistema estaría sometido a condiciones de explotación-evolución de niveles que

Abatimiento medio (m)

85

2

no fueron consideradas en el presente estudio (véase ilustración 11). Los resultados para los pozos productores hasta 1982 son los siguientes:

**Pozo número 12.** El último registro para este pozo data de noviembre de 1981, por lo que el abatimiento de diciembre de ese año se consideró igual al pronosticado para el mes de diciembre de 1982.

De acuerdo con la ilustración 12, relativa al pronóstico de abatimiento, el pozo debería dejar de ser productivo a finales de enero de 1982, en el caso de un año seco, o a principios de febrero del mismo año, en el caso de un año lluvioso. Este pronóstico fué acertado, debido a que el pozo dejó de producir en los últimos días de enero de 1982.

**Pozo número 11.** En el caso de este pozo, los datos disponibles con respecto a los niveles abarcaron hasta diciembre de 1981, mes en que se inició la predicción para 1982. (Véase ilustración 13). El pronóstico basado en el valor "pesimista" reveló que el pozo debería terminar su operación en abril de 1982, independientemente del tipo de

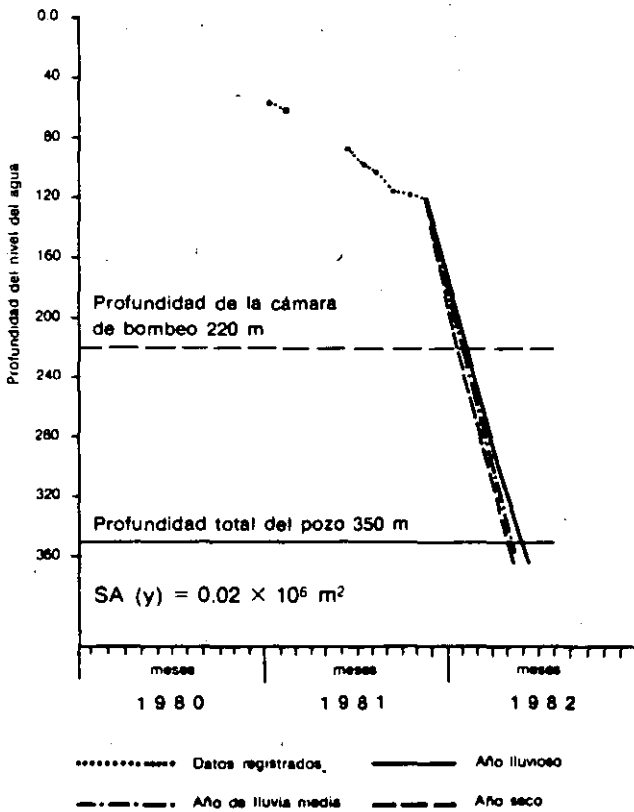
año que fuese.

**Pozo número 1.** El último dato disponible con relación a este pozo se refiere a noviembre de 1981, mes en el cual se realizó el pronóstico. El primer abatimiento obtenido correspondió a diciembre de 1981; debido a que se carecía de una mejor aproximación, se utilizó la misma técnica que en el caso del pozo número 12. Tomando como base el valor "pesimista", se pronosticó que el pozo dejaría de producir en febrero de 1982, pues el abatimiento llegaría a la profundidad misma de la cámara de bombeo (véase ilustración 14).

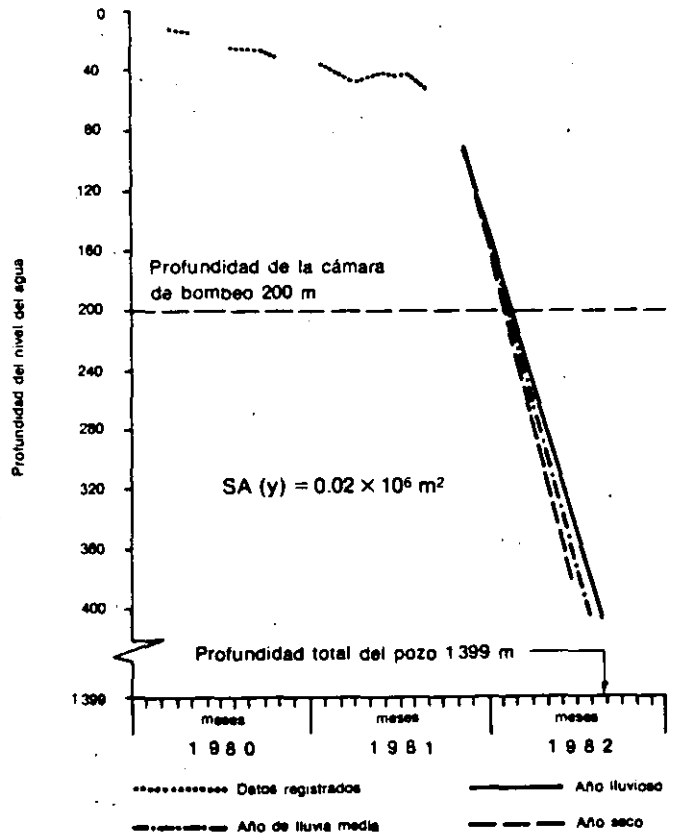
### Conclusiones

- El acuífero explotado por el conjunto de pozos de la zona de *Cerritos* corresponde a un sistema hidrogeológico calcáreo de carácter local, con capacidad de almacenamiento pequeña.
- Del total de pozos perforados, los pozos 2, 3, 6, 7, 8 y 10 resultaron negativos, porque se ubicaban fuera del sistema hidrogeológico de *Cerritos*, y se localizaban en una zona donde no existe continuidad hidráulica.

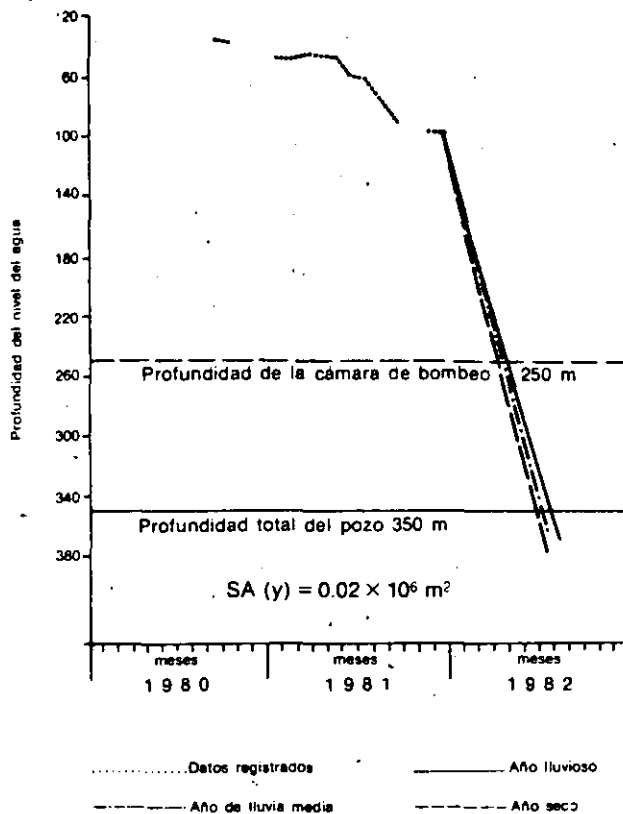
12. Hidrógrafo y pronósticos del pozo 12



13. Hidrógrafo y pronósticos del pozo 1



14. Hidrógrafo y pronósticos del pozo 11



- La falta de una política de explotación adecuada, el carácter local del acuífero y su baja capacidad de recarga dieron por resultado el continuo abatimiento de los niveles de agua en los pozos.
- De los cinco pozos productores perforados inicialmente (1, 4, 5, 9 y 11), los pozos 4, 5 y 9 fueron saliendo de operación, debido a que sus cámaras de bombeo son poco profundas y se ubican en una formación geológica inestable.
- El hecho de mantener el suministro de agua a la refinería mediante el incremento del caudal alternado de los pozos en operación —con un volumen de extracción promedio de 830 000 m<sup>3</sup>/mes—, ocasionó que los pozos en los cuales se rebasaba la profundidad de la cámara de bombeo fuesen quedando fuera de servicio.
- Al relacionar los porcentajes de incremento del volumen de extracción con los de abatimientos medios, se encontró que cuando el caudal de extracción se mantuvo constante, el incremento mensual de abatimiento medio fue de 11.52%.
- Los resultados del pronóstico para los pozos productores hasta 1982 son los siguientes:

Considerando el valor "pesimista" del factor de área, el pozo 12 dejaría de producir a finales de enero de 1982, si se tratase de un año seco, o a principios del mes siguiente, en el caso de un año lluvioso.

Con respecto al pozo 11, se pronosticó que, con el mismo esquema de extracción (830 000 m<sup>3</sup>/mes), cerraría sus operaciones en abril de 1982, independientemente de las condiciones de precipitación prevalecientes. En las mismas condiciones, el pozo 1 dejaría de ser productivo en febrero de 1982.

- Desgraciadamente, el pronóstico para el pozo 12 se cumplió y, al romperse el esquema de extracción, se procedió a un nuevo análisis.

Recomendaciones

- Es necesario rehabilitar los pozos 4, 5 y 9, los cuales se reportaron como azolvados, labor que debe incluir su profundización, ya que actualmente sólo atraviesan la formación Cuesta del Cura, estructuralmente inestable y con capacidades acuíferas reducidas.
- La profundidad recomendable para estos pozos estaría determinada por el contacto entre las formaciones Aurora y La Peña, ya que la segunda es el basamento del acuífero.
- En el futuro, para la identificación de alguna zona de explotación acuífera, deberá realizarse un estudio geohidrológico completo y detallado.
- De acuerdo con los resultados del estudio geohidrológico de referencia, y considerando el comportamiento del acuífero del Sistema de Pozos Cerritos, el abastecimiento de la refinería de Cadereyta deberá prever fuentes alternativas que aseguren el suministro de agua necesario para realizar sus procesos.
- Debe tomarse en cuenta que no es recomendable planear para el largo plazo la explotación de sistemas hidrogeológicos calcáreos plegados de carácter local, como los ubicados al norte de Monterrey.
- Antes de ubicar un área productiva de una gran magnitud (como una refinería) deberán realizarse estudios que consideren tanto el volumen de agua requerido como el disponible en la zona.

\* El tritio es un compuesto escaso en aguas infiltradas antes de la década de los cincuenta (CPNH, 1980) y, por el contrario abundante en aguas cuya infiltración es relativamente reciente.

Comisión del Plan Nacional Hidráulico. *Determinación del funcionamiento geohidrológico de los acuíferos de la zona de Monterrey, N.L.*, Dirección de Inventarios de Agua y Suelo, México, 1980.

Custodio, E. y Llamas, M.R. *Hidrología subterránea*, Barcelona, Ed. Omega, 1979.

Ingenieros Consultores y Proyectistas, CIEPS. *Estudio*

*geohidrológico de acuíferos regionales en calizas; zona Monterrey*, SRH, CAPM, México, 1968.

Knisel G., Walter. *Response of Karst Aquifers to Recharge Hydrology Papers*, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, núm. 60, 1972.

Moxey, D.G., y Mifflin, D.N., *Ocurrence and movement of groundwater in carbonated rocks of Nevada*, National Speleol. Soc., Bull, Vol. 28, No. 3.

# Aplicación de principios geoquímicos en la hidrología kárstica de la península de Yucatán

Luis Velázquez Aguirre

Dirección General de Administración y Control de Sistemas Hidrológicos, SARH.

*Se aplicaron varios principios geoquímicos con objeto de diferenciar y caracterizar dos sistemas acuíferos, considerados para fines hidrogeológicos, como la asociación de varias provincias geológicas en la península de Yucatán. Las provincias geomórficas del norte y oriente integran un acuífero en los depósitos calcáreos de edad del Mioceno reciente, caracterizados geoquímicamente por la mezcla de agua de infiltración reciente con agua salada más antigua y, hacia las costas, con agua de mar. Las calizas y evaporitas del Paleoceno-Eoceno de la porción sur de la península integran un acuífero que se caracteriza por el proceso de disolución a lo largo de la trayectoria de flujo y por el enriquecimiento salino, producido por la presencia de depósitos altamente solubles. El índice de saturación de dolomita (SI<sub>d</sub>) presentó una amplia gama de valores que permitió identificar las áreas de recarga y descarga; la concentración iónica ayudó a diferenciar los acuíferos. Se aplicó un modelo esquemático de evolución geoquímica propuesto por Back y Hanshaw (1979) para sistemas kársticos que, junto con las relaciones iónicas, ayudó a identificar las trayectorias de reacción y el carácter geoquímico de los acuíferos.*

## Marco geológico

La península de Yucatán, cubierta casi en su totalidad de sedimentos marinos calcáreos de la edad Terciaria, es una plataforma considerada a menudo tectónicamente estable; sin embargo, durante la era Cenozoica se originaron plegamientos y fallas que provocaron un sinnúmero de estructuras que han influido en el desarrollo de su morfología actual (Isphording, 1975).

Las rocas más antiguas que afloran son las calizas y evaporitas del Paleoceno (Butterlein y Bonet, 1960), ubicadas hacia la porción sur; están rodeadas por depósitos calcáreos más recientes, de edades que oscilan entre el Oligoceno y el Reciente. Los principales ejes estructurales presentan una orientación ONO-ESE y NNE-SSO, y se asocian con la Sierrita de Ticul y el Sistema Bacalar-Río Hondo, respectivamente. En el plano geológico (véase ilustración 1), se presenta la distribución superficial de las rocas aflorantes y la estratigrafía regional generalizada (tomada de Aguayo, *et al.*, 1980).

La península se clasifica como una región kárstica húmeda y subtropical (Stringfield *et al.*, 1974)

y, como tal, su análisis hidrogeológico debe ser el resultado de la relación entre la morfología o Karst y el ciclo hidrológico.

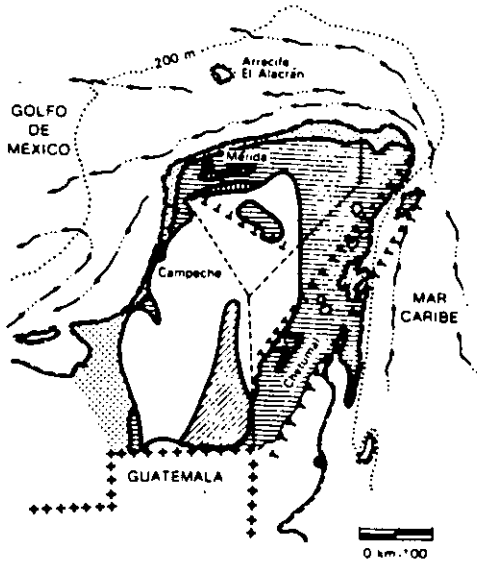
## Aspectos geomorfológicos

Con base en análisis de imágenes obtenidas del satélite LANDSAT y en observaciones de campo, la península de Yucatán se dividió en cuatro provincias geomórficas: I costera; II planicie interior; III colinas y valles y IV cuencas escalonadas. En el plano geomorfológico (véase ilustración 2) se presenta la ubicación de las provincias y, en el cuadro 1, se proporcionan su descripción y relaciones.

En este último se distingue la diferencia entre las provincias II y IV, marcada por la presencia (en la provincia IV) de discontinuidades geológico estructurales que controlan la aparición de las formas kársticas; sin embargo, el desarrollo de su morfología no presenta diferencias notables, ya que en ambas es de juvenil a ligeramente madura, y se caracteriza por: poco relieve topográfico, nulas corrientes superficiales, escaso y discontinuo desarrollo de suelo, estructuras subterráneas laterales kársticas de poco crecimiento (cavernas pequeñas



# 1. Distribución superficial de las rocas aflorantes y estratigrafía regional generalizada



**UNIDADES ESTRATIGRAFICAS**

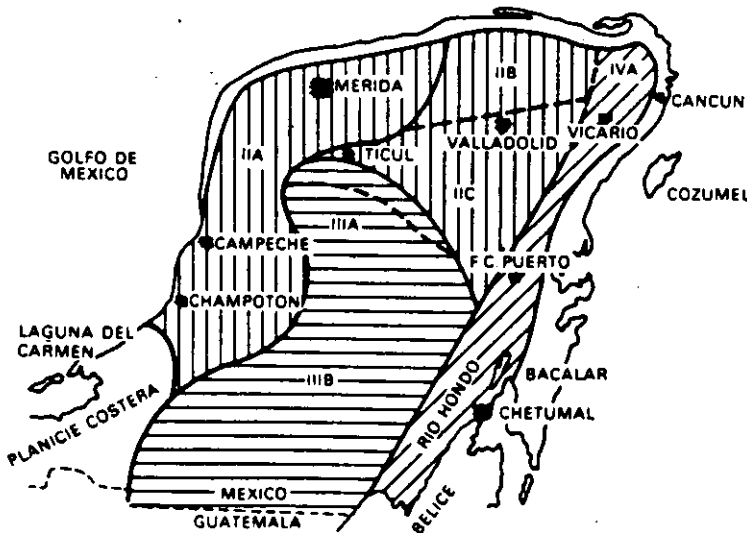
	PORCION NORTE	PORCION SUR Y CENTRO	PORCION ORIENTAL
HOLOCENO PLEISTOCENO	SIN NOMBRE (Seds calcáreos)	[Grid pattern]	SIN NOMBRE (Seds calcáreos)
PLIOCENO	CARRILLO PUERTO	[Grid pattern]	CARRILLO PUERTO (calizas)
MIOCENO	icalzas	INDIFERENCIADO	ESTERO FRANCO (Calizas y dolomitas) BACALAR (calizas y margas)
OLIGOCENO	SIN NOMBRE (Lutita caliza margas)	[Grid pattern]	[Grid pattern]
EOCENO	CHUMBEC (calizas)  PISTE (calizas)	CHUMBEC (calizas) PISTE	INDIFERENCIADO
PALEOCENO (CRETACICO SUP)	Lutita margas caliza	ICAICHE (calizas dolomita evaporita) PETEN (?) (calizas)	ICAICHE PETEN (?) (calizas)



- Línea de costa
- ..... 200 m Isobata
- Corriente superficial
- Límite de estados
- +++++ Límite Territorial
- TTTTTTTT Falas

- [O] Cuaternario
- [E] Eoceno
- [M P] Plioceno  
Mioceno
- [E P] Eoceno  
Paleoceno
- [O] Oligoceno

# 2. Plano geomorfológico y ubicación de las provincias



- (I) UNIDAD COSTERA { A PLAYAS  
B MAREAS  
C CARIBE
- (II) PLANICIE INTERIOR { A NOROCCIDENTAL  
B CENTRO NORTE  
C CENTRAL INTERIOR
- (III) COLINAS Y VALLES { A TICUL  
B BOLONCHEN
- (IV) CUENCAS ESCALONADAS { A NORTE  
B SUR

## 1. Síntesis Geomorfológica

UNIDAD GEOMÓRFICA	SUBDIVISIONES	GEOFORMAS	UBICACIÓN	GEOLOGÍA
Costera (I)	a) Playas	Playas de barrera largas y angostas	A lo largo de las costas norte y noroccidentales.	Depósitos recientes asociados a la erosión marina.
	b) Area de mareas	Lagunas de inundación.	Detrás de las playas separando a éstas del continente.	Depósitos actuales, provocados por la acción de las mareas.
	c) Costera del Caribe	Playas rocosas y angostas, costas abruptas y cortadas. Playas semicirculares, caletas y manantiales submarinos asociados.	A lo largo de las costas de la margen oriental.	Depósitos de alta energía asociada a zonas afalladas y fracturadas.
Planicie Interior (II)	a) Noroccidental	Pequeños hoyos de disolución "karst" desnudo, poco relieve, suelo delgado y discontinuo. Pequeños cenotes hacia al SE.	Hacia la porción noroccidental de la Península de Yucatán.	De origen kárstico principalmente en un estado de desarrollo juvenil.
	b) Centro-norte	Dolinas de gran diámetro, relieve más acentuado (10-15 m) topografía ondulada.	En la porción central y al norte de la península con centro en la población de Tizimín.	Desarrollo kárstico en una madurez temprana.
	c) Central-Interior	Cenotes de varios tipos, relieve considerable, gruesos suelos residuales, pequeñas dolinas, domos kársticos y cúpulas; cavernas y pasajes poco desarrollados.	En el centro de la península al norte de la Sierrita de Ticul.	Desarrollo kárstico maduro y juvenil, al parecer hubo un truncamiento del primero.
Colinas y Valles (III)	a) Sierrita de Ticul (área Puuc )	Alineamiento cerril NW-SE Grandes cavernas.	Desde Maxcanú hasta Oxkutzcab con una dirección NW-SE.	Asociado a un levantamiento diferencial.
	b) Colinas de Bolonchen	Mayor relieve, grandes espesores de suelos. Poljes de regular tamaño. Macrodomos kársticos.	Toda la porción S-SW de la península.	Asociado a esfuerzos compresionales y a diapirismo.
Cuencas Escalonadas (IV)	a) Norte	Cuerpos de agua, cenotes, cúpulas y microdomos kársticos, gruesos suelos en las cuencas, poco relieve.	NE de Quintana Roo.	Desarrollo kárstico juvenil asociado a fallas y fracturas con orientación NESW.
	b) Sur	Cuerpos de agua, manantiales, domos y amplios cenotes, relieve mayor que en el norte.	Sur de Quintana Roo al NE del Río Hondo.	Desarrollo kárstico maduro-temprano, asociado a las mismas estructuras de bloques afallados.

de pasajes angostos) y abundantes cenotes y dolinas. De hecho, sólo la densidad de las características enunciadas y la variación en altitud de su microkarst hacen posible subdividirlos. En contraste, la porción sur de la península, comprendida en su mayor parte en la provincia III, presenta un relieve mayor, largas y grandes estructuras kársticas subterráneas y un macrokarst superficial de torres y domos asociado a un buen desarrollo de suelos de textura limo arcillosa ubicados en estructuras kársticas bajas similares a Poljes. Además, se distingue por la ausencia de cenotes y dolinas, es decir, esta región se caracteriza por un mayor desarrollo de su Karst.

Por lo anterior y tomando en cuenta la evolución geológica de la península, puede establecerse el inicio de los procesos kársticos de la provincia III en el Oligoceno (hace más o menos 40 millones de años), época en que la porción sur ya había emergido y estaba expuesta a los procesos geológicos modeladores de intemperismo y erosión, entre otros. Para las zonas norte y oriental, donde se emplazan las provincias II y IV, respectivamente, se propone el origen del Karst a partir del Pleistoceno (hace más o menos dos millones de años) y asociado con los movimientos del nivel medio del mar.

### **Marco conceptual hidrogeológico**

La península carece de corrientes superficiales, principalmente en la porción norte; hacia el sur sólo se manifiesta un drenaje incipiente que desaparece en resúmideros o en cuerpos de agua superficial. Así, gran parte de la precipitación pluvial se evapotranspira y el resto se infiltra a través de fracturas, oquedades y conductos kársticos en las calizas. En el subsuelo el agua sigue diferentes trayectorias de flujo, controladas por el desarrollo o evolución del Karst profundo. Es evidente que las regiones de mayor karsticidad se presentan al sur de la península, donde se encuentran los sedimentos más viejos (del Paleoceno-Eoceno). Por consiguiente, deberá existir una diferencia en las características hidráulicas del medio por donde circula el agua.

De esta forma, la ocurrencia del agua subterránea está supeditada a la presencia de dos grandes regiones kársticas: la porción noreste, asociada con las provincias geomórficas II y IV y la porción sur, formada por la provincia geomórfica III. Se plantea así, la existencia de dos acuíferos regionales de carácter kárstico distinto, que se denominaron, en función de la edad de las rocas, miocénico y eocénico.

### **Acuífero miocénico**

La unidad hidrogeológica que integra los depósitos carbonatados del Mioceno al Pleistoceno es de tipo hidrológico permeable y constituye un acuífero kárstico regional, cuya distribución superficial es, como se ha mencionado, la asociación de las provincias II y IV. Esta unidad acuífera está limitada al SSO por la Sierrita de Ticul, al oeste, parcialmente, por el aflamamiento Bacalar-Río Hondo y, hacia el N, NO, NE y SE, por las áreas costeras (véase ilustración 3). Al NO integra un acuífero limitado localmente a profundidad por depósitos impermeables del área de Mérida, Yucatán. Al oeste de la provincia geomórfica IV-B se comunica parcialmente con el acuífero eocénico, del que es zona de descarga (Río Hondo, Bacalar).

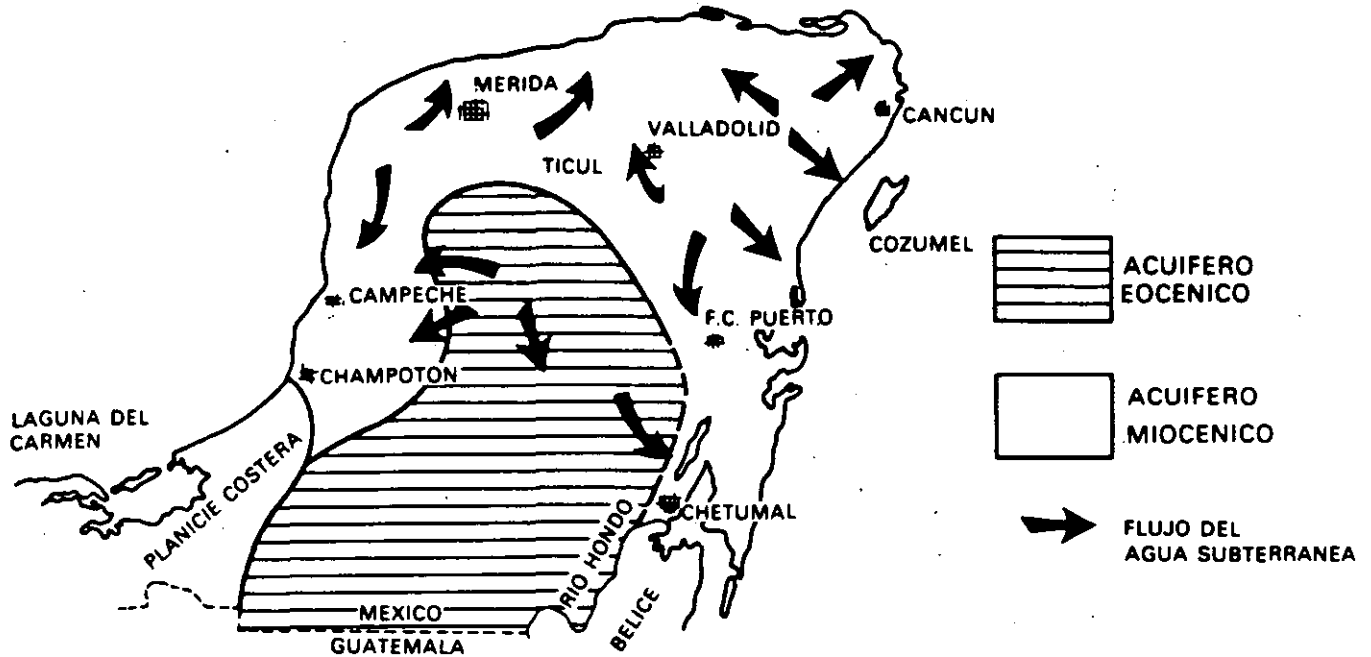
Esta unidad acuífera se caracteriza por: alta permeabilidad y transmisividad, poca carga hidráulica, nivel freático estable y dirección de flujo radial desde el área de recarga hacia las costas. Esta, al parecer, está supeditada a la distribución del patrón de la precipitación pluvial, y, de acuerdo con el análisis de los datos climáticos (CPNH, 1977), una porción de la misma se encuentra al noroeste de la península —áreas de Cobá y Leona Vicario, Quintana Roo— en donde se forma un máximo de precipitación, lo que establece hacia esa región el área de recarga.

### **Acuífero eocénico**

Los depósitos calcáreos y evaporíticos de Eoceno-Paleoceno forman una unidad hidrogeológica con alta permeabilidad y un acuífero kárstico regional cuya distribución superficial la constituye la provincia geomórfica III. Esta unidad acuífera está limitada al O y SO por la planicie costera de la península y al NO, entre la ciudad de Campeche y la población de Maxcanú, por un arco afallado; al norte se encuentra separada por el frente estructural de la Sierrita de Ticul. Al oriente su límite es transicional y lo constituyen los bloques afallados y escalonados del Sistema Bacalar-Río Hondo (véase ilustración 3).

Esta unidad presenta subdivisiones hidrogeológicas, aunque contiene varios acuíferos colgados de carácter local. Su nivel freático es profundo (60 a 100 m) y estable, y en los acuíferos colgados, somero y variable. En ella existen zonas topográficamente bajas de menor permeabilidad que soportan cuerpos de agua superficial. Al oriente tiene comunicación lateral con el acuífero miocénico, constituyendo hacia esta zona su área de descarga (Río Hondo y Laguna Bacalar).

### 3. Acuíferos kársticos regionales



#### Aspectos geohidrológicos

Para delinear el sistema de flujo de los acuíferos identificados en la península es necesario establecer las áreas de recarga y descarga. En la porción norte la descarga se efectúa a través de manantiales, a lo largo de la costa oriental; por manantiales y en forma difusa en la costa norte y, principalmente, hacia la costa occidental. Esta descarga se ha calculado (Back y Hanshaw, 1980) mediante principios de hidrogeoquímica y balance de masas en 8.6 millones de  $m^3/año$  por cada kilómetro de costa, lo que corresponde a 95% de la precipitación recargada para la porción norte (CPNH, 1981).

La incidencia tan alta de la precipitación pluvial y la ausencia notable de escurrimiento superficial indican una alta permeabilidad en toda la península. Esto se corrobora por la estabilidad del nivel freático en cenotes y norias (Back y Hanshaw, 1974, CPNH, 1977 y 1981). Así, la recarga constituye 16% de la precipitación pluvial para la porción norte (CPNH, 1981). Para la parte sur, es de esperar que sea menor, porque depende del carácter litológico, producto del contenido arcilloso de las rocas que integran la provincia III (CPNH, 1977). Esto concuerda con la presencia de los cuerpos perennes de agua superficial antes mencionados, como las lagunas de Silvituc y Chacambacab, así

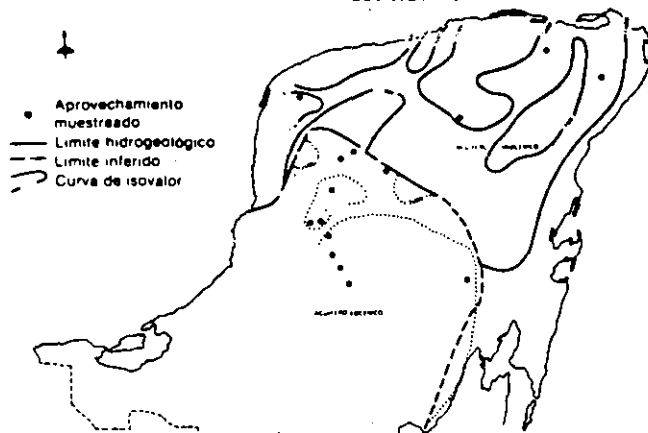
como la de numerosos cuerpos intermitentes de agua superficial en las partes bajas conocidas como *aguadas*.

A consecuencia de lo anterior la recarga se produce de manera bastante uniforme a través de toda el área siguiente al patrón de distribución de la precipitación. Por carecer de información piezométrica y para establecer con más detalle las zonas de recarga y sentido del flujo, se analizó el carácter hidrogeoquímico de los acuíferos de acuerdo con el principio geoquímico de la distribución superficial de la concentración salina; por tratarse de un acuífero kárstico, se aplicó un criterio que se usa con frecuencia, el del equilibrio químico del agua con respecto a cada uno de los minerales del medio hidrogeológico, conocido como índice de saturación (SI).

#### Hidrogeoquímica regional

Para el análisis de la distribución superficial de la concentración iónica se utilizaron principalmente los valores de la conductividad eléctrica y los de los iones sulfato ( $SO_4^{2-}$ ) y cloruro ( $Cl^-$ ), ya que éstos no forman parte primordial de las calizas y sus variaciones provienen de la evolución del flujo terráneo en el acuífero.

#### 4. Curvas de isovalores de conductividad eléctrica



Datos de aprovechamiento tomados de Back (1974) Lesser (1976) y CPNH (1977 y 1981)

En la ilustración 4 se presenta la configuración de la conductividad eléctrica (CE) donde se observa que la porción de valores mínimos del acuífero miocénico se concentra hacia el área de máxima precipitación mencionada. Para el acuífero eocénico es notoria un área de valores mínimos en concentración iónica, al sur de la Sierrita de Ticul, que puede asociarse a un área de recarga. De esta manera, el sentido de flujo se establecería hacia donde se incrementen los valores anteriores con lo que se definen las principales áreas de recarga y descarga (véase ilustración 3).

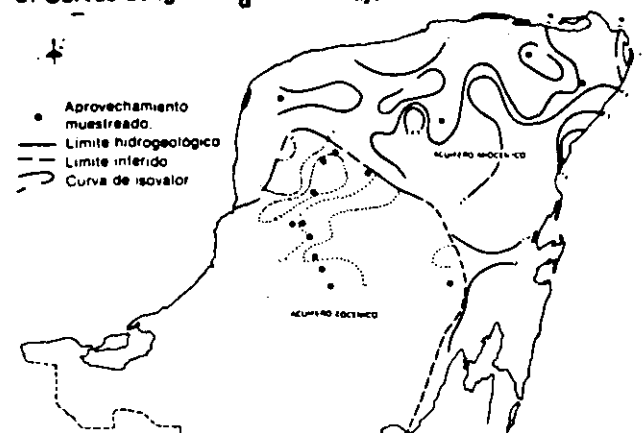
Para analizar el criterio del índice de saturación (SI) se procesaron los datos hidrogeoquímicos en un programa que modela el funcionamiento termodinámico de los iones contenidos en una solución: el WATEQ-F (Truesdall y Jones, 1978).

Los resultados con respecto a la calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) indican valores muy homogéneos, ligeramente sobresaturados para las muestras representativas de ambos acuíferos, y una gama más amplia de valores, desde bajo saturados a sobresaturados, con respecto a la dolomita ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ). Esto se debe a que el agua se satura primero de calcita.

Teniendo en cuenta lo anterior, se analizaron los valores del índice de saturación con respecto a la dolomita ( $\text{SI}_d$ ) en dos etapas diferentes: el estiaje y la temporada de lluvias. Esto se fundamenta en el hecho de que como hacia las áreas de recarga se presenta un alto contenido en  $\text{CO}_2$  y relativamente bajo de sólidos totales disueltos, es de esperar, que en éstos haya una baja saturación con respecto a la dolomita, y que se incremente hacia donde se presente la dirección del flujo.

Como puede observarse en el plano de la configuración del  $\text{SI}_d$  para el periodo de estiaje (véase ilustración 5), hacia las porciones de la península definidas anteriormente como áreas de recarga se

#### 5. Curvas de igual $\text{SI}_d$ en el estiaje



Datos de aprovechamiento tomados de Back (1974) Lesser (1976) y CPNH (1977 y 1981)

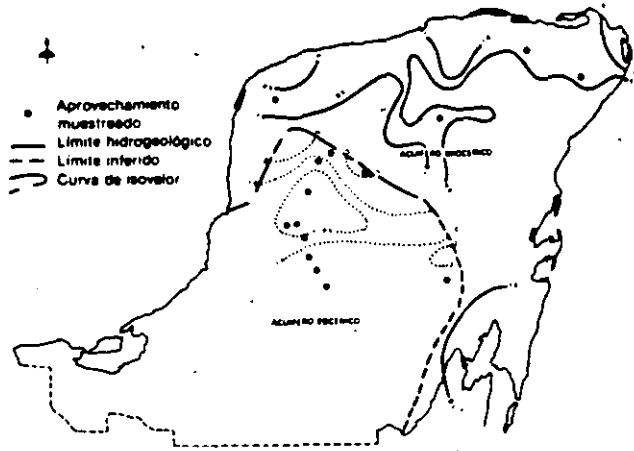
presentan los valores mínimos o bajosaturados y en la configuración de  $\text{SI}_d$  para el periodo de lluvias (véase ilustración 6) es notorio el incremento en las áreas de influencia de los valores bajosaturados; sin embargo, éstos parten de una misma zona. Con estos resultados pueden definirse las áreas de recarga de los acuíferos miocénico y eocénico, que quedan localizadas —como se había establecido— hacia donde se presentan los máximos valores en la precipitación pluvial.

Estas configuraciones confirman las trayectorias de flujo y zonas de descarga mencionadas en el marco conceptual hidrogeológico (véase ilustración 3) y además proporcionan una evidencia notable para sostener el planteamiento de la existencia de acuíferos regionales, ya que la variación del índice de saturación ( $\text{SI}_d$ ) para ambos acuíferos es diferente. Si se observa el plano que muestra el periodo de estiaje (véase ilustración 5), se detecta que en el acuífero miocénico la variación del índice  $\text{SI}_d$  es menor (máximo de 5) que en el acuífero eocénico (hasta 8); además, en este último el área de influencia de valores sobreexplotados es mayor.

Esta diferencia en el equilibrio químico del agua que circula en los acuíferos se debe, entre otras causas, a la fuerza iónica de las soluciones, ya que a una mayor fuerza iónica corresponde una mayor capacidad de transportar iones en solución, lo que proporciona valores de sobresaturación elevados. Así, se espera que en el acuífero eocénico las concentraciones iónicas sean mayores, como se observa en las configuraciones de conductividad eléctrica (véase ilustración 4), sulfatos ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) (véase ilustración 7) y cloruros ( $\text{Cl}^-$ ), (véase ilustración 8).

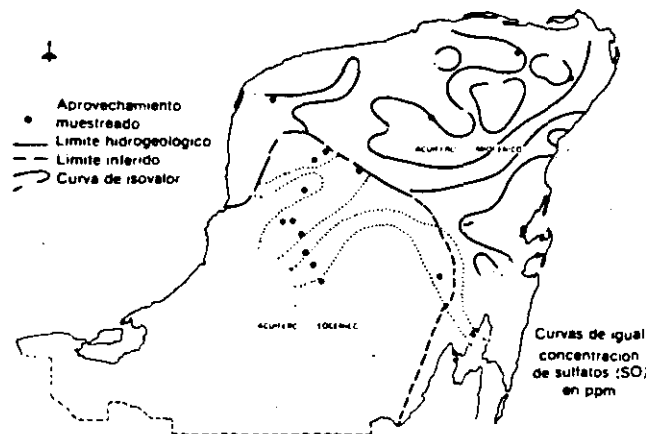
Una vez diferenciados los acuíferos, se procedió a caracterizarlos en función de la evolución geoquímica del agua que contienen. Este principio pro-

6. Curvas de igual  $Si_2$  durante lluvias



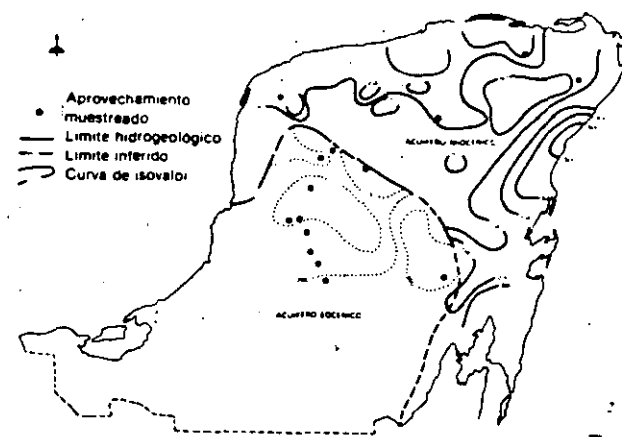
Datos de aprovechamiento tomados de Back (1974) Lesser (1976) y CPNH (1977 y 1981)

7. Curvas de igual concentración de sulfatos



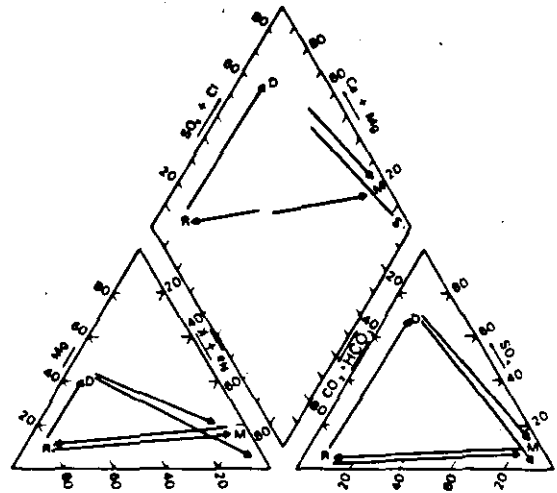
Datos de aprovechamiento tomados de Back (1974) Lesser (1976) y CPNH (1977 y 1981)

8. Curvas de igual concentración de cloruros



Datos de aprovechamiento tomados de Back (1974) Lesser (1976) y CPNH (1977 y 1981)

9. Modelo esquemático de la evolución del carácter geoquímico del agua en acuíferos carbonatados

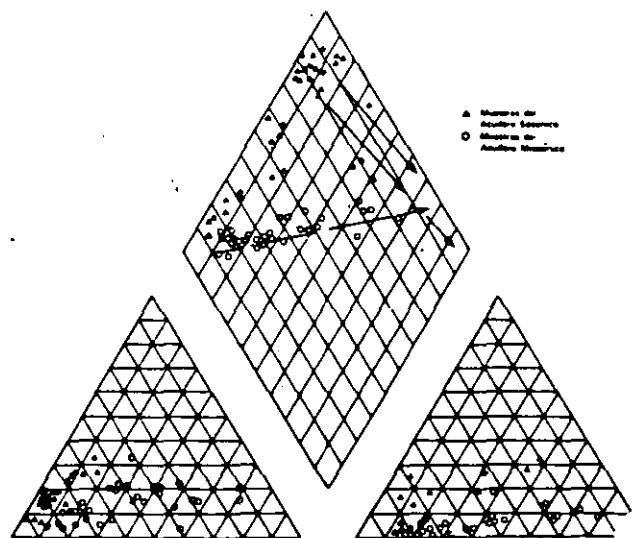


Trayectorias de reacción

- R-M ENRIQUECIMIENTO-MEZCLA-DISOLUCION EN ZONA DE DISPERSION
- R-D DISOLUCION DE CALCITA DOLOMITA Y YESO EVOLUCIONANDO EN LA DIRECCION DEL FLUJO
- D-M DOLOMITIZACION
- D-S DISOLUCION DE HALITA (NaCl)
- R RECARGA
- D DESCARGA
- M MAR
- S SALMUERA

MODIFICADO DE BACK Y HANSHAW (1979)

10. Evolución del carácter geoquímico del agua subterránea



puesto por Back y Hanshaw (1979) a través de un modelo esquemático (véase ilustración 9) que muestra las trayectorias de reacción del agua en un acuífero, indica que en las áreas de recarga (R) el agua subterránea es de tipo cálcico-bicarbonatada y que durante su movimiento gradiente abajo (R-D) el magnesio (Mg) se incrementa por la disolución de dolomita y calcita rica en Mg, mientras que el Ca permanece relativamente constante. Además, el sulfato ( $\text{SO}_4$ ) se incrementa en tanto que el  $\text{HCO}_3$  permanece constante.

Otra trayectoria desde R es la que involucra enriquecimiento con agua oceánica en acuíferos costeros, donde la recarga ocurre cerca del mar y se muestra como R-M en el esquema.

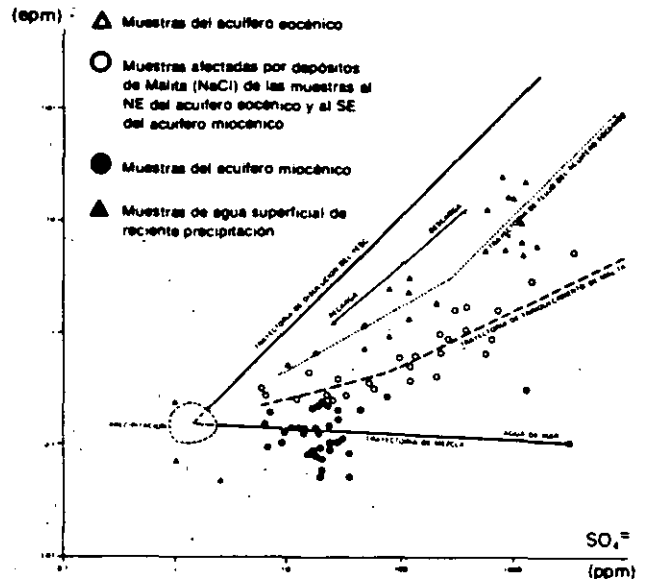
Este modelo conceptual se aplicó a los acuíferos de la península de Yucatán y se identificaron los procesos geoquímicos que ocurren: disolución y mezcla, que corresponden, respectivamente, a las trayectorias R-D en el acuífero eocénico y R-M en el miocénico (véase ilustración 10).

Otro principio utilizado para la caracterización geoquímica es la relación iónica (Rightmire *et al.*, 1974, en Back y Zoetl, 1975) que se muestra en la ilustración 11, donde se maneja el contenido de  $\text{SO}_4$  y Cl y se indica, en forma análoga, la evolución geoquímica de los acuíferos e identifica los procesos descritos, lo que confirma la diferenciación de los acuíferos en la península de Yucatán.

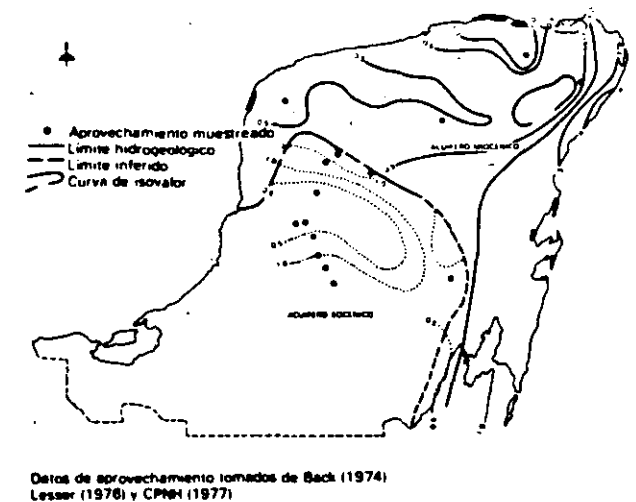
En conformidad con lo anterior se desprende que existe una diferenciación hidrogeológica e hidrogeoquímica de los acuíferos detectados y clasificados geoquímicamente como regionales; esto es, mientras que en el acuífero miocénico el proceso geoquímico prevaleciente es la mezcla de agua de reciente infiltración con agua subterránea salada más antigua, que produce una amplia zona de dispersión, en el acuífero eocénico, en cambio, el proceso geoquímico dominante es el incremento de sales por disolución a lo largo de la trayectoria de flujo, enmascarado por un enriquecimiento repentino producido por la presencia de depósitos evaporíticos altamente solubles, como se muestra en el plano hidrogeoquímico (véase ilustración 12), donde se observa un incremento del valor de la relación  $\text{Cl}^-/\text{HCO}_3^-$  hacia la porción noroccidental del acuífero eocénico.

En la misma ilustración 12 es posible observar, para el acuífero miocénico, un incremento hacia las costas en las porciones norte y noroccidental, donde estos valores máximos representan la acción incipiente de la mezcla con agua de mar. Así mismo, se confirman las áreas de recarga hacia las zonas donde la relación es menor.

## 11. Principales trayectorias de flujo hidrogeoquímico $\text{SO}_4/\text{Cl}$



## 12. Curvas de igual relación cloruros/bicarbonatos



## Conclusiones

Se plantea la existencia de dos acuíferos regionales en la península de Yucatán, caracterizados por la respuesta geoquímica del agua que circula en ellos, de acuerdo con los resultados al aplicar nuevas metodologías para el estudio del Karst fundamentadas en los principios geoquímicos de concentración iónica, equilibrio químico, relaciones iónicas y evolución geoquímica.

Los procesos geoquímicos identificados fueron: a) disolución a lo largo de la trayectoria de flujo en el acuífero eocénico; b) mezcla de agua en el acuífero miocénico y c) enriquecimiento salino por presencia de depósitos muy solubles y por mezcla con agua de mar.

Las acciones antropogénicas, en particular las realizadas cerca de los núcleos de población, pueden llegar a modificar los procesos geoquímicos preexistentes, ya que por no haber forma superficial de deshacerse de las aguas residuales, éstas se infiltran al subsuelo. Se recomienda, por tanto, realizar muestreos y análisis sistemáticos para vigilar el comportamiento geoquímico y la calidad del agua en la península.

El Índice de saturación de dolomita ( $SI_d$ ), utilizado para identificar las áreas de recarga y descarga de los acuíferos, presentó una amplia gama de valores que permitió analizarlos.

Así mismo, la distribución de la concentración iónica del agua de la península hizo posible diferenciarlas; las relaciones iónicas confirmaron el modelo conceptual de evolución geoquímica para acuíferos kársticos de Back y Hanshaw (1979), que se aplicó para caracterizarlos mediante la interpretación de las trayectorias de reacción como procesos geoquímicos preexistentes.

Dada la condición de los acuíferos en la península, urge aplicar técnicas geohidrológicas que confirmen las trayectorias de flujo, con objeto de localizar tanto fuentes alternas para el suministro de agua potable a las poblaciones como áreas de desecho adecuadas, ya que, como se ha visto, la calidad del acuífero eocénico es inadecuada para consumo humano. De modo que la única opción es explotar el acuífero miocénico, fuente de abastecimiento de la mayoría de la población que se asienta en la península por lo que se recomienda nivelar topográficamente las zonas de mayor explotación.

## Referencias

Aguiar, J. E., Bello, C. R., Vecchio del, M. A., y Basa-

ñez, M. A. Estudio sedimentológico en el área de Tulum-Cancún, Isla Mujeres, estado de Quintana Roo, México, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, tomo XLJ, núms. 1 y 2, 1980.

Back, W. y Hanshaw, B. "Hydrogeochemistry of the Northern Yucatán Peninsula, México", en Weidie, A. E., ed., Field Seminar on Water and Carbonate Rocks of the Yucatán Peninsula, México: New Orleans Geological Society Guide Book, Field Trip 2, of America, 1974.

Back, W. y Hanshaw, B. "Chemical Mass-Wastings of the Northern Yucatán Peninsula by Groundwater Dissolution", en Geology, vol. 8, Reston Virginia, USA, US Geological Survey, 1980.

Back, W. y Hanshaw, B. "Major Geochemical Processes in the Evolution of Carbonate-Aquifer Systems", en Journal of Hydrology, vol. 43, Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing, Co. 1979.

Back, W. y Zoetl, J. "Application of Geochemical Principles, Isotopic Methodology, and Artificial Tracers to Karst Hydrology. Hydrogeology of Karstic Terrains. International Union of Geological Sciences. Series B, núm. 3, IAH, París, 1975.

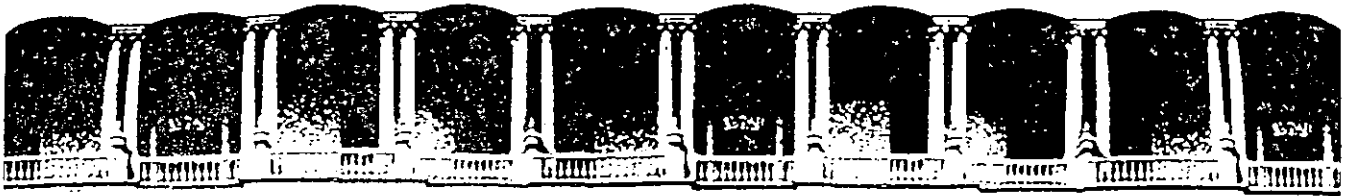
Butterlin, J y Bonet, F. Mapas geológicos de la Península de Yucatán, en Ingeniería Hidráulica en México, vol. 7, México, SRH, 1960.

Comisión del Plan Nacional Hidráulico (CPNH). "Estudio de las características geohidrológicas del acuífero en el área de Mérida, Yuc. y diagnóstico de la contaminación del agua y propuestas de solución para su manejo adecuado (Primera etapa). Dirección de Ingresos de agua y suelo, SARH. Documento interno. México, 1981.

Comisión del Plan Nacional Hidráulico (CPNH) "Hidrogeoquímica de Yucatán", Dirección de la zona Golfo y Sureste, SARH. Documento interno, México, 1977.

Isphording, W.C. "The Physical Geology of Yucatán". Trans. Gulf Coast. Assn. Geol. Soc. vol. 25, USA, 1975.





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

*CURSOS ABIERTOS*

*IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION  
DE ACUIFEROS*

*17 DE AGOSTO AL 11 DE SEPTIEMBRE DE 1992*

*HIDROGEOQUIMICA DE LAS AGUAS NATURALES*

*ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES*

*PALACIO DE MINERIA*



CAPITULO 6

CALIDAD DEL AGUA

- 6.1. AGUA POTABLE.
- 6.2. AGUA PARA RIEGO.
- 6.3. AGUA PARA ABREVADERO.
- 6.4. AGUA PARA LA INDUSTRIA.

CAPITULO 7

SIGNIFICADO DE ALGUNAS PROPIEDADES FISICAS Y QUIMICAS DEL AGUA

BICARBONATO Y CARBONATO

BORO

CALCIO

COLOR

CLORURO

CONCENTRACION E HIDROGENO

CONDUCTIVIDAD ELECTRICA

DUREZA

ESTRONCIO

FIERRO

FLUOR

FOSFATO

LITIO

MAGNESIO

MANGANESO

NITROGENO

POTASIO

RELACION DE ADSORCION DE SODIO

SELENIO

SILICE

SODIO

SOLIDOS DISUELTOS

SULFATOS

CAPITULO 8

TRAZADORES DE AGUA SUBTERRANEA

8.1. RESUMEN

8.2. INTRODUCCION

8.3. FLUORESCEINAS

A) URANINA

B) EOSINA

C) AMINORHODAMINA G EXTRA

E) TINOPAL CBS-X

F) EJEMPLO SOBRE LA APLICACION DE FLUORESCEINA

8.4. SALES.

A) EJEMPLO SOBRE LA APLICACION DE SALES

8.5. ESPORAS

CAPITULO 9

ISOTOPOS AMBIENTALES EN LA GEOHIDROLOGIA

- 9.1. DEFINICION Y ORIGEN.
- 9.2. UNIDADES Y METODO DE ANALISIS.
- 9.3. RECTA METEORICA MUNDIAL Y LOCAL.
- 9.4. PROCESOS QUE MODIFICAN LA COMPOSICION DEL AGUA SUBTERRANEA.
  - 9.4.1. VARIACION ESTACIONAL.
  - 9.4.2. EFECTO POR LATITUD.
  - 9.4.3. EFECTO CONTINENTAL.
  - 9.4.4. EFECTO POR ALTITUD.
  - 9.4.5. EFECTO DE EVAPORACION.
  - 9.4.6. EFECTOS GEOTERMICOS.
- 9.5. METODO GENERAL DE INTERPRETACION.
- 9.6. TRITIO.

REFERENCIAS

# CAPITULO 1

## INTRODUCCION

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,  $SO_4$ , Cl,  $HCO_3$ ,  $NO_2$  y  $NO_3$ , 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 contraste 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. 437 p.

Hem, John, 1971. "Study and Interpretation of The Chemical Characteristics of Natural Water". G.S.W.S.P. 1473.

cio, 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 Fig. 3.6. se muestra un diagrama triangular, en el cual se graficaron muestras de agua del Valle de Tecomán-Manzanillo, Col., observándose la existencia de agua de tipo sódico-clorurada, mixta-mixta y cálcico-bicarbonatada.

El tipo o familia de agua, se vacía sobre un plano delimitado zonas con agua de diferente composición. En la Fig. 3.7. se muestra el plano correspondiente al diagrama triangular de la zona de Tecomán-Manzanillo, en el cual se delimitaron las zonas correspondientes a las familias de agua mencionadas. El agua sódico-clorurada, es consecuencia directa de contaminación del acuífero, con agua de mar. El agua mixta-mixta, es una mezcla de aguas de diferentes tipos y en la cual no predomina ningún ion en especial. El agua cálcico-bicarbonatada, es el producto de la disolución de rocas calizas por el agua.

- d) Resistividades y sólidos totales disueltos.- La resistividad es una medida indirecta de los sólidos totales disueltos (S.T.D.) que contiene el agua, ya que sus valores son inversamente proporcionales a éstos últimos. Tomando en cuenta esta característica, se forma una gráfica (Fig. 3.8.) 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.

En la Fig. 3.9. se muestra un ejemplo de la relación entre resistividad y S.T.D., el cual corresponde al área de Sonoyta, Son. En ella se encontró que, en ciertos lugares, el agua subterránea tenía concentraciones de S.T.D., muy altas y se encontraba rodeado por pozos con agua de mejor calidad. Se efectuaron sondeos geofísicos de resistividad, los cuales al ser interpretados, mostraron la existencia de lentes localizados de muy baja resistividad, los cuales corresponden a agua salobre atrapada entre los sedimentos.

Existen otros tipos de clasificación y representación de análisis químicos, como las de Chase Plamer, Shoeller, Souline, Wilcox, etc.

REFERENCIAS

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.W.S.P. 1473

Piper, A.M., 1944. "A Graphic Procedure in the Geochemical Interpretation of Water Analyses". Am. Geophys. Union Trans.



# CAPITULO 4

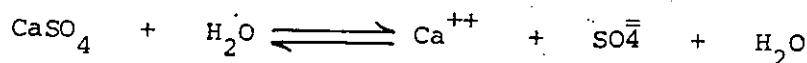
## GRADO DE SATURACION DEL AGUA RESPECTO A LOS MINERALES MAS COMUNES

Quando 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  $\text{CaCO}_3$ ; dolomita  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ .

### 4.1. METODOLOGIA

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:

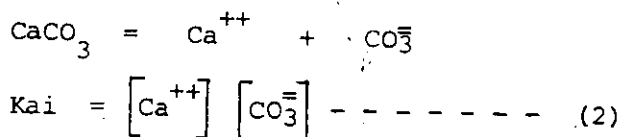


Aplicando la ley de Acción de Masas, obtenemos que la constante de actividad iónica es igual a las actividades de los productos entre los reactivos, o sea:

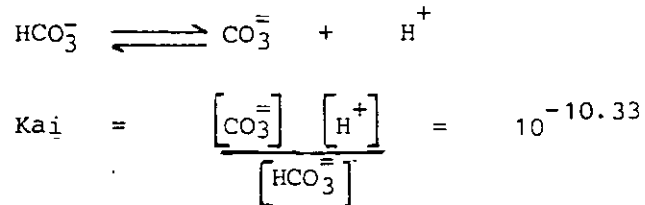
Donde los paréntesis indican la actividad iónica del ion que encierran. La actividad de los compuestos, es igual a 1.- por lo tanto:

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

De manera similar para la calcita se tiene:



Debido a que los análisis no reportan carbonato, ( $\text{CO}_3^{--}$ ), se utilizó la de terminación de bicarbonato ( $\text{HCO}_3^-$ ), sustituyendo la fórmula (2) de la si- guiente manera:



Despejando:

$$[\text{CO}_3^{--}] = \frac{[\text{HCO}_3^-] \cdot 10^{-10.33}}{[\text{H}^+]}$$

Sustituyendo en la ecuación (2):

$$K_{a1} = \frac{[\text{Ca}^{++}][\text{HCO}_3^-] \cdot 10^{-10.33}}{[\text{H}^+]} \quad \text{--- (3)}$$

Las actividades iónicas se obtienen multiplicando el coeficiente de activi- dad iónica  $\gamma$  de cada elemento, por la concentración en moles por litro- (M).

O sea:

$$\begin{aligned} [\text{Ca}^{++}] &= \gamma_{\text{Ca}} \cdot M_{\text{Ca}} \\ [\text{SO}_4^{--}] &= \gamma_{\text{SO}_4} \cdot M_{\text{SO}_4} \\ [\text{HCO}_3^-] &= \gamma_{\text{HCO}_3} \cdot M_{\text{HCO}_3} \end{aligned}$$

Las concentraciones en moles por litro (M) se obtienen dividiendo las par- tes por millón reportadas en los análisis químicos por el peso atómico. El coeficiente de actividad iónica  $\gamma$  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 10<sup>8</sup>; (Klots, 1950); a<sub>i</sub> es una constante relacionada con el tamaño y carga del ion (HEM, 1970) I es la fuerza iónica calculada por la fórmula:

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

Donde M es la concentración de cada ion en moles por litro.

La constante de actividad iónica (K<sub>a</sub>i), así obtenida, se compara con la constante de equilibrio (K<sub>e</sub>), para encontrar el grado de saturación del agua con respecto a yeso y calcita.

Los valores de K<sub>e</sub> son: (Garrels y Chist, 1965):

$$K_e \text{ (calcita)} = 10^{-8.34}$$

$$K_e \text{ (yeso)} = 10^{-4.61}$$

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

- Askin, G. W. and J. V. Largerwerff, 1965. "Calcium Carbonate Equilibria in Solutions Open to the Air.- I.- The solubility of Calcite in Relation to Ionic Strength". Geochim. et Cosm. Acta. 29 (4), 343-352.

- Akin, G.W. and J. V. Largerwerff, 1965. "Calcium Carbonate Equilibria in Solution Open to the Air.- II.- Enhanced Solubility of Calcium Carbonate in the Presence of Magnesium and Sulfate" *Geochim et Cosm. Acta* 29 (4).
- Back, William, 1961. "Calcium Carbonate Saturation in Ground Water, From Routine Analyses. "U.S.G.S., W.S.P." 1535-D
- 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.
- Garrels and Chirst, 1965. "Solution, Minerals and Equilibria".
- Hem, John. "Calculation and Use of Ion Activity" U.S.G.S.W.S.P.
- Hem, John, 1971. "Study and Interpretation of The Chemical Characteristics of Natural Water". G.S.W.S.P. 1473
- Hem, John. 1971. "None Equilibrium Systems in Natural Water Chemistry." *Advances in Chemistry Series 106.* American Chemical Society.
- Krauskopf, K.B., 1967. "Introduction to Geochemistry".
- Stumm, W. and J. Morgan, 1970. "Aquatic Chemistry". an Introduction. Emphatizing Chemical Equilibria in Natural Waters.

# CAPITULO 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. CARACTERISTICAS FISICAS DE LA INTRUSION 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

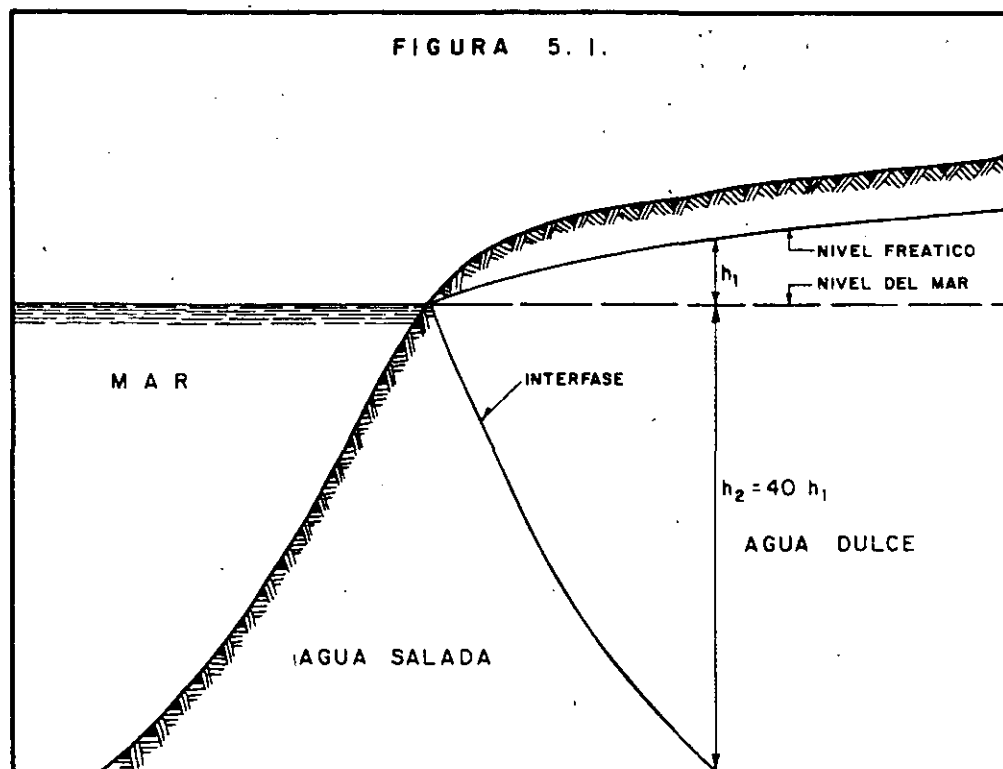
A lo largo de las líneas de costa el agua de los acuíferos se encuentra descansando sobre el agua de mar, debido a la diferencia de densidades de éstas. El contacto entre estas dos masas de agua (interfase salina) se encuentra en equilibrio dinámico, por lo cual las modificaciones en las con

diciones 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 del mismo nivel de referencia. (Fig. 5.1.)



INTRUSION SALINA SEGUN LA TEORIA DE G.HERZBERG

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 5.2.). 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.).

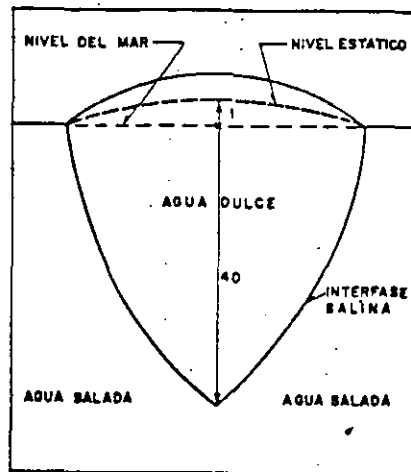
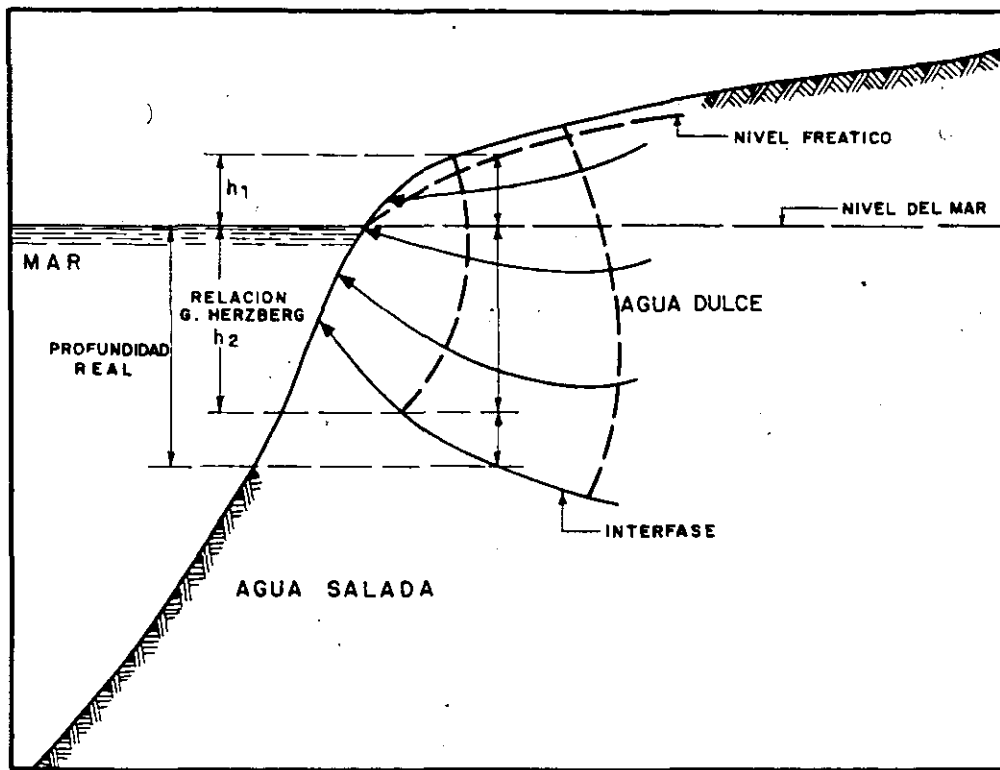


FIG :5.2 POSICION DE LA INTERFASE SALINA EN UNA ISLA

FIGURA 5.3.





### 5.3. MECANISMO DE LA INTRUSION 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 al 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. METODOS DE CONTROL DE LA INTRUSION SALINA

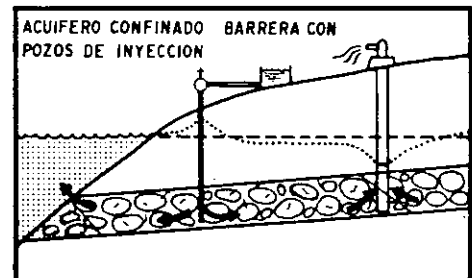
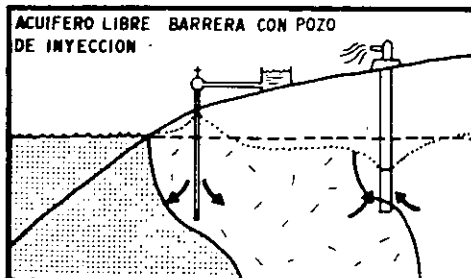
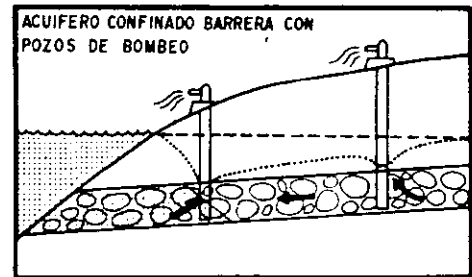
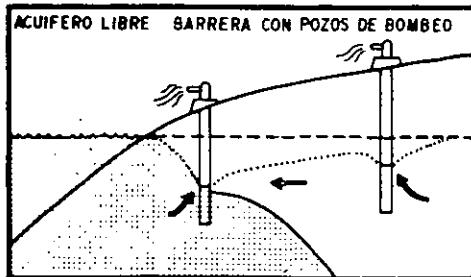
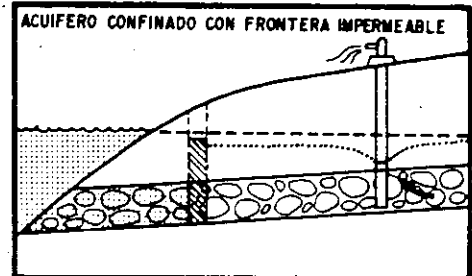
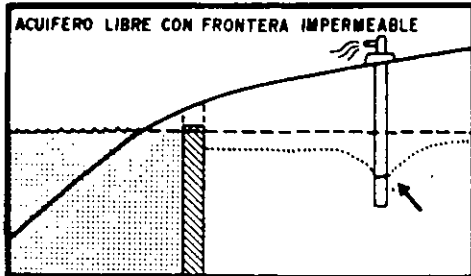
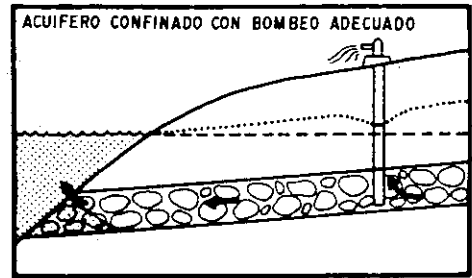
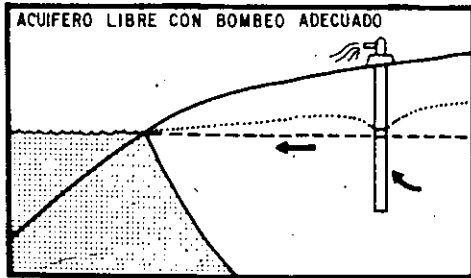
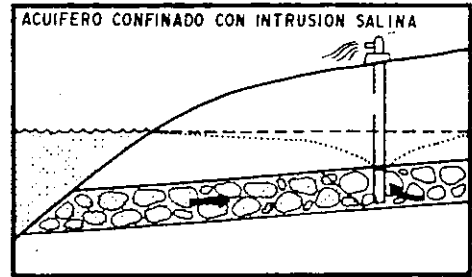
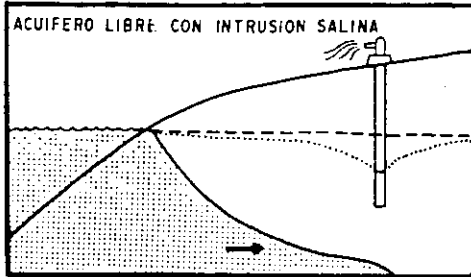
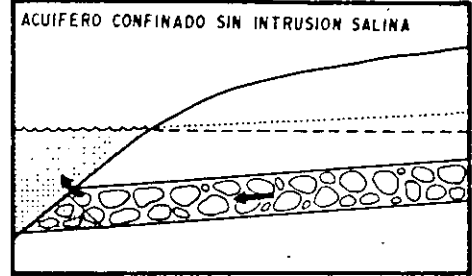
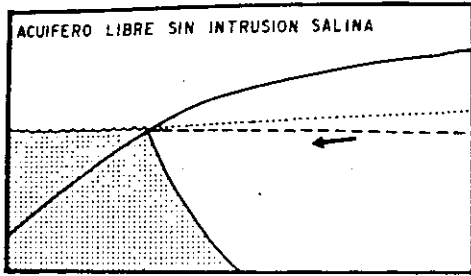
Varios métodos de control son conocidos y utilizados para prevenir la intrusión salina. Los más comunes son:

- 1).- Reducción de la extracción
- 2).- Recarga artificial
- 3).- Fronteras impermeables
- 4).- Barrera con pozos de bombeo
- 5).- Barreras con pozos de inyección (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

# DIFERENTES ASPECTOS DE LA INTRUSION SALINA



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

FIG. 5.4.

te adicional de agua así como condiciones apropiadas del terreno, de tal manera, que la recarga pueda llevarse a cabo. Las obras para la recarga pueden consistir en zanjas superficiales construídas 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 intrusióna 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 intrusiónaba 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

- Banks, H.O., and Richter, R.C., 1953, "Sea-Water Intrusion into Ground-Water Basins Bordering the California Coast and Island Bays". American Geophysical Union Transactions, Vol. 34, No. 4 pp. 575-582.
- Banks, H.O., Richter, R.C. y Harder, J., 1957, "Sea Water Intrusion in California", American Water Works Association, Vol. 49, No. 1 pp. 71-88

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.

California Department of Water Resources, 1957, "Report by Los Angeles - Country Flood Control District on Investigational Work for Prevention and Control of Sea Water Intrusion West Coast Basin Experimental Proyet, Los Angeles Country", Boletín No. 63 Apéndice B.

California Department of Water Resources, 1958, "Sea Water Intrusion in - California", Boletín No. 63

California Department of Water Resources, 1960, "An Investigation of Some Problemes In Preventing Sea-Water Intrusion By Creating a Fresh-Water Barrier", No. 63 Apéndice D.

California Department of Water Resorces, 1970, "Oxnard Basin Experimental Extraction Type Barrier", Boletín 147-6.

Freeze, A. and Cherry, J. 1979. Groundwater. Prentice Hall. 604 p.

Klein, H., 1965, "Salt Water Intrusion Can be Controlled", Florida Board - of Conservation, Division of Geology.

Todd, David K, 1959, Ground Water Hydrology, John Wiley and Sons, pp 177.

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.

# 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

Para conocer la calidad de cierta agua para uso potable, se comparan los resultados del análisis químicos, con las normas de calidad o límites máximos permisibles que a continuación se describen y que fueron publicados por la Secretaría de Salubridad y Asistencia, en el Diario Oficial de el día 2 de Julio de 1953. (Tabla 6.1.).

TABLA 6.1.

CARACTERISTICAS FISICAS	LIMITES MAXIMO PERMISIBLE	OBSERVACIONES
TURBIEDAD	10 (Escala de Sílice)	DE NO CUMPLIRSE CON LOS RESULTADOS ANTERIORES, SE ADMITIRAN AQUELLOS QUE SEAN TOLERABLES PARA LOS USUARIOS.
COLOR	20 (Escala platino-cobalto)	
SABOR	INSIPIDA	
OLOR	INODORA	

TABLA 6.1. CONTINUACION

CARACTERISTICAS QUIMICAS	LIMITE MAXIMO PERMISIBLE EN ppm ( EXEPTO )
Nitrógeno amoniacal (N)	0.50
Nitrógeno proteico (N)	0.10
Nitrógeno de nitratos (N)	5.00
Potencial hidrógeno (pH)	8.00
Oxígeno consumido (O)	3.00
Sólidos totales disueltos (STD)	1000
Alcalinidad total (CaCO <sub>3</sub> )	400
Cloruros (Cl)	300
Sulfatos (SO <sub>4</sub> )	250
Magnesio (Mg)	250
Zinc (ZN)	125
Cobre (Cu)	15
Fluoruros (Fl)	3
Fierro (Fe)	1.50
Manganeso (Mn)	0.30
Arsénico (As)	0.05
Selenio (Se)	0.05
Cromo (Cr)	0.05
Compuestos fenólicos, (Fenol)	0.001

CARACTERISTICAS BIOLÓGICAS	NUMERO MAXIMO PERMISIBLE
ORGANISMOS DE LOS GRUPOS - COLI Y COLIFORMES.	20
COLONIAS BACTERIANAS POR - CENTIMETRO CUBICO DE MUESTRA.	200

Debido a la gran demanda de agua potable en el país y a la escases que presenta este líquido en muchas regiones, esta es ingerida sin cumplir con todos los requisitos anteriores.

El índice que en muchas regiones de México se encuentra sobrepasando el límite máximo permisible, es el de sólidos totales disueltos. Este, en ocasiones, es aceptado en cantidades mayores a 1,000 ppm., siendo su límite - la tolerancia del consumidor. Generalmente no sobrepasa a las 2,000 ppm.

El ingerir agua con más de 1,000 ppm., normalmente no causa problemas de - salud siempre y cuando no se encuentren, en exceso, algunos elementos críticos como los que se mencionan a continuación:

Arsénico, Selenio y Cromo.- No es común encontrarlos en el agua, pero se - presencia en cantidades pequeñas es tóxica, por lo cual el agua potable, - no debe tener concentraciones mayores de 0.05 ppm.

TABLA 6.1. CONTINUACION

CARACTERISTICAS QUIMICAS	LIMITE MAXIMO PERMISIBLE EN ppm ( EXEPTO )
Nitrógeno amoniacal (N)	0.50
Nitrógeno proteico (N)	0.10
Nitrógeno de nitratos (N)	5.00
Potencial hidrógeno (pH)	8.00
Oxígeno consumido (O)	3.00
Sólidos totales disueltos (STD)	1000
Alcalinidad total (CaCO <sub>3</sub> )	400
Cloruros (Cl)	300
Sulfatos (SO <sub>4</sub> )	250
Magnesio (Mg)	250
Zinc (ZN)	125
Cobre (Cu)	15
Fluoruros (Fl)	3
Fierro (Fe)	1.50
Manganeso (Mn)	0.30
Arsénico (As)	0.05
Selenio (Se)	0.05
Cromo (Cr)	0.05
Compuestos fenólicos, (Fenol)	0.001

CARACTERISTICAS BIOLÓGICAS	NUMERO MAXIMO PERMISIBLE
ORGANISMOS DE LOS GRUPOS - COLI Y COLIFORMES.	20
COLONIAS BACTERIANAS POR - CENTIMETRO CUBICO DE MUESTRA.	200

Debido a la gran demanda de agua potable en el país y a la escases que presenta este líquido en muchas regiones, esta es ingerida sin cumplir con todos los requisitos anteriores.

El índice que en muchas regiones de México se encuentra sobrepasando el límite máximo permisible, es el de sólidos totales disueltos. Este, en ocasiones, es aceptado en cantidades mayores a 1,000 ppm., siendo su límite la tolerancia del consumidor. Generalmente no sobrepasa a las 2,000 ppm. El ingerir agua con más de 1,000 ppm., normalmente no causa problemas de salud siempre y cuando no se encuentren, en exceso, algunos elementos críticos como los que se mencionan a continuación:

Arsénico, Selenio y Cromo.- No es común encontrarlos en el agua, pero se presencia en cantidades pequeñas es tóxica, por lo cual el agua potable, no debe tener concentraciones mayores de 0.05 ppm.



Zinc, Cobre, Fierro y Manganeso.- El cuerpo, puede llegar a tolerar, cantidades un poco mayores a las establecidas como requisito, no es común su presencia en el agua.

Sulfatos.- Concentraciones altas de este compuesto, actúan como laxante. - En combinación con otros elementos, da lugar a un sabor desagradable.

Fluoruros.- El ingerir agua que contenga este elemento en exceso, produce decaimiento de la dentadura, el cual dependerá de la concentración, la edad del consumidor, la cantidad de agua que se consuma y la susceptibilidad de cada individuo.

Nitratos.- Proviene de la descomposición de materia orgánica. Concentraciones altas de este compuesto es causa de enfermedades hídricas mortales, como la metamoglobinemia en los niños.

La presencia de concentraciones relativamente altas de sodio, cloro, magnesio, calcio, carbonatos y bicarbonatos, no representan gran peligro, ya que pueden ser eliminadas por el organismo.

## 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:

$$RAS = \frac{Na^+}{\sqrt{\frac{Ca^{++} + Mg^{++}}{2}}}$$

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-

# CLASIFICACION DE AGUAS PARA RIEGO

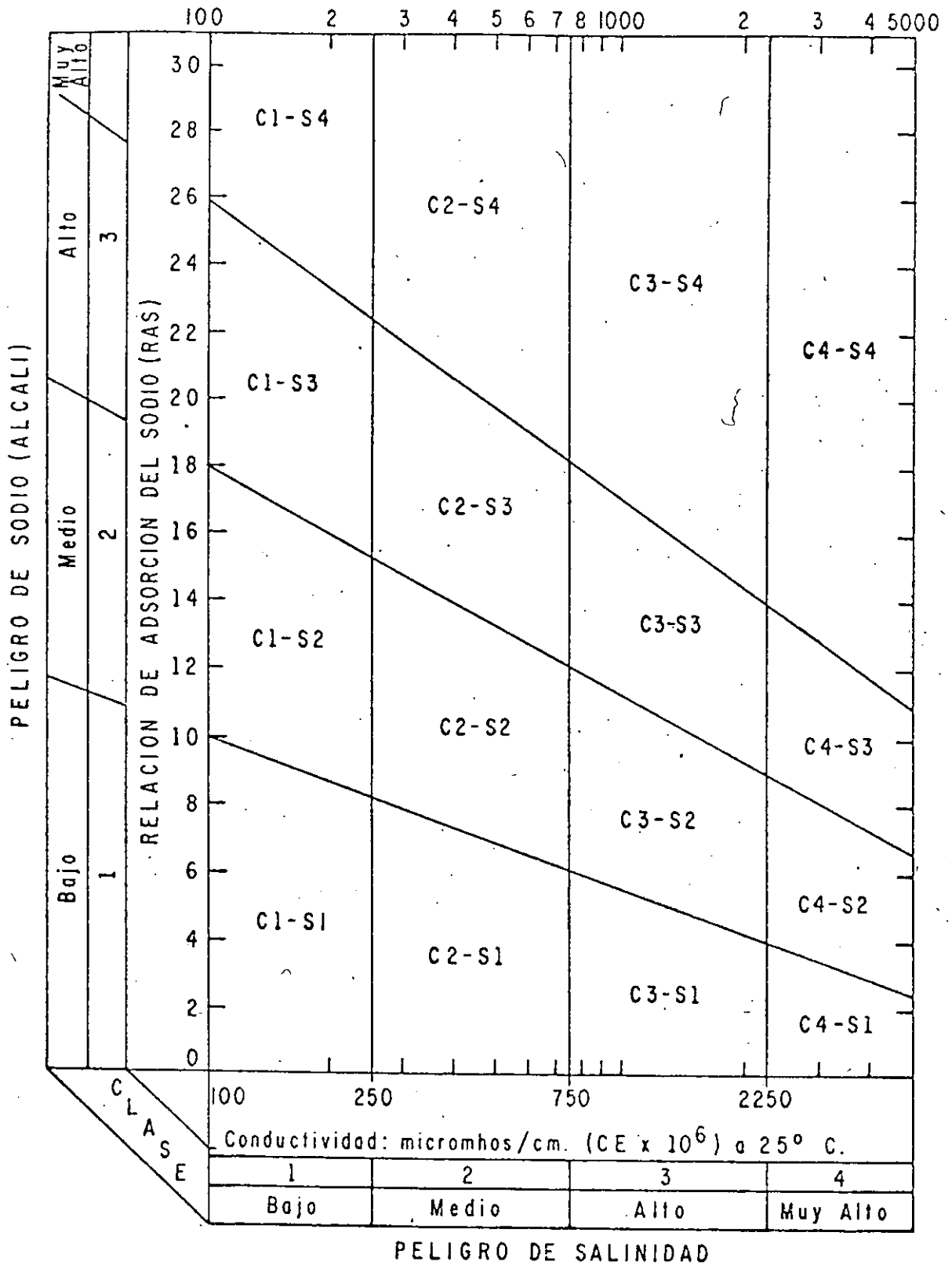


FIGURA 6.1.

agua para riego, el cual, como puede apreciarse en la formula, queda, supe-  
ditado a las concentraciones absoluta y relativa de los principales catio-  
nes.

Los valores de CE y RAS, son graficados en el nomograma de clasificación -  
(Fig.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 pue--  
den 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 toleran--  
tes a las sales.
- C4 MUY ALTAMENTE SALINA.- No es apropiada para riego bajo condiciones ordi-  
narias aunque puede usarse, en ocasiones, bajo circunstancias muy espe-  
ciales. Los suelos deben ser permeables, el drenaje adecuado; el agua -  
para riego debe aplicarse en exeso con el fin de llevar a cabo un lava-  
do 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 perjudicia-  
les. 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 intercam-  
biable en la mayoría de los suelos por lo cual se requerirá de un mane-  
jo especial, buen drenaje, lavados fuertes y adiciones de materia orgá-  
nica. Los suelos yesíferos no desarrollarán niveles perjudiciales de so-  
dio intercambiable. Los mejoradores químicos deberán usarse, para el -

reemplazo de sodio intercambiable, excepto en el caso de que no sea factible el uso de mejoradores en aguas de muy alta salinidad.

S4 CON MUY ALTO CONTENIDO.- Generalmente no es apropiada para el riego, - excepto en casos de baja y quizá media salinidad, donde la solución del calcio del suelo o el empleo de yeso u otros mejoradores, hagan factible el uso de esta agua.

La conductividad eléctrica puede tomarse como un índice en la selección de cultivos, en la tabla siguiente se presenta la tolerancia relativa de los cultivos a las sales.

TABLA 6.2. TOLERANCIA DE CULTIVOS A LAS SALES  
FRUTALES

MUY TOLERANTES	MEDIANAMENTE TOLERANTES	POCO TOLERANTES
Palma : dátiles	Granada Higuera Olivo Vid Melón	Peral Manzano Naranja Toronja Ciruela Almendro Chabacano Durazno Fresa Limonero Aguacate.

HORTALIZAS

MUY TOLERANTES	MEDIANAMENTE TOLERANTES	POCO TOLERANTES
$CE_e \times 10^3 = 12 *$ Betabel Bretón o col - rosada. Espárragos Espinacas	$CE_e \times 10^3 = 10$ Jitomate  Brócoli Col Chile dulce Coliflor Lechuga Maíz dulce	$CE_e \times 10^3 = 4$ Rábano  Apio Ejotes

Continua

Continuación

$CE_e \times 10^3 = 10$	Papas Zanahoria Cebolla Chicharos Calabaza Pepinos  $CE_e \times 10^3 = 4$	$CE_e \times 10^3 = 3$
-------------------------	---	------------------------

PLANTAS FORRAJERAS

MUY TOLERANTES	MEDIANAMENTE TOLERANTES	POCO TOLERANTES
$CE_e \times 10^3 = 18$  Zacate alcalino de coquito Zacate Bermuda Zacate Rhodes	$CE_e \times 10^3 = 4$  Trébol blanco Trébol amarillo Zacate inglés perenne  Zacate Sudán Trébol Huban Alfalfa (California común)	$CE_e \times 10^3 = 4$  Trébol blanco holandés  Trébol Alsike Trébol rojo Trébol ladino Pinpinela

El boro en pequeñas concentraciones, es esencial para el desarrollo normal de las plantas y, la falta de este elemento, o su presencia en concentraciones altas, afecta el crecimiento de los cultivos. Dependiendo de la cantidad de boro que las plantas acepten, estas se han dividido en tres grupos:

CUANDO ACEPTAN

Cultivos sensibles	Hasta 0.67 ppm.
Cultivos semitolerantes	Entre 0.67 y 1.00 ppm
Cultivos tolerantes	Entre 1.00 y 3.75 ppm

A continuación se muestran algunos cultivos haciéndose distinción entre tolerantes, semitolerantes y sensibles.\*

TABLA 6.3. CULTIVOS TOLERANTES, SEMITOLERANTES Y SENSIBLES A LAS SALES.

TOLERANTES	SEMITOLERANTES	SENSIBLES
Espárragos Palma datilera Remolacha azucarera Alfalfa Gladiola Haba Cebolla.  Nabo Col Lechuga Zanahoria	Girasol (nativo) Papa Algodón Jitomate Rábano Chicharos Rosa Ragged Robin Olivo Cebada Trigo Maíz Sorgo Avena Calabacita Pimiento "Bell" Camote Frijol Lima	Nuez encarcelada Nogal negro Nogal persa Ciruelo Peral Manzano Uva ( Málaga y Sultaina ) Higo Kadota Níspero Cereza Chabacano Durazno Naranja Aguacate Toronja Limonero

(En orden descendiente-  
de más a menos Tolerante).

(De: Suelos Salinos y Sódicos, 1954)

Cebada (Para heno <i>Tri- folium</i> (pata de pájaro).  $CE_e \times 10^3 = 12$	Trigo (para heno) Avena (para heno) Grama azul Bromo suave Veza lechosa Cicer $CE_e \times 10^3 = 4$	$CE_e \times 10^3 = 2$
---	---	------------------------

En la tabla siguiente, se muestran algunos de los límites para la industria textil y papeleras, 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	DERIVADOS DEL PETROLEO	EMBOTELLADORAS
SiO <sub>2</sub>	- -	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 <sub>4</sub>	- -	- -	- -	- -
Zn	- -	- -	- -	- -
HCO <sub>3</sub>	- -	- -	- -	- -
SO <sub>4</sub>	- -	- -	- -	500
Cl	- -	200	300	500
F	- -	- -	- -	- -
NO <sub>3</sub>	- -	- -	- -	- -
DUREZA	25	100	350	- -
pH	2.5-10.5	6-10	6-9	- -
S.T.D.	100	- -	100	- -

(En: John Hem, 1970)

#### REFERENCIAS

Chapingo, Escuela Nacional de Agricultura. Calidad del agua para riego, apuntes inéditos.

Hem, John, 1971. "Study and Interpretation of The Chemical Characteristics of Natural Water". G.S.W.S.P. 1473.

Suelos Salinos y Sódicos, 1954 Manual de Agricultura No. 60 Departamento -  
de Agricultura de los Estados Unidos de América.

Water Quality Criteria, 1972, Report of the National Technical Advisory -  
Comitee to the Secretary of the Interior.



# CAPITULO 7

## SIGNIFICADO DE ALGUNAS PROPIEDADES FISICAS Y QUIMICAS 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 ( $\text{HCO}_3$ )      CARBONATO ( $\text{CO}_3$ )

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.

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 tener altas concentraciones de boro. Puede deberse en ocasiones, a contaminación por desperdicios, especialmente donde se usan detergentes que contienen boratos.

SIGNIFICADO.- Cantidades pequeñas de este elemento, es esencial para creci--

Hidrogeoquímica de las Aguas Naturales,  
J. M. Lesser, 1989.

miento, 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 in crustarse en tuberías y ademas, 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 co rrosivo del agua y, en combinación con sodio, da un sabor salado.

#### CONCENTRACION DE HIDROGENO (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.

NITROGENO, AMONIO (NH<sub>3</sub>), NITRITO (NO<sub>2</sub>), NITRATO (NO<sub>3</sub>)

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- Se encuentra en el agua como NH<sub>3</sub>, NO<sub>2</sub>, y NO<sub>3</sub>, dependiendo del grado de oxidación. Proviene de la disolución de rocas ígneas suelos enriquecidos por legumbres y fertilizantes, establos y aguas de drenaje.

SIGNIFICADO.- Concentraciones altas de nitrógeno, indica contaminación. Los nitratos aumentan el crecimiento de algas y otros organismos que producen olor y sabor desagradable. Concentraciones mayores a 45 ppm de nitratos, causan metemoglobinemia en los niños.

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.

RELACION DE ADSORCION DE SODIO (RAS)

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- Se calcula usando las concentraciones de los iones que se indican en miliequivalentes por litro.

$$RAS = \frac{Na}{\sqrt{\frac{Ca + Mg}{2}}}$$

SIGNIFICADO.- El RAS es usado junto con la conductividad eléctrica, para determinar la calidad del agua para riego.

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

do se encuentra en plantas o agua para el ganado.

#### SILICE ( $\text{SiSO}_2$ )

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- Proviene de la disolución de la mayoría de las rocas y suelos. Generalmente se presenta en concentraciones bajas de 1 a 30 ppm. Concentraciones hasta de 100 ppm suelen encontrarse en aguas altamente alcalinas.

SIGNIFICADO.- Produce incrustación en tuberías y calderas.

#### 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.

#### SOLIDOS TOTALES DISUELTOS

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- Proviene de la disolución 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 ( $\text{SO}_4$ )

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.

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  $578 \times 10^{-9}$  m. Es visible al ojo humano en concentraciones mayores de 0.01 ppm. Con espectrofluorómetro se detectan hasta  $10 \times 10^{-3}$  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  $430 \times 10^{-9}$  m. Es visible solamente en concentraciones mayores de 1 ppm. Con espectrofluorómetro se pueden detectar hasta  $440 \times 10^{-3}$  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 APLICACION 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 filtraba 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 des-

pués de la inyección, y la concentración del trazador fue aumentando hasta llegar a  $32 \text{ mg/m}^3$ , según se muestra en la Figura 8.3.

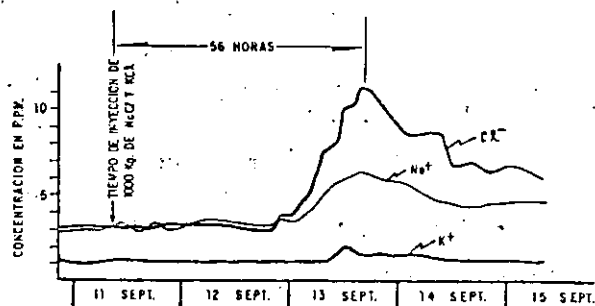
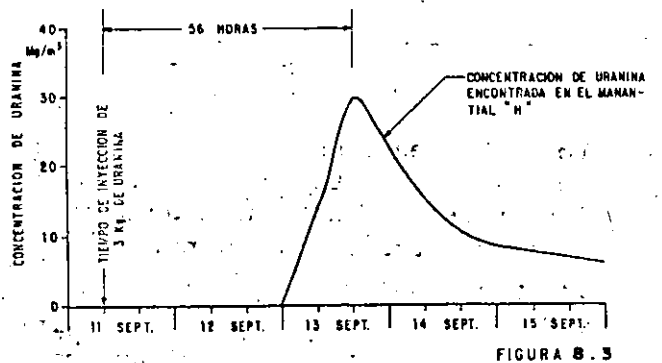
Otro ejemplo ilustrativo de la aplicación de trazadores, ahora en acuíferos granulares someros es el siguiente:

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 sólo en los Pozos 4 y 5, de donde se puede obtener que el agua subterránea fluye en dirección sureste, a una velocidad de  $1.5 \text{ m/hr}$ .

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 muestreo e inyección.



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., 1967 "Die. Färbung der Lycopodiumspores" Steir Beitr. Z. Hydrogeologie, 18/19, 241-247.
- Dechant M., 1977, "The Dyeing of Lycopodium-Spores" Notes of The Ground Water Tracing Techniques Course" Graz, Austria.
- Gospodaric, R., and P. Habic. 1976. Underground Water Tracing. Yugoslav Committee for Inter.
- White, W. B., 1967, "Modifications of Fluorescein Dye Ground Water Tracing Techniques". Steir. Beitr. Z. Hydrogeologie, 18/19 151-158.
- Wittwen R., Waser H. and Matthe, B., 1971, "Essai de Fixation de la Sulforhodamine B et de la Sulforhodamine G. Extra sur Charbon Actif". Act 4e Congr. Suisse Speleol. Neuchtel 1971, 78-83.
- Zotl J. G., 1965, "Karst Hydrological investigations for the Construction of the Diessbach Reservoir".

# CAPITULO 9

## ISOTOPOS AMBIENTALES

### EN LA GEOHIDROLOGIA

#### 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 ( $^1\text{H}$ ) 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 ( $^2\text{H}$ ). Cuando presenta dos neutrones dentro el núcleo, forma otro isótopo ( $^3\text{H}$ ) 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, da origen al isótopo 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 ( $^2\text{H}$ ), el oxígeno 18 ( $^{18}\text{O}$ ), el tritio ( $^3\text{H}$ ), el carbono 14 ( $^{14}\text{C}$ ) 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:  $\text{H}_2^{16}\text{O}$ ,  $\text{H}_2^{18}\text{O}$  y  $\text{H}_2^{3}\text{O}$ .

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.



Los isótopos del hidrógeno tienen diferente peso atómico que el hidrógeno - "Normal"; la molécula de agua que forman refleja esta diferencia; por ejemplo, la denominada agua pesada consiste en una molécula de agua que incluye al isótopo deuterio y presenta una masa de 20, comparada con el agua "normal" cuya masa es de 18. Esto, es una de las causas que ocasiona la variación de concentraciones isotópicas en el agua, bajo diferentes condiciones, como se verá más adelante.

En la Tabla No. 9.1. se presenta los isótopos más comunes.

En el agua de mar el contenido isotópico es bastante uniforme, lo cual permite usarlo como patrón mundial de referencia (SMOW, Standard Mean Ocean Water), y con respecto a él y de manera arbitraria, se expresan los contenidos isotópicos del oxígeno 18 y del deuterio.

TABLA 9.1. ISOTOPOS

NOMBRE	SIMBOLO	VIDA MEDIA AÑOS	RANGO DE EDAD DETECTABLE
<u>MAS COMUNES</u>			
DEUTERIO	D		
TRITIO	T	12.4	0 - 50 años
OXIGENO 18	<sup>18</sup> O		
AZUFRE 34	<sup>34</sup> S		
CARBONO 13	<sup>13</sup> C		
CARBONO 14	<sup>14</sup> C	5730	500 - 40,000 años
NITROGENO 15	<sup>15</sup> N		
<u>MENOS COMUNES</u>			
CLORO 37	<sup>37</sup> Cl		
ESTRONCIO 86	<sup>86</sup> Sr		
BORO 10	<sup>10</sup> B		
SILICIO 32	<sup>32</sup> Si	103	50 - 100 años
ARGON 39	<sup>39</sup> Ar	269	100 - 1,000 años
KRYPTON 85	<sup>85</sup> Kr		3 - 30 años

Los valores típicos para el agua dentro del ciclo hidrológico varían desde 0, tanto para el deuterio como para el oxígeno 18, en el agua de mar, hasta valores del orden de -400‰ de deuterio y de -40‰ de oxígeno 18.

## 9.2 UNIDADES Y METODO DE ANALISIS

Las unidades comunmente utilizadas para expresar la concentración de deuterio y de oxígeno 18, se denominan  $\delta$  y son una relación de la concentración isotópica de la muestra de agua, respecto a la concentración del agua de mar, conocida como (Standar Mean Ocean Water). Se expresa en partes por mil.

$$\delta_D = \frac{H^2/H^1 \text{ Muestra} - H^2/H^1 \text{ SMOW}}{H^2/H^1 \text{ SMOW}} \times 1000$$

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

Las concentraciones de estos elementos son medidas por medio de espectómetro 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 espectómetros de masas, que en su mayoría están basados en el principio del espectómetro 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 espectómetro se comentan a continuación:

Un espectómetro 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 METEORICA 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 re-

lación 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 período, 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.

#### 4. PROCESOS QUE MODIFICAN LA COMPOSICION ISOTOPICA DEL AGUA SUBTERRANEA

Los procesos que modifican el contenido isotópico del agua y que son conocidos como fraccionamiento isotópico, son principalmente la evaporación y la condensación.

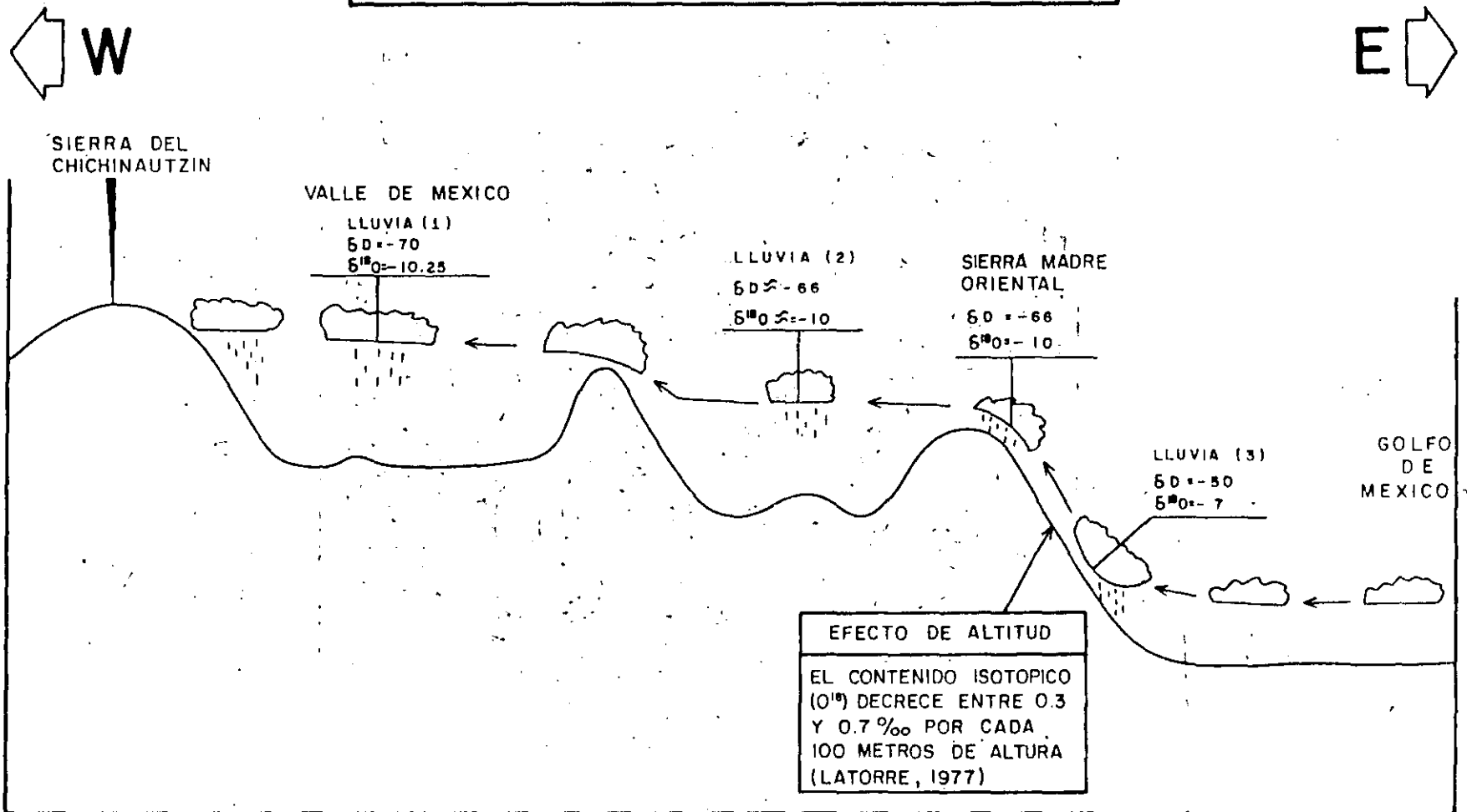
El deuterio y el oxígeno 18 de la atmósfera pasan a formar parte de la molécula del agua que se precipita en forma de lluvia, donde presenta una concentración isotópica característica. La mayor parte de las masas que forman las nubes provienen de los océanos y son transportadas hacia los continentes, 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 la 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.

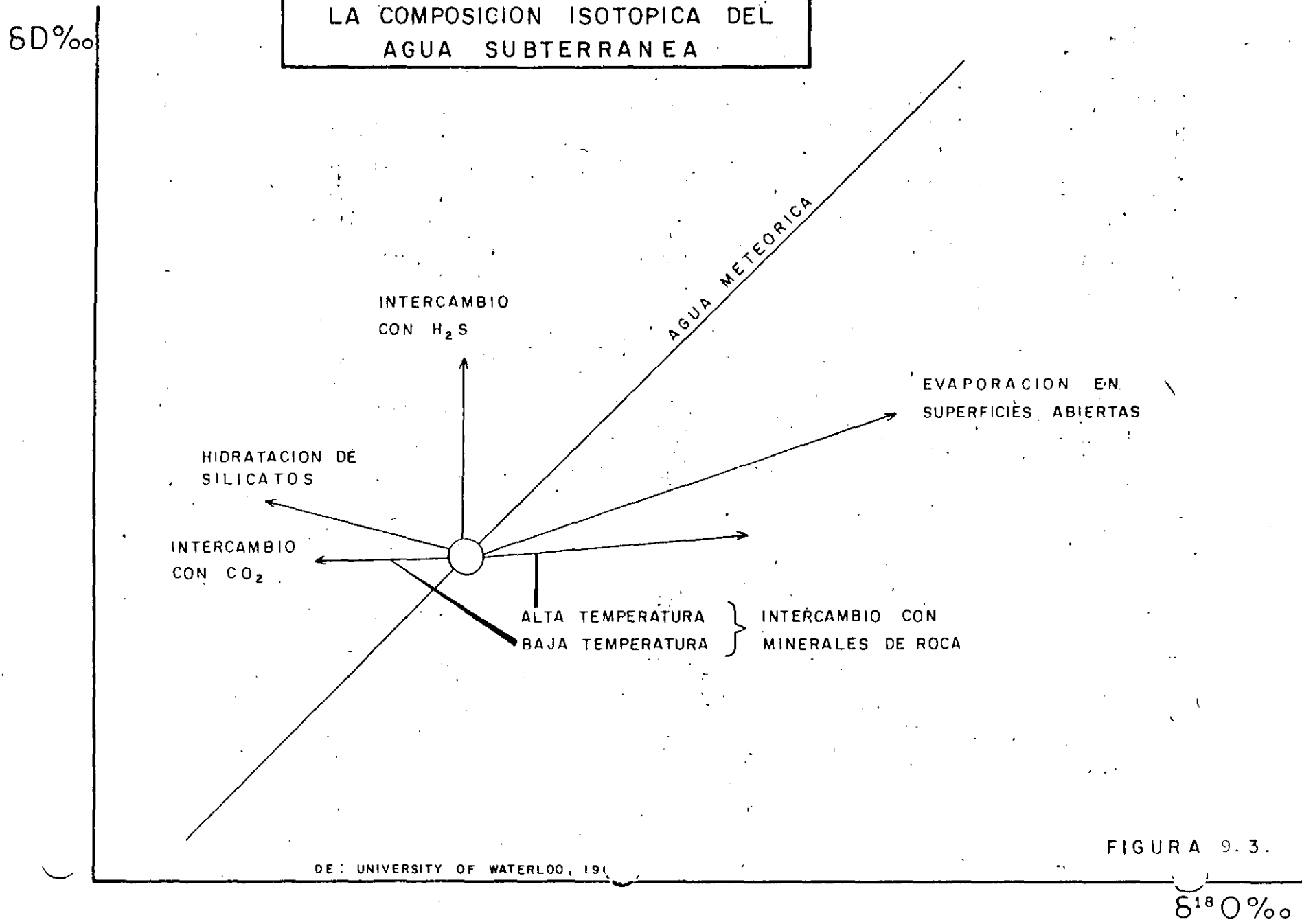
CROQUIS ILUSTRATIVO DEL COMPORTAMIENTO  
ISOTOPICO DE LA LLUVIA DEL  
GOLFO DE MEXICO AL VALLE DE MEXICO



- (1) CORTES Y FARVOLDEN, 1988
- (2) VALORES INFERIDOS DE ACUERDO A DATOS DE AGUA SUBTERRANEA EN PACHUCA Y PUEBLA (LESSER, 1987)
- (3) VALORES INFERIDOS DE ACUERDO A DATOS DE AGUA SUBTERRANEA EN VERACRUZ (LESSER, 1980)

FIGURA 9.1

PROCESOS QUE PUEDEN MODIFICAR LA COMPOSICION ISOTOPICA DEL AGUA SUBTERRANEA



DE: UNIVERSITY OF WATERLOO, 1961

FIGURA 9.3.

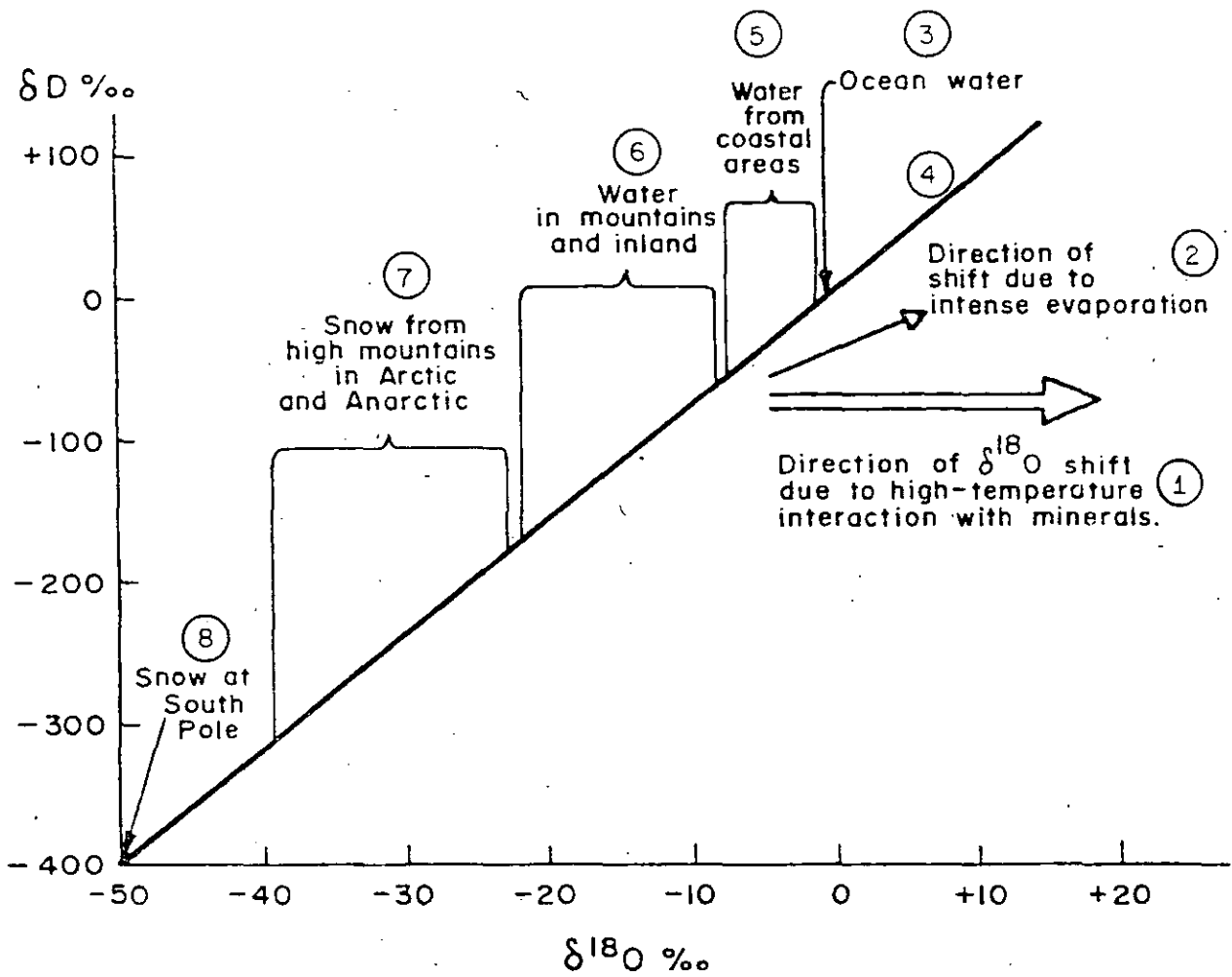


FIGURA 9.4.

DATOS DE : FERRONSKY Y POLYAKOV, 1982

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 característica 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.

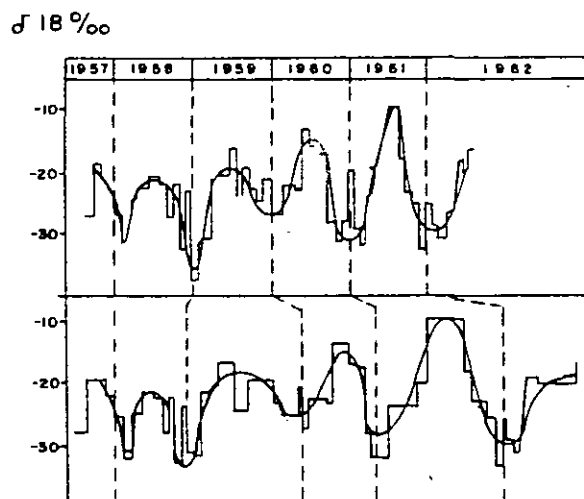


FIGURA 9.5. VARIACION ESTACIONAL DEL OXIGENO 18.  
(MODIFICADA DE FONTES, J.C., 1966)

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  $\delta^{18}\text{O} = 0.69 \text{ TA} - 13.16\%$ , y  $\delta\text{D} = 5.6 \text{ TA} - 100\%$ . 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.

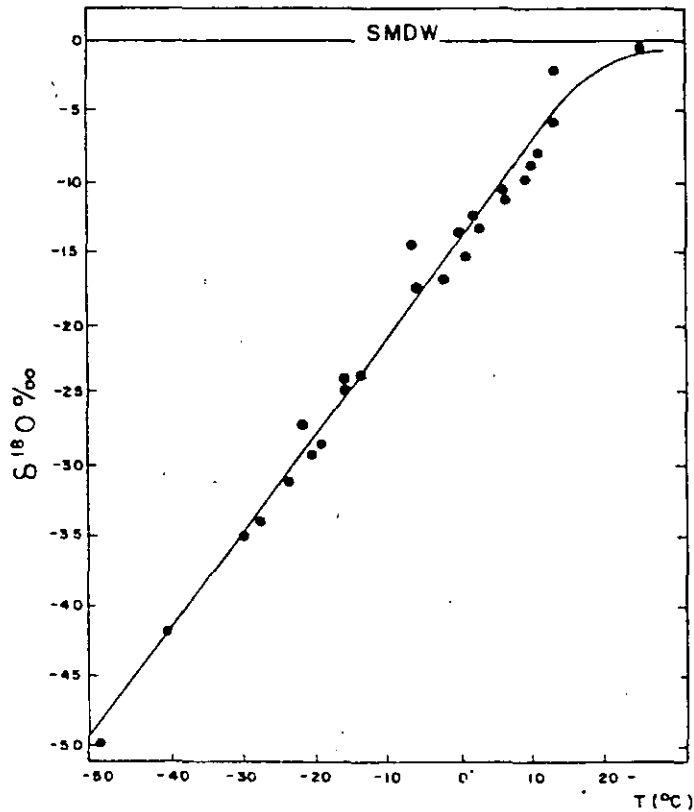


FIGURA 9.6. OXIGENO 18 CONTRA TEMPERATURA MEDIA ANUAL A DIFERENTES LATITUDES (FONTES, J.C., 1976)



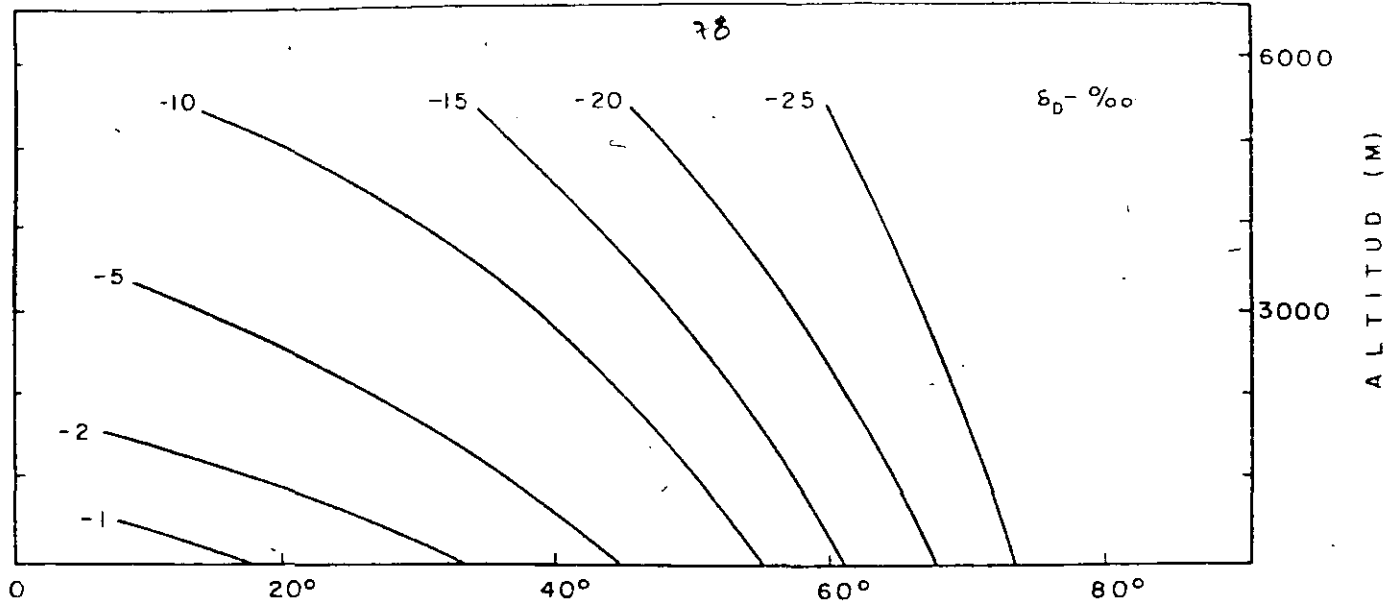


FIGURA 9.7. LATITUD, NORTE  
 CONCENTRACION DE DEUTERIO EN  
 FUNCION DE LA LATITUD Y ALTITUD  
 (DANS GAARD, 1964)

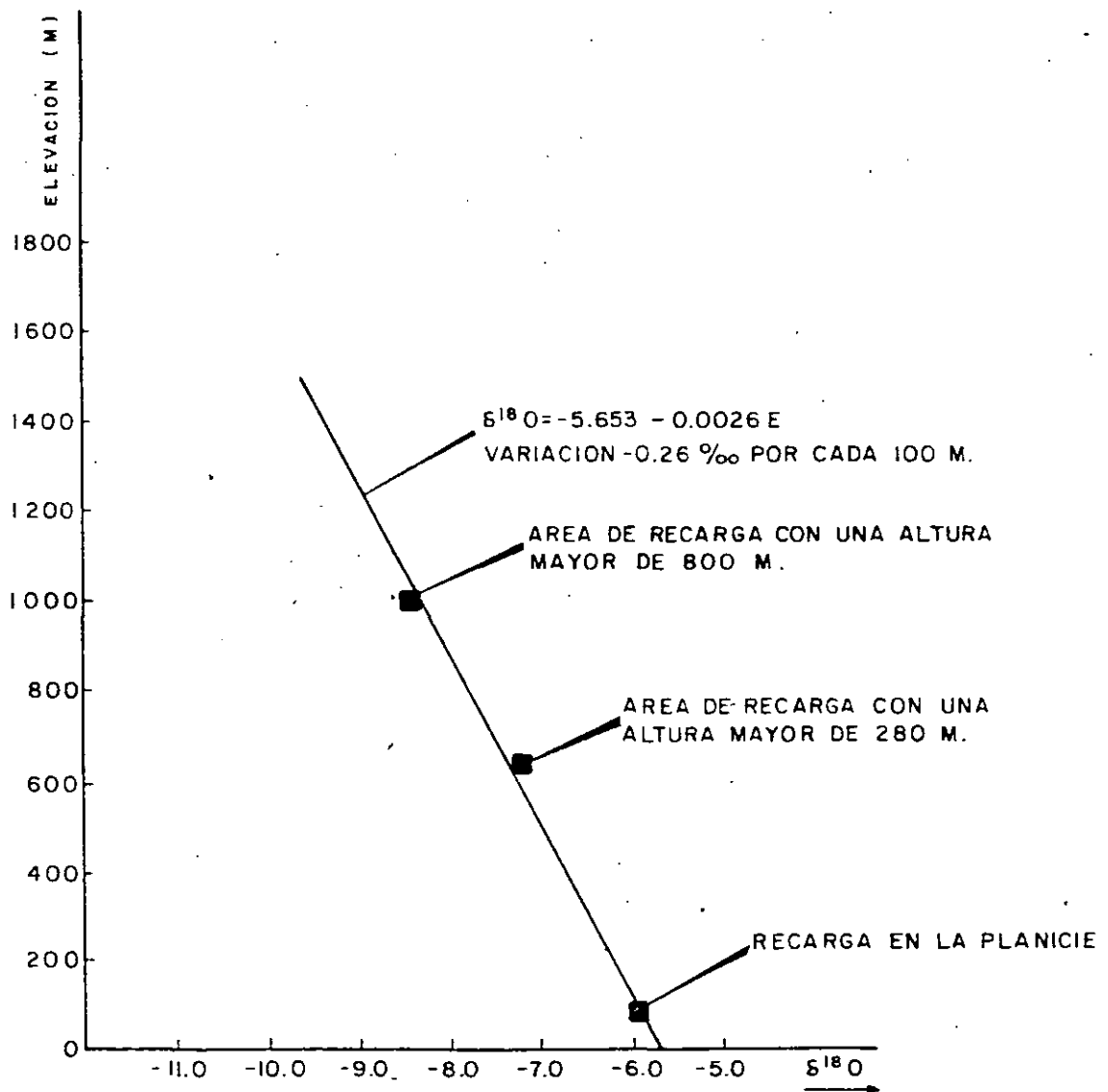


FIGURA 9.8. ALTURA DE RECARGA - vs - OXIGENO 18  
 (DE : PAYNE AND YURTSEVER, 1974)

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 EVAPORACION

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  $\delta D = (5 + 1) \delta^{18}O + C$

#### 9.4.6. EFECTOS GEOTERMICOS

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  $\delta D = (0 + 2) \delta^{18}O$ .

#### 9.5. METODO GENERAL DE INTERPRETACION

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 brías. Pueden diferenciarse los sistemas de flujo regionales de los flujos locales; se pueden identificar aguas que han estado expuestas a evaporación en cuerpos abiertos superficiales, así como mezclas de los diferentes tipos de aguas mencionados anteriormente. Esto es posible por las especiales características de los isótopos estables que se han venido mencionando, en especial debido a que tanto el isótopo como el elemento "normal", tienen las mismas propiedades físicas y químicas, o sea que, entre otras cosas, la disolución natural de sales por el agua no modifican el contenido isotópico, a menos que exista algún efecto de evaporación u otro de los mencionados anteriormente.

En la Figura 9.3. se muestra el método general de interpretación que se sigue al graficar el deuterio contra el oxígeno 18. La línea meteórica mundial se utiliza como referencia en la mayor parte de las interpretaciones isotópicas. El agua de lluvia, al evaporarse en cuerpos abiertos en la superficie, llega a presentar contenidos altos de isótopos pesados, los cuales se ubicarán a la derecha de la gráfica; las mezclas entre agua del acuífero y agua evaporada, se encontrará sobre una recta que une al agua de lluvia con la zona típica de agua evaporada.

Algunos procesos que ocurren dentro del ciclo hidrológico llegan a modificar el balance relativo de los elementos nucleares. Sin embargo, esta alteración obedece a patrones definidos y lejos de representar una desventaja, cuando las condiciones son favorables, los procesos a los que ha estado sujeta permiten rastrear su evolución.

#### 9.6. TRITIO

El exceso de neutrones de los isótopos de una familia provoca, en algunos casos, cierta inestabilidad que trae como consecuencia que el isótopo tienda a cambiar después de cierto tiempo su estado o composición. A estos isótopos se les llama radioactivos o radioisótopos.

Emiten rayos alfa, beta o gama, lo cual produce el efecto denominado decaimiento radioactivo. Se ha demostrado experimentalmente que si se tiene una muestra estadísticamente representativa de un radioisótopo, el decaimiento del conjunto no es al azar, sino que obedece a una ley exponencial en función del tiempo, lo cual permite cuantificar su radioactividad y en base a ello determinar edades cortas, de hasta 50 años. Para edades de varias decenas de miles de años, se utiliza el carbono 14, que es otro isótopo radioactivo. Esta misma propiedad de decaimiento radioactivo, es utilizada en geología para la datación de rocas, donde la edad se deduce a partir de las relaciones isotópicas rubidio-estroncio y potasio-argón. En la Tabla 9.1. se presentan los isótopos más comunes.

El decaimiento estadístico obedece a una ley exponencial en función del tiempo, la cual se expresa como  $x = x_0 e^{-\lambda t}$ ; donde  $x_0$  es el número inicial de radioisótopos originales y  $x$  el número de radioisótopos que quedan después de un cierto tiempo  $t$ ;  $\lambda$  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 electrolisis y contados por centelleo líquido.

El tritio se expresa en unidades de tritio U.T., lo cual se define como la concentración en la que existe un átomo de tritio por cada  $10^{18}$  átomos de hidrógeno.

Una unidad de tritio es equivalente a 7.2 desintegraciones por minuto en un litro de agua, o bien a 2.1 picocuries por litro.

El contenido del tritio producido en forma natural es del orden de 10 U.T. Como consecuencia de las pruebas nucleares, en 1963 se llegó a detectar concentraciones de hasta 6000 U.T. en la estación de Ottawa, Canadá y 3700 U.T. en Colorado, E.U. (Figuras 9.9. y 9.10.). Su concentración ha venido disminuyendo; actualmente en la Ciudad de México, se detectan concentraciones de tritio en el agua de lluvia del orden de 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.

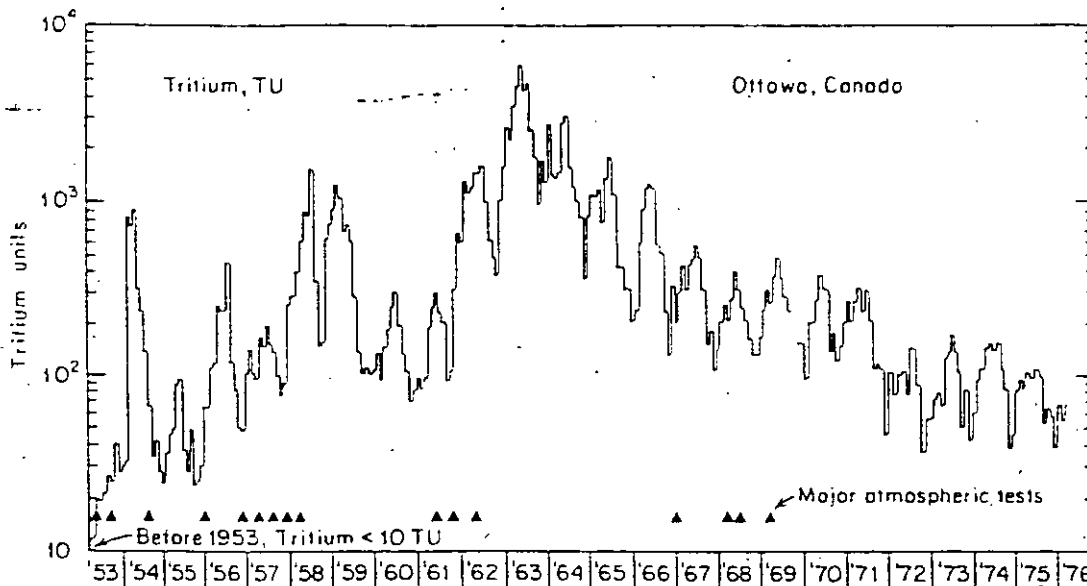


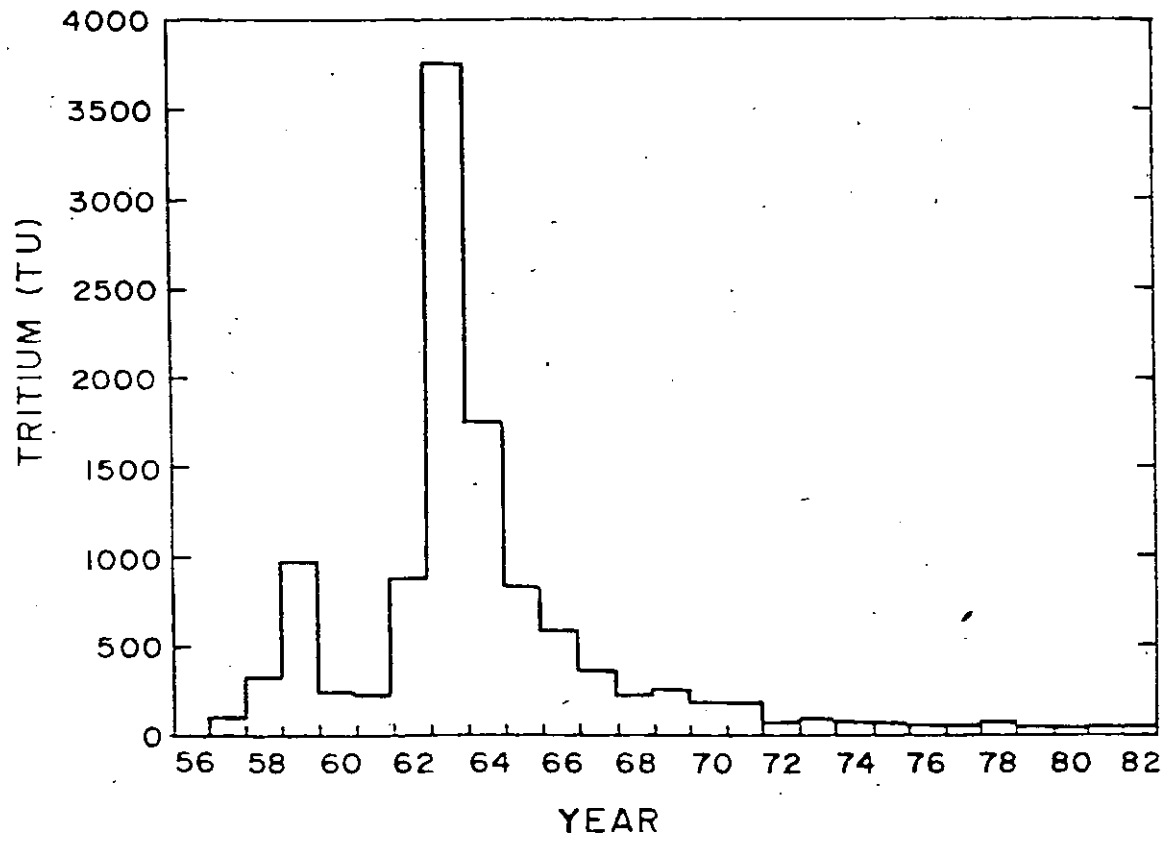
Fig. 9.9. De: Freeze and Cherry, 1979

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 15 U.T.; debido al decaimiento radioactivo, el agua que se infiltró en esa fecha, contiene ahora, teóricamente de 0.6 a 2 U.T. (el límite de detección del tritio es de  $\pm 0.2$  U.T., o sea que si el agua muestreada y analizada por tritio contiene menos de 2 U.T., podemos inferir que se trata de agua precipitada hace más de 35 ó 40 años y se puede denominar "agua antigua", en contraste con la que presenta concentraciones mayores de 2 U.T. y que se denomina "agua moderna".

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 22 y 45 U.T.

Posteriormente a 1963, la cantidad de tritio en la atmósfera ha ido decreciendo para aparentemente estabilizarse en nuestros días en 5 y 10 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.

Fig.9.10. Promedio Anual de Tritio en Agua de Lluvia y Nieve, en los Estados de Arizona, Colorado, - Nuevo México y Utah. (de: Davis, 1985).



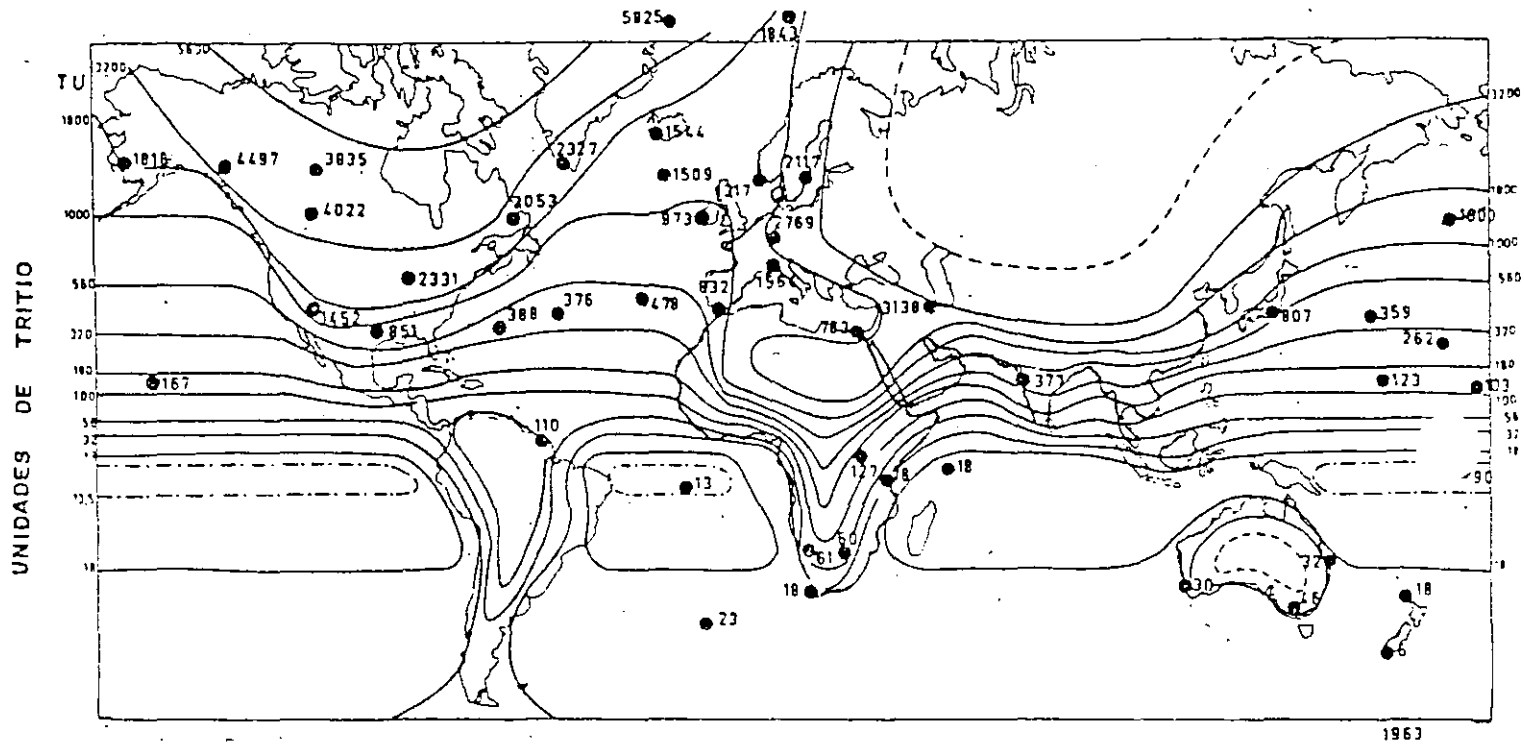


Figura 9.11. DISTRIBUCION GLOBAL DE TRITIO PROMEDIO PARA 1963 (IAEA, 1968)

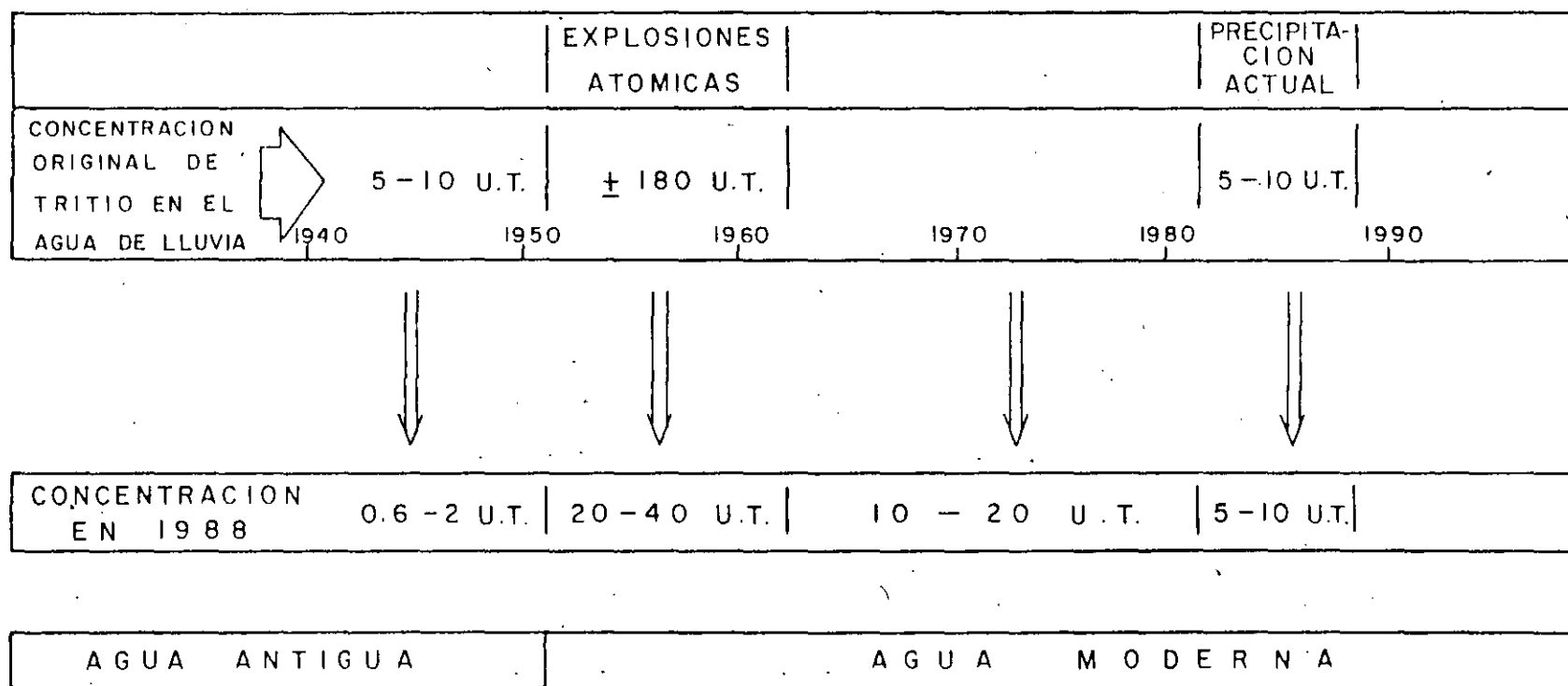


FIGURA 9.12. CONCENTRACION ACTUAL DEL TRITIO EN AGUAS INFILTRADAS EN LOS ULTIMOS 40 AÑOS.

85



R E F E R E N C I A S

- Beiser A., 1970. Concepts of Modern Physics. Ed. McGraw Hill.
- Burdon, D. J., Et Al. 1963. The use of Tritium in Tracing Karst Ground- - water in Greece; in Radioisotopes in Hydrogeology IAEA Symposium, Tokyo, pp 309-320.
- 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. Isotope studies of precipitation and Groundwater in the Sierra de Las Cruces, Mexico. Submitted to Journal of Hydrogeology.
- Coleman, D. D., Meents, W. F., Liu, C-L; and Keogh, R.A. 1977. Isotopic - identification of leakage gas from Underground storage reservoirs A progress report. Illinois State Geol. Survey, Illinois Petroleum.
- 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.
- Craig, H. 1961. Isotopic Variation in Meteoric Waters. Science 133, pp. 1702-1703.
- Craig, H., 1961. Standard for Reporting Concentrations of Deuterium and - Oxigen 18 in Natural Waters. Science 133, p. 1833.
- 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.

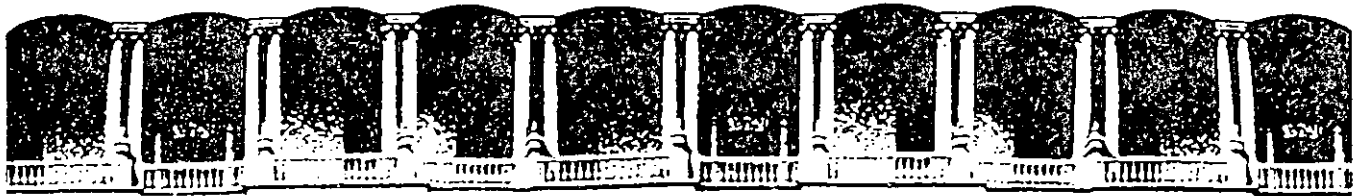
- Drever, J. I. 1988, The Geochemistry of Natural Waters. Second Edition. Prentice Hall. 437 p.
- Dansgaard, W. 1964. Stable Isotopes in Precipitation. Tellus, Vol 16,4 pp 436-468.
- Ehhalt, R., Knott, K., Nage, J.F., Vogel, J.C., 1963. Deuterium and Oxygen 18 in Rainwater, J. Geophys. Res. 68. p. 3775.
- Epstein, S., Mayeda, T.K., 1963. Variations of the  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  Ratios in Natural Waters. Geochim. Cosmochim. Acta 4, 213 p.
- Friedman, I., 1953. Deuterium Content of Natural Waters and Other Substances. Geochim. Cosmochim. Acta 4, 89.
- Fritz, P., Drimmie, R. J., Render, F. W. 1975. Stable Isotope Contents - of a major Prairie Aquifer in Central Manitoba, Canada. Isotope Techniques on Groundwater Hydrology. Proc. Symp. Vienna IAEA.
- Ferronsky, V. I., and Polyakov, V. A., 1982. Environmental Isotopes in the Hydrosphere. John Wiley and Sons, Interscience Publications New York, 466 p.
- Fritz, P., and J. Ch. Fontes (eds). 1980. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 1, The Terrestrial Environment A. Elsevier, 545 pp.
- Fritz, P. 1984. Environmental Isotope Hydrogeology. Tools to Complement the Classical Techniques of Physical Hydrology and Geochemistry. University of Waterloo.
- Fritz, P., and J. Ch. Fontes (eds) 1986. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 2, The Terrestrial Environment B. Elsevier, 557 pp.
- Fritz, P., Drimmie, R. J., Frappe, S. K., and O SHEA, K. (1987) The Isotopic Composition of Precipitation and Groundwater in Canada. In: International Symposium on the use of Isotope Techniques in Groundwater resources Development. IAEA. Vienna, Austria.

- Fontes, J. C., and Fritz, P. 1975. Isotope Hydrology 1974. A review of the IAEA Symposium on isotope Techniques in Groundwater Hydrology. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 4, pp. 321-324.
- Fontes, J. C., 1980 Environmental Isotopes in Groundwater Hydrology: Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, Vol. 1, 75 p.
- Fox, C.S. 1952. Radioactive Isotopes Trace Underground waters. Public Works, Vol 83, pp 57-58.
- Freeze, R. A. and Cherry, J. A. 1979. Groundwater. Prentice Hall. 604 p.
- Friedman, I., Redfield, A. C., Schoen, B., Harris, J. 1964. The Variation of the Deuterium Content of Natural Waters in the Hydrologic Cycle. Rev. of Geophysics, V. 2, No. 1.
- Garlick, G. D. 1974. The stable isotopes of oxygen, carbon, and hydrogen in the marine environment. In The Sea, Vol. 5, E. D. Golberg ed Wiley-Interscience, New York, pp. 393-425.
- Gonfiantini, R., Gratziu, S. and Tongiorgi, E. 1965. Oxygen Isotopic Composition of Water in Leaves. In: Isotopes and Radiation in soil-plants. Nutrition Studies. Proc. IAEA Symp. Vienna, pp. 405-410.
- International Atomic Energy Agency. 1968. Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology; Tech. Report. Series No. 91.
- International Atomic Energy Agency, 1973. Nuclear Techniques in Groundwater Hydrology. In Groundwater studies: UNESCO, Paris, Sections 10.1-10.4, 38 p.
- IAEA. 1981. Stable Isotope Hydrology. Technical Report Series 210 IAEA, Vienna, pp 337.
- Instituto de Investigaciones Eléctricas, 1985. Estudio Hidrogeoquímico de Acuíferos. Contrato 5-33-1-1110. DGCOH.-D.D.F.

- 31
- Latorre, C. 1978. Aplicación de las Técnicas de Isótopos Ambientales al =  
Estudio del Agua Subterránea. Informe Inédito, S.A.R.H.
- Latorre, C., Lesser, J.M., Quijano, L. y Payne, B. 1980. Isótopos Ambien-  
tales 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, p.p. 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, Oro., Valle de Tlacolula, Oax., Piedras -  
Negras, Coah., y San Ciró, S.L.P. Informes Inéditos. Biblioteca  
de la Dirección de Aguas Subterráneas, S.A.R.H.
- Lesser, J. M. 1979. Apuntes de Hidrogeoquímica. División de Educación Con-  
tinua, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Lesser, J. M. 1984. Aplicación de Isótopos Ambientales en los Alrededores  
del Río San Lorenzo, Sin. Boletín de Difusión Técnica y Cientí-  
fica No. 2, Asociación Geohidrológica Mexicana.
- Lesser, J. M., Sánchez, L.F., y González, D. 1986. Hidrogeoquímica del -  
Acuífero de la Ciudad de México. Ingeniería Hidráulica en Méxi-  
co, Vol. I, Número 4.
- Lesser, J.M. 1987. Dictámen Geohidrológico-Isotópico para definir el fun-  
cionamiento y zonas de recarga del campo de pozos del área deno-  
minada Ojo de Agua de Patagalana, Municipio de Parras, Coah. Se-  
minario 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. 1986. Evaluación del Comportamiento Hidrogeoquí-  
mico de Desechos Sólidos y Líquidos sobre el Acuífero del Valle  
de México. Contrato 6-33-1-0390, D.G.C.O.H. - D.D.F.

- Lesser y asociados, S. A. 1986. Actividades Geohidrológicas en el Valle de México. Informe del Contrato 6-33-1-0196. D.G.C.O.H. - D.D.F.
- Lesser, J.M. 1988. Técnicas isotópicas Aplicadas a la Geohidrología. Apuntes del Curso de la División de Educación Continua de la Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Lesser y Asociados, S. A. 1988. Piezometría y Balance Geohidrológico del Valle de México. Informe del Contrato 8-33-1-0319. D.G.C.O.H. 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.
- Libby, W.F. 1961. Tritium Geophysics. Jour. Geophys. Research, Vol. 66, p.p. 3767-3782.
- Loosly, H.N., and Oeschger, H. 1978. Argon 39, Carbon 14, and Krypton 85 Measurements in Groundwater samples. In: Isotope Hydrology 1978. IAEA, Vienna, Vol. 2, p.p. 931-945.
- Matsuo, S., Friedman, I. 1967. The Deuterium Content of Fractionally Collected Rainwater, J. Geophys. Res. 72 p. 6347.
- O'Neil, J.R. 1979. Stable isotope geochemistry of rocks and minerals. In Lectures in Isotope Geology, E. Jager and J. C. Hunziker, eds.- Springer-Verlag, New York, p.p. 236-263.
- Payne, B.R. 1972. Isotope Hydrology. Advances in Hydrosience, Vol. 8.
- Payne, B.R., Yurkstever, Y. 1974. Environmental Isotopes as a Hydrogeological Tool in Nicaragua. Proc. Sim. Isotope Techniques in Groundwater Hydrology, IAEA, Vienna, Isotope Vol. I.
- Payne, B.R., Quijano, L., Latorre C. 1977. Los Isótopos Ambientales y el Origen de la Recarga y de la Salinidad de las Aguas Subterráneas del Valle de Mexicalli y la Mesa de San Luis, México, Reporte Interno, Grupo de Física S.A.R.H.
- Pearson, F.J., Jr., and T. B. Coplen 1978. Stable isotope studies of lakes- Chemistry, Geology, Physics. A. Lerman, ed., Springer-Verlag, New York, p.p. 325-339.

- 71
- Sheppard, S., Nielsen, R. and Taylor, H.P., Jr., 1969. Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyro copper deposits. *Ec. Geol.*, Vol. 64, p.p. 755-777.
- Smith, D.B., 1973. Flow Tracing using isotopes. Groundwater pollution in Europe. Proc. Reading. Conf., Water Research Association, p.p. 241-250.
- Vogel, J. C., Thild, L., Van Dijken, M. 1974. Determination of Groundwater Recharge With Tritium. *Journal of Hydrology*, Vol. 23, p.p. 131-140
- Waterloo University. 1987 . . Apuntes de
- Yurtsever, Y., Gat, J. R. 1981. Atmospheric Waters in Stable Isotope Hydrology, Technical Reports Series No. 210, IAEA, Vienna, p.p. 103-142.
- Zuppi, G. M., Fontes, 1974. Isotope Techniques in Groundwater Hydrology 1, IAEA, Vienna.



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

*CURSOS ABIERTOS*

*IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION  
DE ACUIFEROS*

*17 DE AGOSTO AL 11 DE SEPTIEMBRE DE 1992*

*HIDROGEOQUIMICA DEL ACUIFERO DE LA  
CIUDAD DE MEXICO*

*ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES*

**PALACIO DE MINERIA**

Palacio de Minería Calle de Tacuba 5 Primer piso Deleg. Cuauhtémoc 06000 México, D.F. Tel.: 521-40-20 Apdo. Postal M-2285

# Hidrogeoquímica del acuífero de la ciudad de México'

Juan Manuel Lesser Illades  
Felipe Sánchez Díaz  
David González Posadas  
Lesser y Asociados

*El agua que forma el acuífero de la ciudad de México proviene fundamentalmente de la lluvia, parte de la cual se infiltra y circula a través de las rocas, con lo que disuelve las sales existentes e incrementa su contenido salino conforme avanza. La cantidad y el tipo de sales disueltas están en relación directa con el tipo y solubilidad de las rocas con las cuales tiene contacto. En el Valle de México las rocas existentes, volcánicas y sedimentarias continentales y lacustres, proporcionan las sales que se encuentran disueltas en el acuífero. Se efectuó una interpretación hidrogeoquímica de éste, analizando 240 pozos y con información de 30 años. Aunque la concentración salina del agua subterránea es en general baja, con sólidos totales disueltos entre 200 y 400 ppm existen puntos aislados con concentraciones mayores, principalmente al centro de la zona. Con el estudio se ratificaron importantes aspectos geohidrológicos, como la recarga de agua al acuífero en el centro del área metropolitana; se delimitaron zonas con agua incrustante y se analizó la variación de la calidad química del agua en relación con el tiempo.*

## Análisis químicos

La información procesada consistió en los análisis químicos de 240 pozos con información de 1984 y 1985, y de otros 100 con análisis anuales de 1955 a 1985, que incluyen las determinaciones de calcio, magnesio, sodio, potasio, bicarbonatos, carbonatos, cloruros, sulfatos, conductividad eléctrica, potencial hidrógeno, sólidos totales disueltos, alcalinidad total, fierro, manganeso, cuenta estándar, nitritos, nitratos, flúor, arsénico, cadmio, zinc, cobre, cromo, mercurio, plomo y selenio.

### Sólidos totales disueltos

Los sólidos totales disueltos corresponden a la suma de elementos en solución que el agua ha incorporado en su trayectoria.

Cuando la lluvia se precipita sobre la corteza terrestre, arrastra una cierta cantidad de partículas que se encuentran suspendidas en la atmósfe-

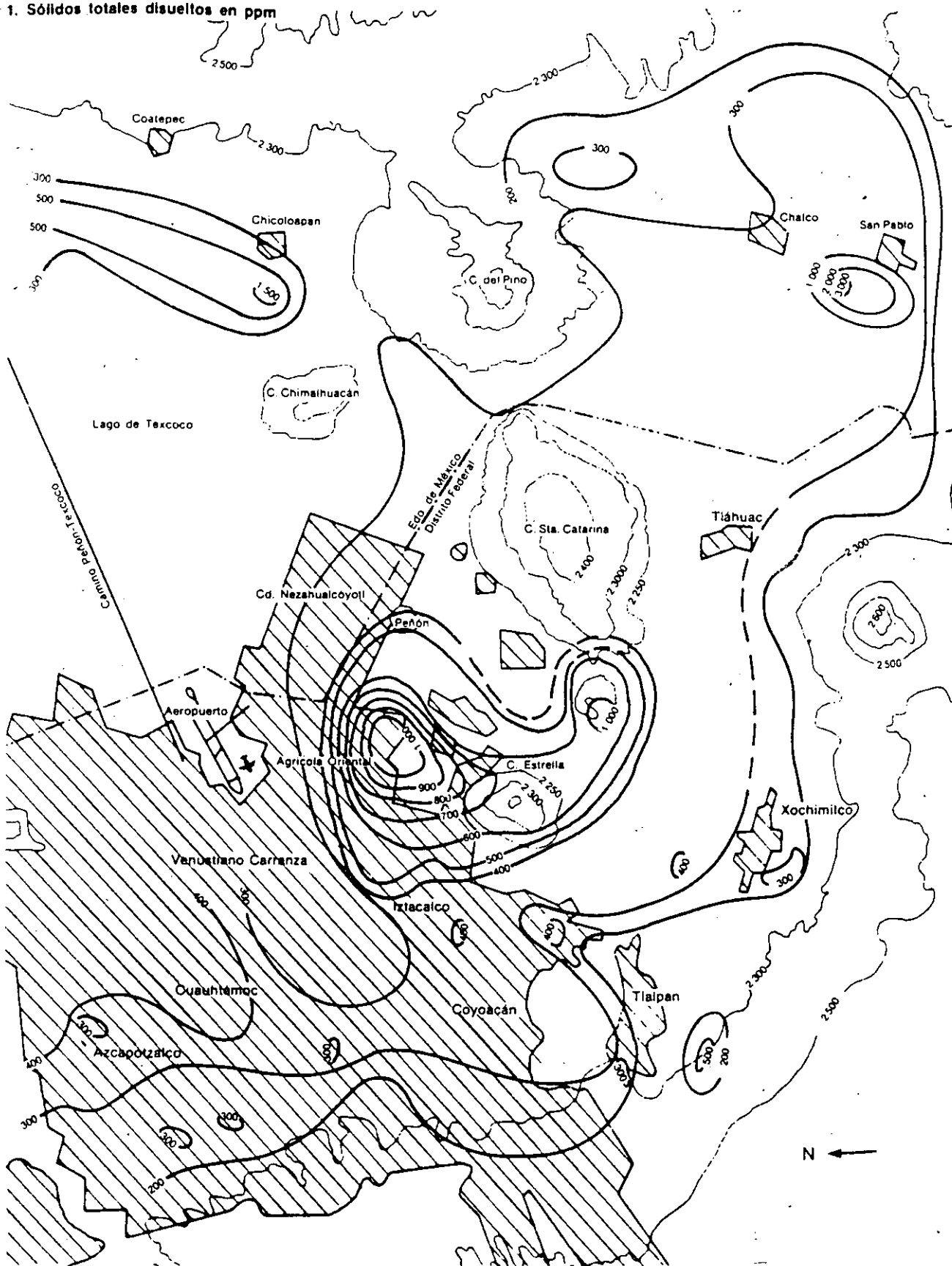
ra, además de incorporar gases como el bióxido de carbono; por ello el agua contiene una determinada cantidad de sales disueltas, entre las que predominan el sodio y los bicarbonatos en concentraciones bajas. Al entrar en contacto con la superficie terrestre, el agua, que además posee ácido carbónico, disuelve las sales y minerales que forman las rocas, con lo que incrementa su contenido salino, el cual será mayor conforme el agua circule por el subsuelo o permanezca un mayor tiempo en contacto con las rocas; la cantidad y el tipo de elementos disueltos dependerá de la composición y solubilidad de éstas.

En la ilustración 1 se muestra la distribución de los sólidos totales disueltos en el agua subterránea de la ciudad de México, y se observa que los valores más bajos, menores de 200 ppm, se localizan al poniente, al sur y al surponiente del área, zonas que coinciden con las estribaciones de las sierras, lo que indica que estas áreas corresponden a zonas de recarga del acuífero.

El bajo contenido de sales encontrado en las



1. Sólidos totales disueltos en ppm



estribaciones serranas indica, por una parte, que el agua que recarga al acuífero corresponde a la infiltración de la lluvia, y por la otra, que no deben de existir rocas que incluyan minerales o sales de fácil disolución. Además, los materiales lávicos y piroclásticos que forman las estribaciones de las elevaciones topográficas tienen una permeabilidad alta que permite un flujo rápido, lo que impide que el agua tenga suficiente tiempo para incrementar su contenido salino; esto es especialmente visible en la Sierra del Chichinautzin.

El análisis de los datos manejados demuestra que la concentración salina tiende a incrementarse hacia la parte central del área, lo que indica un flujo de agua en la misma dirección; por ejemplo, de las Lomas de Chapultepec hacia los alrededores de Azcapotzalco, este aumento es gradual.

En esta parte central homogénea se encuentra una zona con una composición química con sólidos totales entre 300 y 400 ppm, de donde se deduce que en el subsuelo no existen sales de fácil disolución. Un aspecto importante detectado en la distribución de estos sólidos, es la disminución en la concentración salina entre las delegaciones Benito Juárez y Venustiano Carranza.

Como ya se mencionó, una de las bases de la hidrogeoquímica es que el agua incrementa su contenido salino conforme circula en el subsuelo y que no existen procesos naturales que provoquen el fenómeno inverso (salvo raras excepciones). Por lo tanto, la causa más común que origina la disminución del contenido salino es la dilución debida a una recarga o al aporte de agua con un menor contenido salino. Este efecto fue observado prácticamente en todas las distribuciones de hidrogeoquímica y ratificado por piezometría (Lesser y Sánchez, 1985).

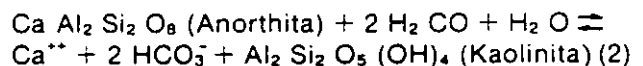
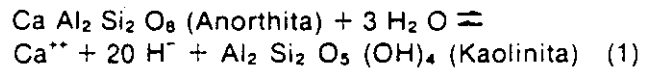
Pero, en contraste con lo anterior, el estudio demostró un incremento notable del contenido salino entre la colonia Agrícola Oriental, el Cerro de La Estrella y la Sierra de Santa Catarina; en los pozos de la colonia mencionada se detectaron hasta 1200 ppm de sales disueltas —fueron los puntos con mayor salinidad del muestreo total y la fecha de la medición correspondió a julio de 1984. En esta zona el acuífero se localiza entre materiales granulares con algunos horizontes de basalto. Un efecto similar se presentó en la Sierra de Santa Catarina, donde se detectaron 1400 ppm de sólidos totales disueltos en el pozo SC-12. Esta alta salinidad es ocasionada por dos factores: la influencia de zonas volcánicas, algunas posiblemente activas, que han impregnado las rocas del subsuelo con emanaciones gaseosas y

emplazamientos de sales de tipo hidrotermal y la presencia de horizontes de sedimento lacustres con materia orgánica en descomposición. En la distribución destacan claramente las áreas de la Agrícola Oriental y Santa Catarina como focos locales de contaminación salina natural.

En la porción sur del valle, área de Xochimilco-Tláhuac-Chalco, los pozos presentan un bajo contenido salino, característico de agua de lluvia de reciente infiltración, que indica que este acuífero debe recargarse sobre la sierra. Aquí, las concentraciones salinas son de 200 a 300 ppm, con excepción de los pozos al norte y oriente de San Pablo Atlazalpan, donde se registraron valores de 3000 ppm de sólidos totales disueltos, considerándose que corresponden a puntos locales. El incremento salino que se marca en la configuración muestra una distribución general muy similar a la circulación del flujo subterráneo.

### Calcio

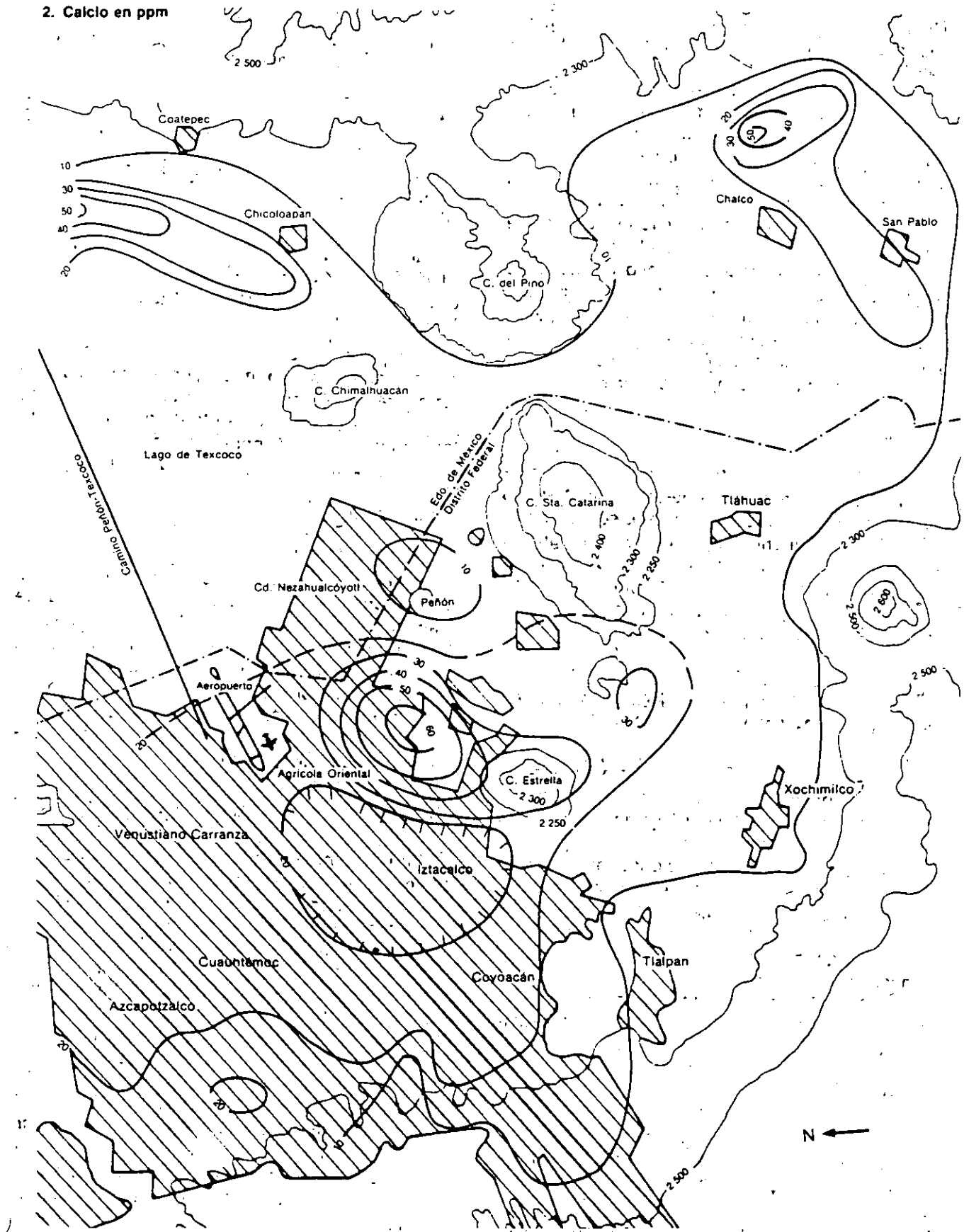
El calcio es un ión divalente de carga positiva que forma parte de la mayoría de las rocas que constituyen la corteza terrestre, por lo que es común encontrarlo disuelto en el agua. Dentro del área estudiada se considera que este elemento proviene de la disolución de los feldespatos cálcicos que conforman las rocas volcánicas. A continuación se mencionan las reacciones químicas características de la disolución de la anorthita.



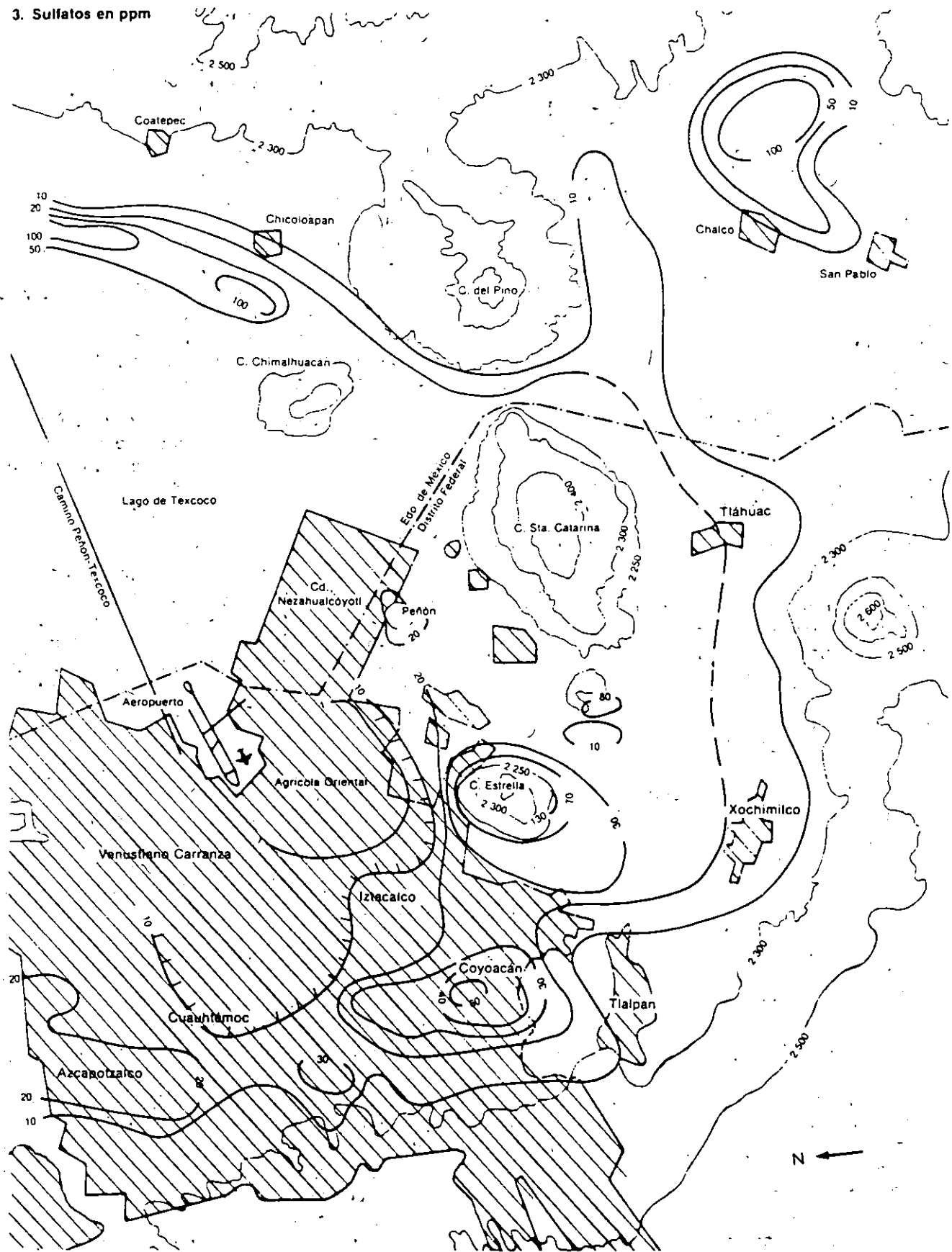
La distribución de este elemento se muestra en la ilustración 2; las concentraciones más bajas se localizan en las porciones poniente, sur y oriente de la ciudad de México, lo que ratifica la existencia de una importante zona de recarga hacia las sierras. En los pozos de la colonia Agrícola Oriental, se detectaron más de 60 ppm de este material. Al poniente de este sitio, entre las delegaciones de Iztacalco, Benito Juárez y Venustiano Carranza, se encontró una clara disminución en los valores, que corresponde al área donde se ha inferido la existencia de un aporte por infiltración vertical.

En la porción suroriental del valle de Xochimilco-Tláhuac-Chalco, la concentración de calcio en el agua es muy baja, alrededor de 15 ppm, con excepción de la parte localizada al sureste de

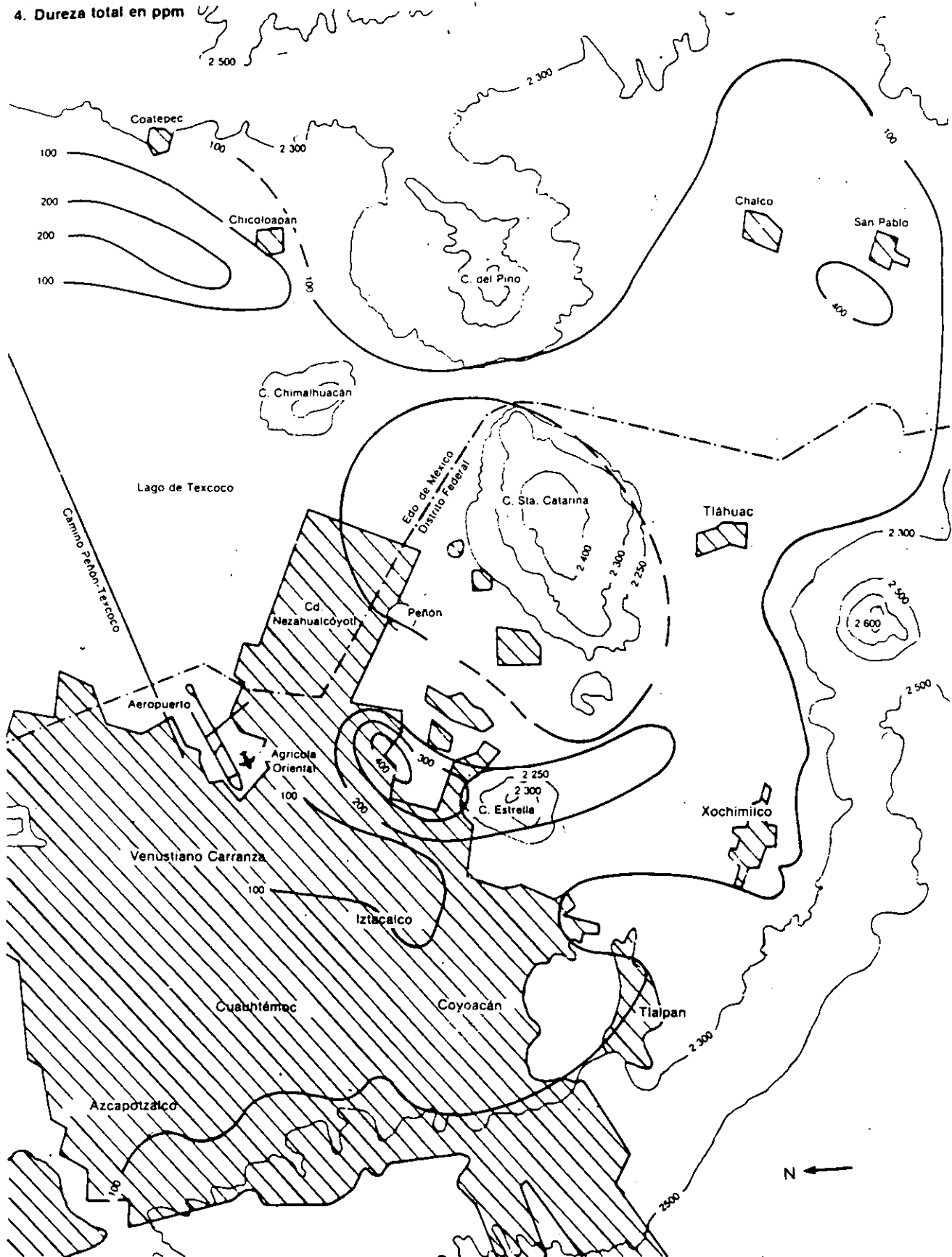
2. Calcio en ppm



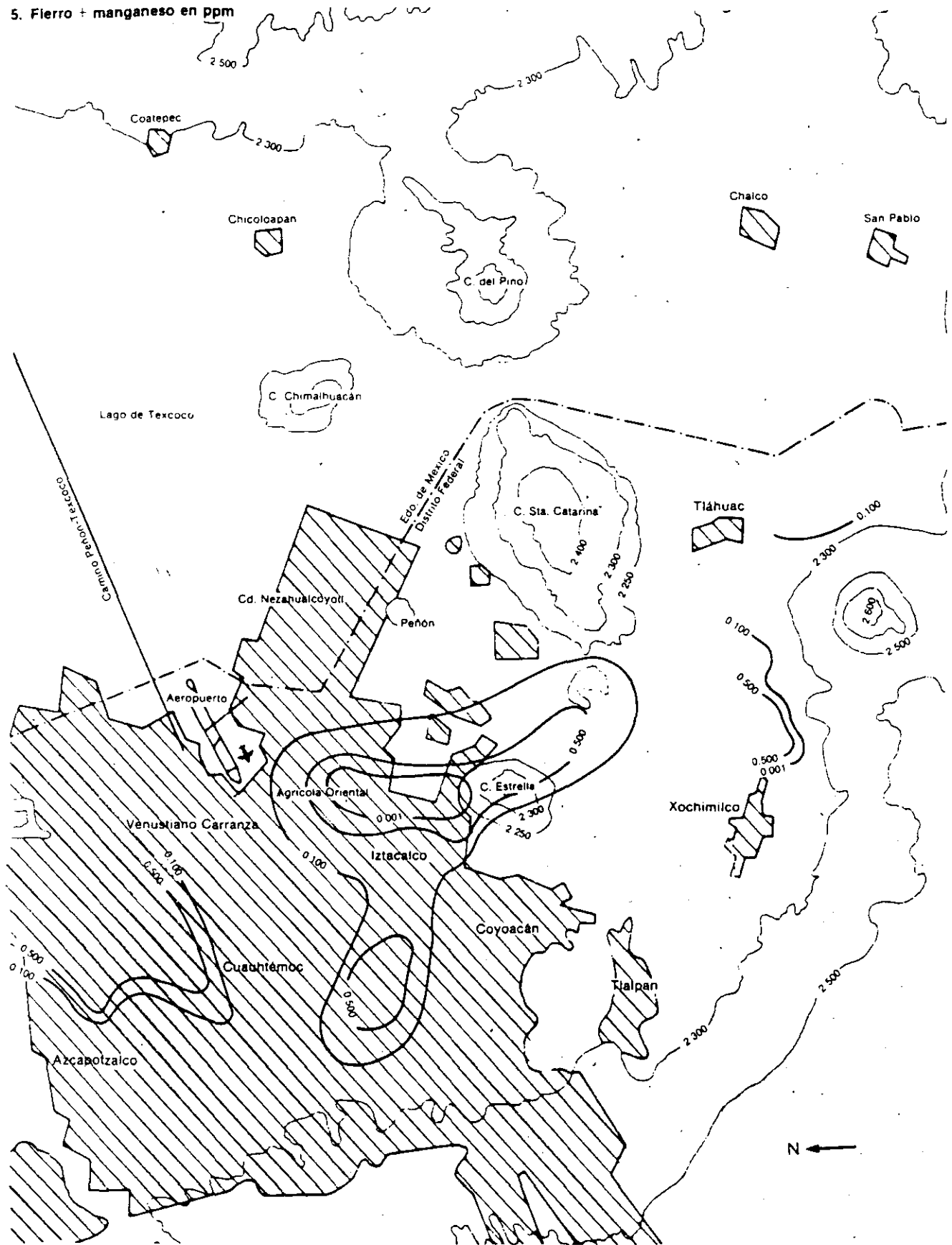
3. Sulfatos en ppm



4. Dureza total en ppm



5. Fierro + manganeso en ppm



**Principales procesos químicos en el agua subterránea**

Los iones disueltos en el agua subterránea tienen propiedades para entrar en reacción formando compuestos o disociándose; las reacciones químicas producidas se acompañan de un cambio de energía, lo cual a su vez provoca otro tipo de reacciones químicas, en una cadena muy compleja, cuyo cálculo, sin embargo, ya se ha adaptado a programas de computadora que simplifican su aplicación.

**Metodología**

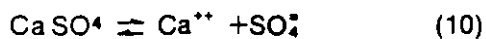
Se utilizaron aquellos recursos que sirven para evaluar las condiciones químicas del agua respecto al equilibrio químico, o sea su capacidad para precipitar o disolver una sal. El trabajo fue complejo y requirió de un largo tiempo, tanto por el índice de muestras de agua como por la cantidad de reacciones por estudiar; para realizarlo se utilizó el programa computarizado denominado WATEQ, que fue elaborado y publicado por el Departamento de Geología de los EUA (U.S. G.S.).

El equilibrio químico se basa en la ley de acción de masas, la cual indica que cuando en una reacción química los reactantes A + B son iguales a los productos C + D y la reacción es reversible, entonces la constante de actividad iónica *K<sub>a</sub>* es igual a las actividades de los productos entre la de los reactantes:

$$\text{Ley de acción de masas: } A + B \rightleftharpoons C + D \quad (8)$$

$$K_{ai} = \frac{[C][D]}{[A][B]} \quad (9)$$

Los paréntesis indican la actividad del índice que encierran. Por ejemplo, en el caso de la anhidrita, ésta se disocia de acuerdo con la siguiente reacción:



Aplicando la ley de acción de masas la constante de actividad iónica es:

$$K_{ai} (\text{Anhidrita}) = \frac{[Ca^{++}][SO_4^{--}]}{[CaSO_4]} \quad (11)$$

La actividad de los compuestos es igual a 1, por lo que:

$$K_{ai} (\text{Anhidrita}) = [Ca^{++}][SO_4^{--}] \quad (12)$$

Las actividades iónicas se obtienen multiplicando el coeficiente de actividad "γ" de cada elemento, por su concentración en moles por litro "m".

$$[Ca^{++}] = \gamma_{Ca} \cdot m_{Ca} \quad (13)$$

$$[SO_4^{--}] = \gamma_{SO_4} \cdot m_{SO_4} \quad (14)$$

El coeficiente de actividad iónica "γ" se calculó mediante la fórmula de Debye-Hückel:

$$-\log \gamma_i = \frac{Az_i^2 \sqrt{I}}{1 + Bz_i \sqrt{I}} \quad (15)$$

donde *Z* es la carga del ión; *A* y *B* son constantes dependientes de la temperatura (en nuestro caso a 25° C, *A* = 0.05085 y *B* = 0.3281 × 10<sup>-8</sup>); *a* es una constante relacionada con el tamaño y carga del ión, e *I* es la fuerza iónica calculada por la fórmula:

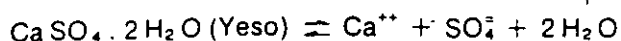
$$I = \sum \frac{m_i z_i^2}{2} \quad (16)$$

Para encontrar el grado de saturación del agua respecto al mineral estudiado se compara la constante de actividad iónica *K<sub>a</sub>*, con la constante de equilibrio *K<sub>e</sub>*. Para valores de *K<sub>a</sub>* mayores que *K<sub>e</sub>*, la muestra se encuentra sobresaturada y para valores de *K<sub>a</sub>* menores que *K<sub>e</sub>*, está insaturada; cuando las constantes son iguales entonces se dice que existe equilibrio químico. El hecho de que determinada agua se encuentre sobresaturada de un compuesto implica que existirá precipitación de éste y por lo tanto habrá incrustaciones en ademes y tuberías; cuando está insaturada, tiene la propiedad de disolver una mayor cantidad de sales y se comporta como corrosiva respecto a la sal o mineral estudiados.

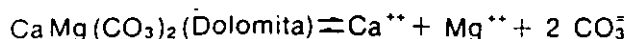
En párrafos anteriores se mostró la reacción química y la constante de actividad iónica de la anhidrita. A continuación se presentan las reacciones de disolución de la calcita, el yeso y la dolomita, por ser las que ocurren en la naturaleza con más frecuencia:



$$K_{ai} (\text{Calcita}) = [Ca^{++}][CO_3^{--}]$$



$$\text{Kai (Yeso)} = [\text{Ca}^{++}] [\text{SO}_4^-] \quad (18)$$



$$\text{Kai (Dolomita)} = [\text{Ca}^{++}] [\text{Mg}^{++}] [\text{CO}_3^-]_2 \quad (19)$$

Las constantes de equilibrio  $K_e$  de los minerales anteriores son las siguientes:

$$K_e \text{ (Yeso)} = 10^{-4.75} \quad (20)$$

$$K_e \text{ (Calcita)} = 10^{-8.47} \quad (21)$$

$$K_e \text{ (Dolomita)} = 10^{-17.02} \quad (22)$$

$$K_e \text{ (Anhidrita)} = 10^{-4.54} \quad (23)$$

## Resultados

El valor de la presión del bióxido de carbono ( $\text{PCO}_2$ ) en el agua que se encuentra en contacto con la atmósfera y en equilibrio es de  $0.316 \times 10^{-3}$ ; pero los valores observados para el agua del acuífero de la ciudad de México fueron mayores que el punto de equilibrio, de donde se deduce la existencia de una fuente adicional de bióxido de carbono en el agua.

El grado de saturación de la anhidrita, calcita y yeso se obtuvo comparando el valor calculado para cada muestra (Kai) con la constante de equilibrio ( $K_e$ ). Para ello se dividió Kai/ $K_e$ , y si el cociente resultante es igual a la unidad, se dice que existe equilibrio químico. Si dicho cociente es menor que 1, el agua tiene capacidad para disolver una mayor cantidad de sales, se considera insaturada y se puede clasificar como agua corrosiva. Si el resultado es mayor de 1 entonces se encuentra sobresaturada, y por lo tanto, tiene la propiedad de precipitar la sal por lo que se denomina agua incrustante. Se calculó el grado de incrustación del agua respecto a la anhidrita y al yeso; los resultados indican que se está muy lejos del límite de equilibrio y por lo tanto es una agua con alta capacidad de disolución de anhidrita.

En la zona estudiada, el grado de incrustación del agua respecto a la calcita arrojó valores por arriba de 1 000 milésimas (que en algunos casos llegan incluso a las 5 000 milésimas) en las posiciones central y oriente de la ciudad, entre las delegaciones de Iztacalco e Iztapalapa, en el Cerro de La Estrella y en San Lorenzo Tezonco, por lo que dichas aguas incrustantes de calcita pueden provocar taponamientos en ademes, columnas de bombeo u otros materiales con los que

están en contacto. En el resto del área analizada los valores son menores de 1 000 milésimas, excepto en algunas puntas locales (véase ilustración 6).

## Variación de la salinidad respecto al tiempo

### Información disponible

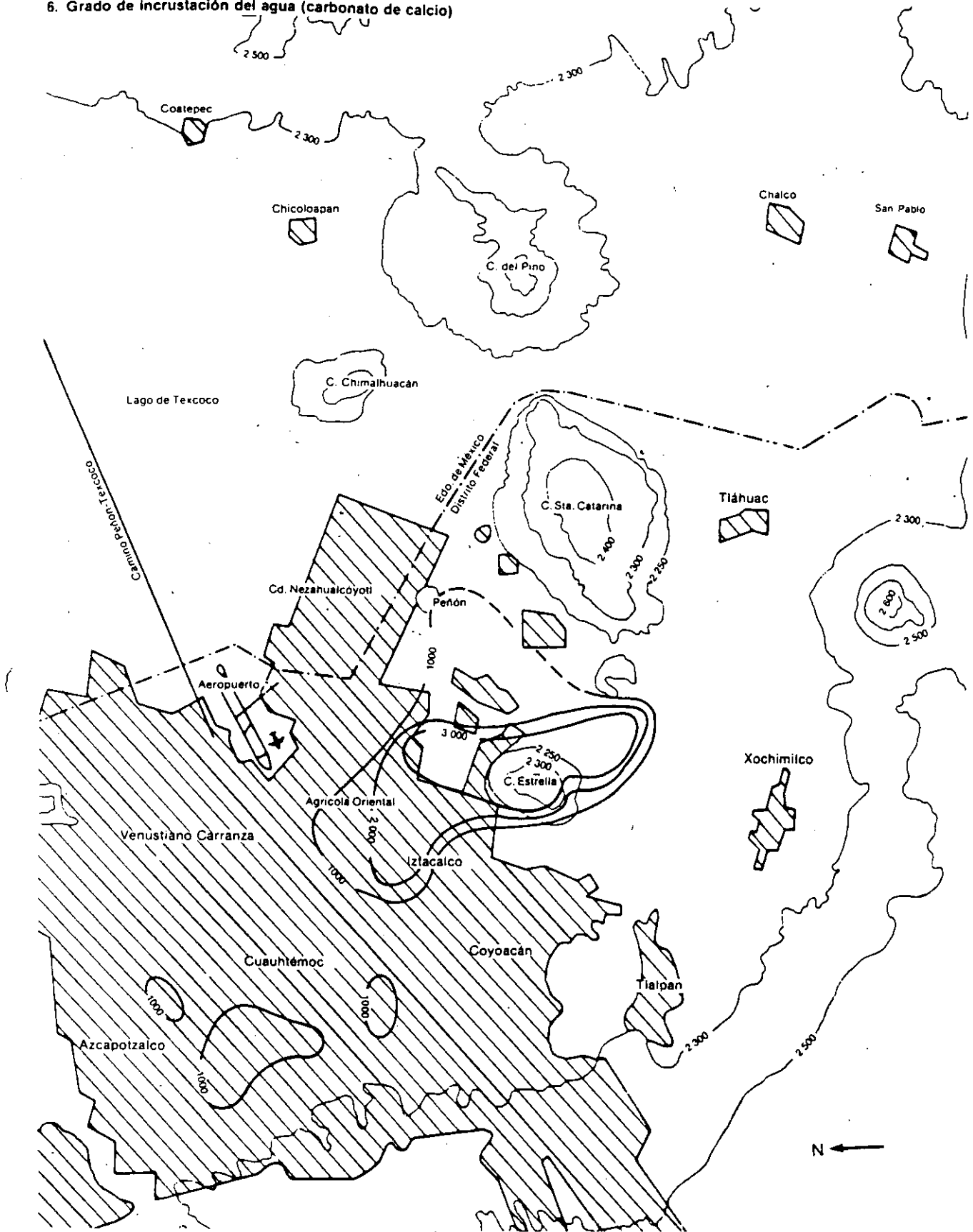
De los análisis químicos efectuados en los pozos municipales durante el periodo de 1955 a 1985 se seleccionaron los parámetros siguientes para su estudio detallado: sólidos totales disueltos, dureza total, cloruros, nitratos, fierro y manganeso. Los sólidos totales disueltos se eligieron porque indican el grado de salinidad del agua; la dureza total por ser un índice de calidad; los cloruros, debido a que se encuentran prácticamente ausentes en rocas volcánicas; los nitratos por indicar la contaminación orgánica; y el fierro y el manganeso, porque se han detectado en concentraciones nocivas en algunos puntos locales.

El estudio de la variación de la salinidad respecto al tiempo se efectuó en 100 pozos distribuidos en toda la zona metropolitana, de los cuales 30 no mostraron cambio alguno. A continuación se describen los principales efectos observados:

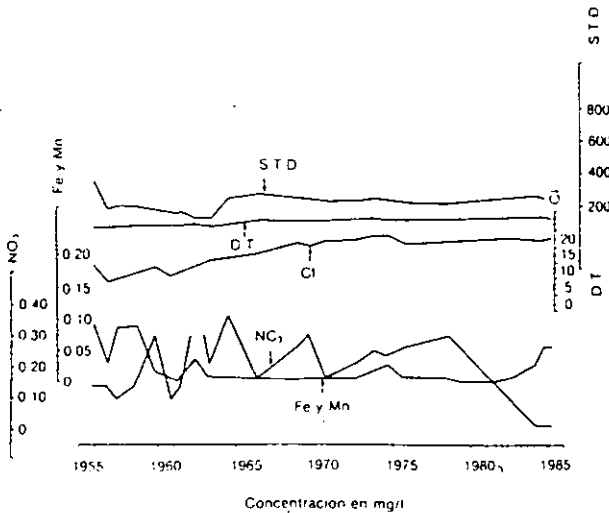
- Se notaron incrementos notables de cloruro en 17 pozos ubicados en el centro de la ciudad, y que coinciden con la zona donde se ha detectado una recarga al acuífero procedente de fugas de la red de distribución. El incremento se debe al cloro que se aplica al agua potable que se infiltra y alimenta al acuífero, como se muestra en el Pozo No. 15 (véase ilustración 7).
- En los 30 años analizados sólo se registró un aumento de fierro y manganeso en 5 pozos que corresponden a Santa Catarina y a la porción central de la zona urbana (Pozo 42, véase ilustración 8).
- El incremento de nitratos fue evidente en 29 de los 100 pozos graficados que se localizan principalmente en una franja al pie de los lomeríos del poniente de la ciudad. Se considera que ello se debe a la falta de saneamiento de los lomeríos (Pozo 26, véase ilustración 9).
- Los incrementos en casi todos los parámetros mencionados se dieron en 10 pozos; aquéllos más obvios presentan valores que varían entre 0.5 y 4.5 miligramos en el periodo de 30 años, lo que corresponde a un aumento anual entre 0.025 y 0.225 ppm (Pozo 83, véase ilustración 9).



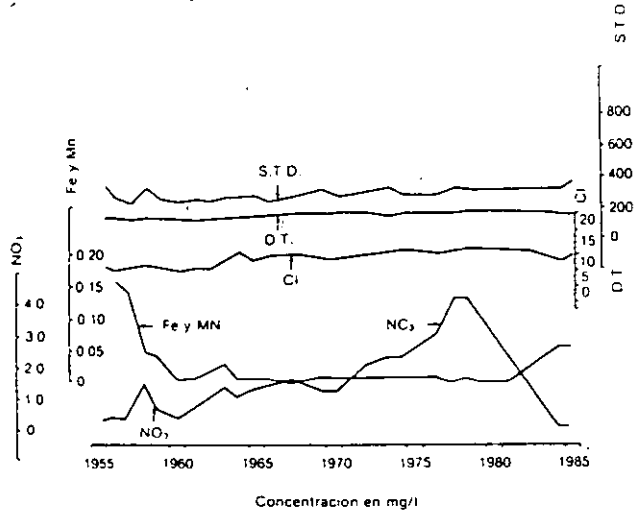
6. Grado de incrustación del agua (carbonato de calcio)



7. Pozo 15 (Albert y Berlin)



9. Pozo 26 (Axotla)



Familias de agua

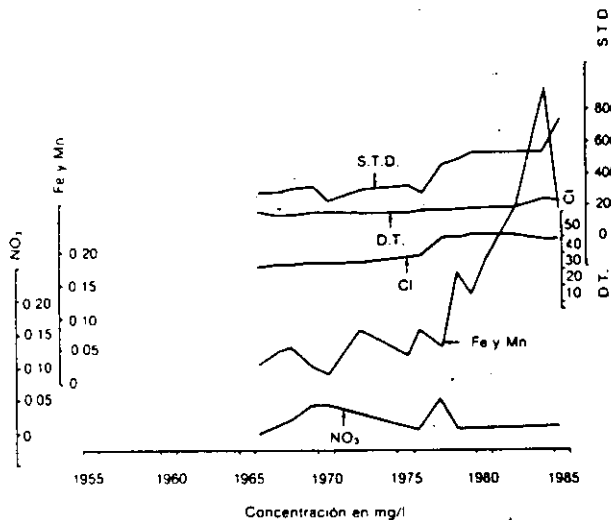
Se denomina familia de agua a la composición química representada por el principal catión y el principal anión en solución. Existen varios métodos para deducir la familia de agua a que pertenece una muestra. En este trabajo se utilizó el denominado de Piper o de Diagramas Triangulares, que consiste en graficar en dos triángulos equiláteros a los aniones y cationes principales y con cuya aplicación se obtuvieron las familias siguientes:

- Mixta sódico-bicarbonatada. Corresponde al agua de lluvia que ha disuelto poca cantidad de sales. El líquido circula a través de materiales de alta permeabilidad, como lavas y piroclásti-

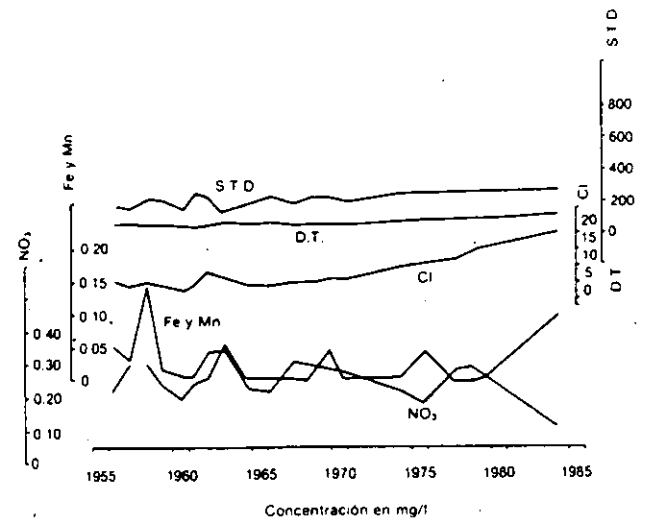
cos, que no permiten la incorporación de cantidades significativas de sales que pudieran modificar su composición química. Esta familia se encontró al poniente, tanto al pie de la Sierra de Las Cruces como en la parte baja.

- Mixta magnesiana-bicarbonatada. Se encontró en el acuífero de tipo basáltico al pie de la Sierra del Chichinautzin. El agua de lluvia, que es sódico-bicarbonatada, modifica ligeramente su composición química al disolver el calcio y el magnesio de los basaltos, para dar origen a la familia que aquí se trata. Se detectó principalmente en la zona de los pedregales, entre Contreras y Ciudad Universitaria, así como en el extremo sur del Distrito Federal entre Xochimilco y San Juan Ixtayopan.

8. Pozo 42 (Granjas Estrella)



10. Pozo 83 (Marina Nacional 1)



- Sódico-bicarbonatada. Este tipo se detectó en las porciones central y oriental de la ciudad, y se origina por dos factores: las arcillas del subsuelo producen un intercambio catiónico mediante el cual el calcio y el magnesio tienden a permanecer dentro de la estructura de la arcilla, mientras que el sodio se incorpora al agua en solución, y la presencia de horizontes de sales de bicarbonato de sodio, que son fácilmente disueltos por el agua en los pozos de la Agrícola Oriental y de Santa Catarina.

### Conclusiones

La mayor parte del agua del acuífero contiene bajas concentraciones salinas, con excepción de zonas locales donde se detectan hasta 1,200 ppm, así como en el vaso del Lago de Texcoco donde se registran más de 20 000 ppm.

La alta salinidad es ocasionada por tres factores: a) Existencia de horizontes de sedimentos evaporíticos lacustres; b) influencia de zonas volcánicas, algunas posiblemente activas, que han impregnado las rocas de subsuelo, así como emanaciones gaseosas y el emplazamiento de sales de tipo hidrotermal; c) presencia de material orgánico en descomposición entre los sedimentos lacustres.

Los puntos que destacan como focos locales de contaminación natural en el acuífero corresponden a las áreas de la colonia Agrícola Oriental y de la Sierra de Santa Catarina, así como a la parte central del Vaso de Texcoco, aunque en esta porción la información es escasa.

La salinidad del agua en los últimos 20 años ha permanecido estable con excepción de algunos pozos en ciertas zonas. Se han encontrado incre-

mentos notables de cloruros en los pozos ubicados en la parte central de la ciudad, coincidiendo con la zona en donde se ha detectado un aporte de agua al acuífero procedente de las fugas de la red de distribución. El incremento salino aparentemente es debido al cloro que se añade al agua potable que se infiltra y alimenta al acuífero.

En los pozos localizados alrededor de la Sierra de Santa Catarina y en algunos de la porción central de la zona urbana se han detectado incrementos en hierro y manganeso, efecto que podría estar relacionado con el crecimiento de bacterias que incluyen al hierro dentro de su ciclo evolutivo.

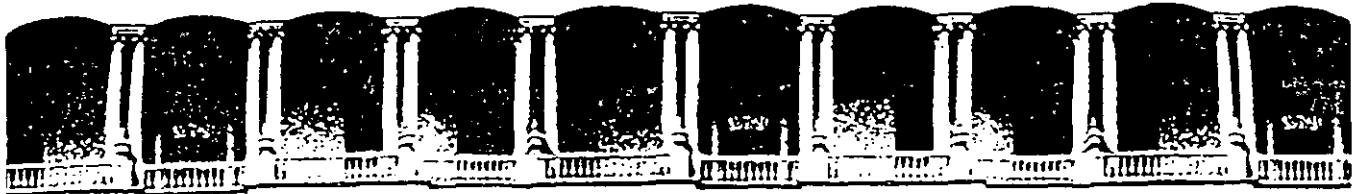
La concentración salina es baja en los alrededores del área y se incrementa hacia la parte central, en forma similar a la dirección del flujo subterráneo. Una excepción se encuentra entre las Delegaciones Benito Juárez y Venustiano Carranza, donde el agua disminuye su contenido salino por dilución con agua de fugas de la red de distribución.

Un incremento notable en nitratos ha sido detectado en pozos ubicados en una franja paralela al pie de la Sierra de Las Cruces, el cual es ocasionado por la falta de drenaje en los lomeríos de esa porción.

### Referencias

Lesser y Sánchez. *Informe sobre las actividades geohidrológicas en el Valle de México, 1985.*

<sup>1</sup> Este artículo contiene en forma resumida los trabajos realizados en los dos últimos años por la Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica del Departamento del Distrito Federal, al cual se agradecen las facilidades prestadas para su divulgación.



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

*CURSOS ABIERTOS*

*IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION  
DE ACUIFEROS*

*17 DE AGOSTO AL 11 DE SEPTIEMBRE DE 1992*

*ASPECTOS GEOHILOGICOS DE LA CIUDAD DE MEXICO*

*ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES*

*PALACIO DE MINERIA*

# Aspectos geohidrológicos de la ciudad de México

Juan Manuel Lesser Illades  
Felipe Sánchez Díaz  
David González Posadas

Lesser y Asociados

*Bajo el Valle de México se encuentra uno de los acuíferos más importantes del país, tanto por su magnitud como por el destino de sus aguas. De él se extraen alrededor de 500 millones de m<sup>3</sup> anuales de agua mediante más de 100 pozos, tanto particulares como municipales. De acuerdo con su constitución y su funcionamiento hidrológico, el valle se divide en tres subsistemas acuíferos: el granular de la zona metropolitana de la ciudad, que incluye la Formación Tarango de las lomas del poniente y los materiales granulares permeables del valle; el localizado en el área de Xochimilco-Tláhuac-Chalco, que incluye un paquete acuífero de basaltos y aluviones en su parte central, y de basaltos y piroclásticos en las sierras de Santa Catarina y Chichinautzin; y el correspondiente al Lago de Texcoco donde se cuenta con escasa información; aparentemente, el agua se encuentra estática o con movimiento muy reducido hacia el oeste. La cuantificación del acuífero actualizada hasta octubre de 1987 arrojó los datos siguientes (expresados en millones de metros cúbicos por año): la entrada por flujo subterráneo fue de 384, la infiltración de 83, la salida subterránea por flujo hacia Azcapotzalco ascendió a 24, la extracción por bombeo fue de 476 y el cambio de almacenamiento fue negativo y llegó hasta 33. El abatimiento anual de los niveles estáticos varía de 0 a 3 m y los mayores se localizan en Azcapotzalco y Tlalpan, donde se han formado conos piezométricos. La sobreexplotación de los acuíferos ha ocasionado la deshidratación y compactación de las arcillas que cubren el valle y el asentamiento o hundimiento del terreno, que en ocasiones alcanza hasta 50 centímetros anuales.*

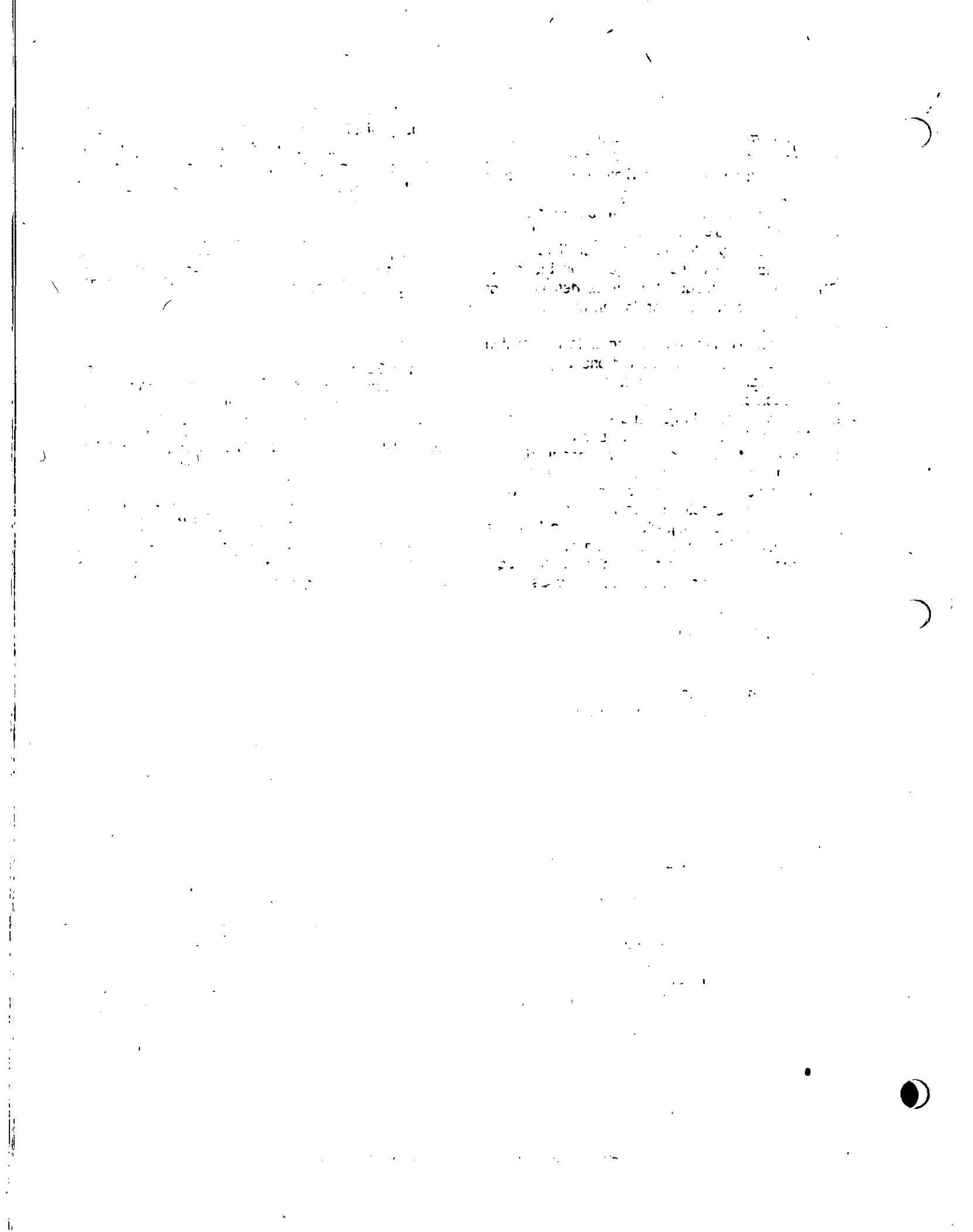
## Geohidrología de la ciudad de México

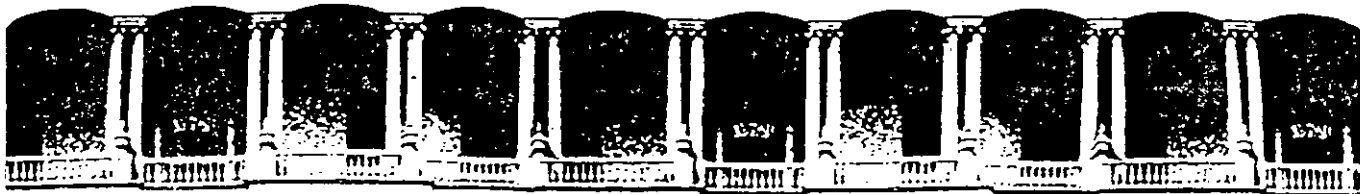
La ciudad de México está emplazada dentro de una antigua cuenca lacustre cerrada en la que actualmente el drenaje se lleva a cabo en forma artificial hacia el norte. Los materiales que constituyen el subsuelo corresponden a depósitos de aluviones y sedimentos lacustres. Los primeros provenían de las laderas y fueron transportados hacia el centro de la zona por corrientes fluviales; los segundos a veces sobreyacen a los aluviones y se interdigitan con ellos a profundidad. En los flancos del valle y limitándolo, principalmente hacia el sur, oriente y poniente, se encuentran elevaciones topográficas constituidas por rocas volcánicas que en su mayor parte se comportan como permeables. Por su posición topográfica, estas rocas funcionan como zona de recarga natural del acuífero.

En las estribaciones de la Sierra de Las Cruces hay una serie de antiguos depósitos volcánicos y fluviales conocida como Formación Tarango, que constituye las lomas del poniente, donde primordialmente se encuentran arenas, conglomerados, cenizas volcánicas, piroclásticos y aglomerados de mediana a baja permeabilidad. Los materiales volcánicos, en especial las lavas y los piroclásticos de tipo basáltico, forman la parte sur de la zona, y hacia sus estribaciones están interdigitados con los materiales aluviales y lacustres.

## Funcionamiento del acuífero

El acuífero de la ciudad de México se recarga básicamente a partir de la infiltración de agua de lluvia que se precipita sobre los flancos de las sierras del poniente, sur y oriente, de donde fluye hacia





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

*CURSOS ABIERTOS*

*IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION  
DE ACUIFEROS*

*17 DE AGOSTO AL 11 DE SEPTIEMBRE DE 1992*

*CONTAMINACION DE SISTEMAS DE ACUIFEROS*

*DR. RAMIRO RODRIGUEZ CASTILLO*

*PALACIO DE MINERIA*

Incluso desde el punto de vista jurídico también se pueden llevar a cabo investigaciones sobre normatividad y su implementación legal.

Como puede apreciarse una investigación de este tipo es eminentemente interdisciplinaria y requiere de un colectivo científico tan amplio como los objetivos del estudio a realizarse.



## FUENTES DE CONTAMINACION

Por contaminación o polución del agua debe entenderse la alteración degradación de su estado y composición natural al incorporarse un elemento, material, sustancia, compuesto que en su conjunto se le puede dar el nombre de soluto, así como toda fuente de energía térmica, radiaciones ionizantes que degradan su calidad natural, perjudicando o alterando con ésto, de alguna manera, toda forma de vida.

El proceso de contaminación se lleva a cabo de dos maneras fundamentales:

1) Por la acción del hombre consciente o inconscientemente, debido a una mala planeación económica y técnica, a la incapacidad y falta de cooperación por parte de las autoridades, lo que se ha dado por denominar contaminación antropógena.

2) Por la acción de la naturaleza, proceso al que se ha adoptado llamar alteración natural de la calidad, más que contaminación.

Trataremos aquí los tipos de contaminación antropógena y sus aspectos más relevantes, relacionados con sus fuentes y sus componentes más importantes.

### Contaminación Urbana. -

La alteración de la calidad del agua ocasionada por la actividad urbana es debida a la mala distribución y/o evacuación de los desechos producidos por la población. Existen dos formas principales de desechos o residuos urbanos:

a) Desechos sólidos. - Son aquellos restos orgánicos e inorgánicos que se generan en casas habitación, parques, jardines, vía pública, oficinas, mercados, comercios, construcciones, establecimientos de servicios e inclusive desechos peligrosos de hospitales, clínicas, laboratorios y centros de investigación. La característica más notable de los residuos sólidos urbanos es su diversidad el cual es un problema de facetas múltiples.

Algunos ejemplos de desechos sólidos son:

- |                            |                          |
|----------------------------|--------------------------|
| - algodón                  | - papel                  |
| - cartón                   | - pañal desechable       |
| - cenizas                  | - plástico de película   |
| - cuero                    | - plástico rígido        |
| - cartón encerado          | - poliuretano            |
| - fibra dura vegetal       | - poliestireno expandido |
| - fibras sintéticas        | - residuos de jardinería |
| - hueso                    | - residuos alimenticios  |
| - hule                     | - trapos                 |
| - latas                    | - vidrios                |
| - loza y cerámica          | - residuos voluminosos   |
| - madera                   | autos, muebles, etc.)    |
| - material de construcción | - residuos de mercado    |

el tipo de sustancia ésta se puede eliminar en diferentes formas.

La incorporación dentro de las nubes consiste en la introducción de contaminantes durante los procesos de condensación del vapor de agua en las nubes, aquí los contaminantes forman parte de los núcleos de condensación, quedando atrapados dentro de las gotas que integran la nube. Al caer las gotas como tales, o en forma de granizo o nieve, llevan los elementos contaminantes al suelo, éstos a su vez se filtran a través del subsuelo, llegando así al acuífero y por lo tanto lo contamina. Los principales ácidos contaminantes por el fenómeno de la lluvia ácida son:



### Intrusión marina.

Es una fuente de contaminación debida al movimiento permanente o temporal del agua salada tierra adentro, desplazando el agua dulce. El agua captada en un acuífero se contamina (saliniza) cuando la porción activa de la captación se ve afectada por la zona de mezcla de agua dulce y agua salada o por la propia agua salada, porque la extracción ocasiona movimientos relativos de la superficie piezométrica, los cuales dan lugar a movimientos ascendentes de la interfase. Esta contaminación puede provenir de la infiltración de agua de otros acuíferos salinizados. También debe considerarse la contaminación por inundaciones de agua salada durante tormentas si el pozo está en una llanura costera de muy baja costa, o debido a la mayor penetración del agua del mar en ríos y lagunas costeras durante las mismas, o incluso por lluvias salinas originadas por fuertes tormentas litorales. Entre dos fluidos miscibles, tales como agua dulce y agua salada, no existe una interfase brusca sino que se pasa de un fluido a otro a través de una zona de mezcla. Esta zona de mezcla o de transición, refleja con intensidad variable las propiedades químicas e hidráulicas de cada uno de los líquidos originales y su anchura depende de la difusividad y dispersividad del medio y de las características del movimiento.

La zona de mezcla dentro de la cual se sitúa la interfase teórica, es una zona dinámica en la cual se mueve no sólo como consecuencia de las diferencias de densidades sino también debido a cambios de nivel piezométrico en ambos líquidos. El peso específico del agua dulce se puede tomar como  $= 1000 \text{ kg/m}^3$  con escaso error dentro del margen de temperaturas normales. El peso específico del agua marina es mayor, y puede tomarse entre 1020 y 1030  $\text{kg/m}^3$  según la salinidad y temperatura, siendo el valor más usual el de  $= 1025 \text{ kg/m}^3$  (para 1900 ppm en Cl). La viscosidad del agua marina es del orden de un 30% mayor que la del agua dulce a igual temperatura.

Las relaciones entre el agua dulce y el agua salada en regiones costeras es de gran interés ya que muchos acuíferos vierten sus aguas directamente en el mar. Este flujo de agua dulce crea un

estado de equilibrio entre ambas aguas que sólo sufre modificaciones naturales a largo plazo, debidas a cambios climáticos o movimientos relativos de la tierra y el mar. La ubicación de poblaciones, en México, a lo largo de sus costas y generación de agricultura e industria, originan una importante extracción de agua subterránea y por lo tanto, una substancial modificación de las relaciones agua dulce - salada.

El análisis de esta relación es complejo por las diferencias entre los fluidos (viscosidad, densidad y temperatura). Para la mejor comprensión de esta relación se especificará la formula de Ghyben - Herzberg:

Su estudio se basa en el equilibrio estático de las columnas de agua de diferente densidad, asumiendo las siguientes hipótesis:

- i) El flujo de agua dulce es perfectamente horizontal y por lo tanto el potencial es constante a lo largo de cualquier vertical.
- ii) No existe flujo de agua salada.
- iii) La interfase es un plano, no existiendo zona de mezcla.

Equilibrándose la presión del agua dulce y salada en un punto arbitrario, se encuentra que la interfase se sitúa a una profundidad bajo el nivel del mar igual a 40 veces la cota del agua dulce sobre el nivel medio del mar en aquel punto.

Las fuentes de contaminación de aguas subterráneas se pueden clasificar sobre una base posicional o geográfica: puntual, lineal y dispersa.

Las fuentes puntuales son tales como fosas sépticas, desperdicios municipales sólidos, desperdicios de animales, desperdicios mineros y otros sistemas relativamente pequeños de distribución de desechos en el suelo.

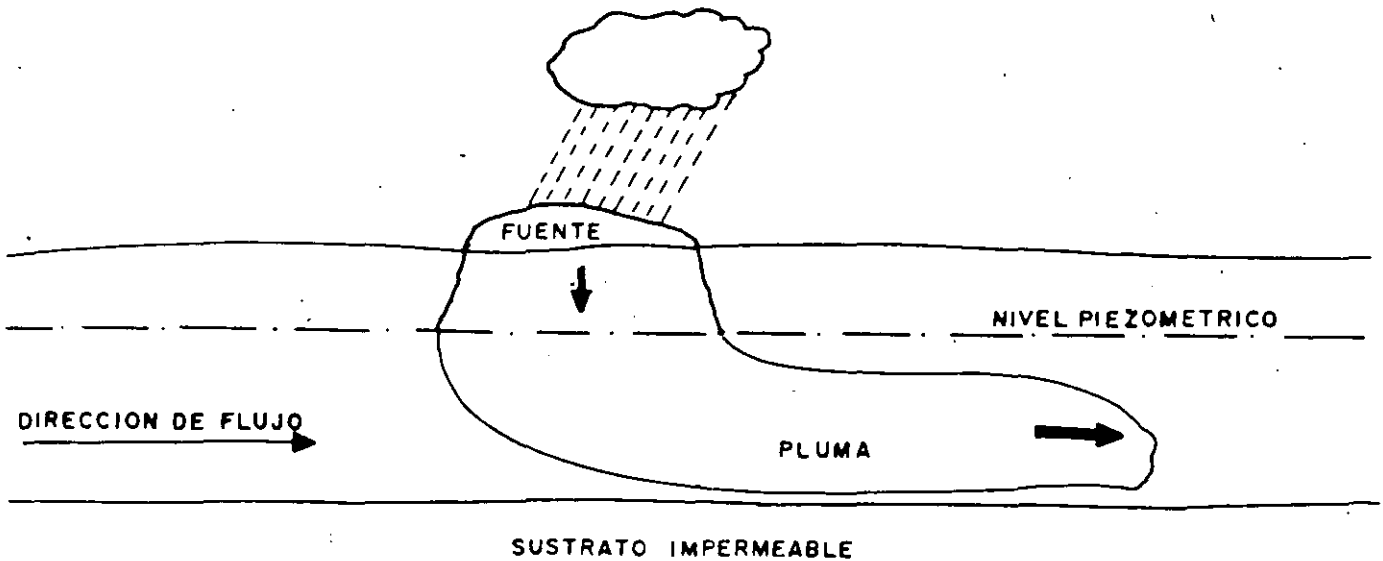
Las fuentes lineales son aquellas tales como derrames en sistemas de alcantarillado y tuberías, desperdicios mineros, salmuera, etc.

Las fuentes dispersas se extienden a través de grandes áreas, tales como la aplicación de químicos sobre el terreno para la agricultura, rellenos sanitarios, desperdicios mineros, "cementeros" clandestinos de substancias o elementos tóxicos, intrusión de agua de mar, etc.

## Mecanismos de Contaminación:

La fenomenología que controla el desplazamiento de un poluante a través de una matriz porosa puede ser transcrita en terminos tales que permiten establecer ecuaciones que describen la migración de un soluto en el flujo subterráneo.

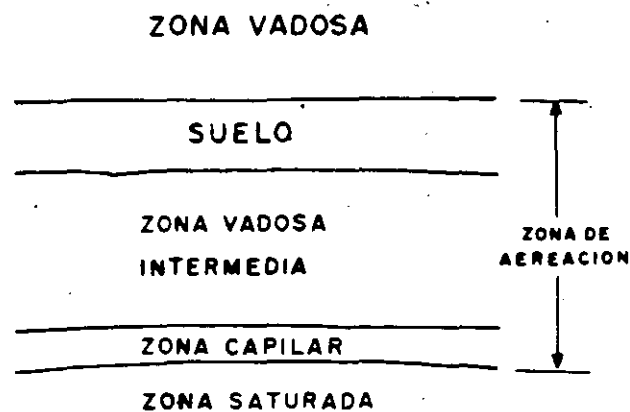
El establecimiento de un marco teórico 'adecuado' requiere antes de la proposición de un modelo general hidrodinámico que conceptualiza el flujo de un poluante hacia un acuífero.



Un esquema general puede ser representado por una fuente puntual en la superficie del terreno con flujo del poluante en la zona no saturada el cual se continua en la franja capilar para llegar a la zona saturada en donde se inicia el proceso de mezcla y migración en el flujo subterráneo dando lugar a una nube o pluma contaminante.

Transporte en la Zona No Saturada:

El flujo y transporte son mucho más complejos en la zona no saturada que en la saturada. Refiriéndose esta de manera genérica, como la parte que se encuentra arriba del nivel de saturación, aunque la presencia de la franja capilar provoque - que se busque una definición más concisa aceptándose ahora la que establece que se trata de una zona continua de fase gaseosa.



Cuando el poluante se desplaza en ella origina fuerzas interfasiales (fase líquida y gaseosa) que dan a esta zona propiedades únicas.

El contaminante migra como resultado de procesos advectivos y dispersivos en ambas fases. El flujo del soluto es controlado por la carga hidráulica  $h^*$ , misma que es originada por la presión ( $\Psi$ ) y la fuerza de gravedad ( $Z$ ).

donde  $\Psi$  se relaciona con la succión, la presión capilar y un potencial asociado a la matriz porosa. De estas componentes la succión es la presión negativa que tiende a extraer el agua de la matriz porosa. La forma en la cual el medio retiene el agua contra la presión negativa es una de las propiedades fundamentales de los medios no-saturados. Debiéndose esto por un lado a las fuerzas de absorción y por otra o las fuerzas capilares.

Las primeras resultan de la interacción de la molécula de agua, cuyo lado positivo es orientado hacia la carga negativa de las superficies minerales. Las segundas ocurren como resultado de la interfase curva entre la fase líquida y la gaseosa. La primera predomina en los medios secos o con materiales de textura fina.

Transporte en la zona saturada:

El transporte de un soluto en un medio saturado puede ser transcrito matemáticamente considerando que las reacciones entre la nube y el medio son mínimas, esto es se desprecian fenómenos de absorción, precipitación, reducción e intercambio iónico.

Si consideramos como primer y más simple, mecanismo, el transporte del soluto como producto solo de la velocidad del flujo, esto es por absorción, el desplazamiento tendrá lugar a la velocidad lineal promedio del flujo, entonces la evolución -

de advección,

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \bar{v} \frac{\partial C}{\partial x}$$

donde  $\bar{v} = \bar{q} / \eta$  y  $\bar{q}$  es el flujo darciano y  $\eta$  la porosidad efectiva.

La advección es también referida por algunos autores como convección.

Este último término no es ampliamente usado por su asociación a transporte de masas como respuesta a gradientes de densidad inducida por diferencias en temperatura.

Si el soluto se desplaza en el flujo con velocidades y direcciones distintas a  $\bar{v}$  por efectos de variaciones en la permeabilidad, por el proceso de mezcla por variaciones aleatorias en la fase acuosa y por difusión molecular interviene lo que se conoce como dispersión que no es otra cosa que un mecanismo de dilución del poluante en el flujo subterráneo.

Como se menciona la dispersión es causada por efectos microscópicos y macroscópicos.

A nivel microscópico la dispersión incluye los efectos de dispersión mecánica y difusión molecular la primera debido a las variaciones de velocidad entre el centro y las paredes de un poro y a las variaciones causadas por la inhomogeneidad en la poro

sidad. La segunda es debido a que los constituyentes del poluante (especies) se mueven de altas a bajas concentraciones.

A escala macroscópica la dispersión es provocada por la presencia de heterogeneidades en la matriz porosa.

La transcripción matemática del transporte por dispersión considera la absorción y en su forma más simple unidimensional, para solutos que no interactúan con la matriz porosa, circulando en un medio saturado, homogéneo, isotrópico y con régimen de flujo estacionario, es

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - \bar{v} \frac{\partial C}{\partial x}$$

en donde el parámetro nuevo es  $D$  que es el coeficiente de dispersión hidrodinámica en la dirección del flujo.  $D$  resume los efectos macro y micro por lo que puede expresarse en ambos términos esto es (Freeze, 1979).

$$D = \alpha \bar{v} + D^*$$

con  $\alpha$ , la dispersividad dinámica que es una propiedad del medio y  $D^*$  que es coeficiente de difusión molecular.

Si la velocidad del flujo es baja, esto es  $\bar{v}$  puede ser considerada 'cero', la advección se elimina y el coeficiente de dispersión se reduce al de difusión, transformándose la ecuación de absorción-dispersión en una de difusión



$$\frac{\partial C}{\partial t} = d' \frac{\partial^2 C}{\partial x^2}$$

con  $d'$  el coeficiente de difusión efectiva. Cuando ocurren reacciones químicas, pueden darse cambios en la concentración del soluto. Estas reacciones químicas y bioquímicas pueden ser agrupadas en 6 categorías: reacciones de absorción-desabsorción reacciones ácidas-básicas, solución-precipitación, oxidación-reducción, complejación, formación de pares/iónicos y síntesis microbiológico celular. Los contaminantes radioactivos son influenciados además por el decaimiento radiactivo de sus componentes.

Así para medios saturados homogéneos e isotrópicos con flujos estacionario, la ecuación de advección-dispersión que incluye los efectos de absorción es,

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - \bar{v} \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{\rho_r}{\eta} \frac{\partial S}{\partial t}$$

con  $\rho_r$  la densidad de la matriz porosa y  $S$  la masa del constituyente químico absorbido por la parte sólida de la matriz por unidad de masa de sólido, esto es  $\frac{\partial S}{\partial t}$  representa la velocidad a la que el soluto es absorbido y  $\frac{\rho_r}{\eta} \frac{\partial S}{\partial t}$  nos indica el cambio en la concentración en el fluido a causa de los fenómenos de absorción engloba las propiedades "medibles" del medio y de las reacciones químicas de inte-

res.

Los fenomenos de absorción llegan a ocurrir a velocidades mayores del flujo, S. que pudiera referirse como el grado de absorción es una función de la concentración del soluto en solución

$$\Rightarrow S = f(c)$$

$$\Rightarrow \frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial S}{\partial c} \frac{\partial c}{\partial t}$$

$$\Rightarrow \frac{S_r}{\eta} \frac{\partial S}{\partial t} = \frac{S_r}{\eta} \frac{\partial S}{\partial c} \frac{\partial c}{\partial t}$$

en la que el termino  $\frac{\partial S}{\partial c}$  nos indica partición del soluto entre la solución y el solido, la cual es determinada en laboratorio a temperatura constante por lo que las relaciones entre S y C son conocidas como isoterma.

Si el soluto incluye especies radioactivas a la ecuación habría que agregar un termino más que incluya el decaimiento del soluto.

$$\frac{\partial c}{\partial t} = D \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} - \bar{v} \frac{\partial c}{\partial x} + \frac{S_r}{\eta} \frac{\partial S}{\partial t} - \lambda C$$

$$\text{con } C = C_0 e^{-\lambda t} \quad \text{y} \quad \lambda = \ln 2 / T_{1/2} \quad \text{con}$$

$T_{1/2}$  la vida media del elemento radioactivo.

La expresión anterior describe el transporte unidimensional de un soluto en un medio homogéneo e isotrópico y considera los fenomenos más importantes que contro-

) lan el desplazamiento del mismo.

. El primer termino es el dispersivo el segundo es el advectiono, el tercero es el que considera la absorción y el último el que involucra el decaimiento.

## CALIDAD DEL AGUA:

La calidad es la propiedad del agua que le permite seguir siendo útil, da de beber al hombre y a especies animales, sustenta toda la vida marina, sirve para irrigar la tierra, y sirve como medio de recreación.

Esta calidad se puede conocer a través del contenido de elementos y sustancias en el agua, haciendo un exámen minucioso en el cual se obtengan resultados cualitativos y cuantitativos de cada uno de ellos.

Para definir el grado de contaminación del agua se determinan los parámetros por medio de análisis físicos, químicos orgánicos e inorgánicos y bacteriológicos, incluyendo los virales.

Dependiendo de las características del agua, cada muestreo es diferente, o sea, su forma de recolección, cantidades de muestras, tipos de envases, limpieza de los mismos, etc., esto es en base al grado de contaminación del agua a tratar.

Los resultados de los análisis se comparan con las normas establecidas por el Gobierno en base a la normatividad internacional. Las pruebas de laboratorio son de gran importancia, ya que ayudan a formar una opinión de que tan adecuada resulta el agua de una fuente de abastecimiento para un uso determinado. Los principales -

criterios para evaluar el grado de contaminación del agua se basan en los siguientes

factores:

- concentración de microorganismos coliformes
- déficit de saturación de oxígeno
- demanda bioquímica de oxígeno
- concentración de sólidos en suspensión
- concentración de petróleo, fenoles, agentes tóxicos
- radiactividad

Los análisis que se hacen al agua se dividen en:

a) Físicos

- Temperatura. La variación de la temperatura puede indicar principio de contaminación. La temperatura del agua contaminada tiende a ser mayor que la natural en el mismo medio.
- Color. La variedad en el color da indicios de contaminación, sobre todo cuando es diferente al color natural del agua.
- Olor. En general el olor se debe a la presencia de materia orgánica en descomposición o a compuestos químicos como fenoles.
- Turbiedad. Las aguas contaminadas normalmente son turbias, porque contienen ma-

teria sólida en suspensión o volátil.

-Residuos sólidos. Se llama residuo a aquel que queda en un recipiente después de la evaporación de una muestra de agua y de su secado subsecuente a una temperatura definida.

-Conductividad eléctrica. Mide la concentración de electrolitos debido a la conductancia tan alta que tienen los iones hidrógeno u oxhidrilo. La conductividad eléctrica se relaciona con la concentración de sólidos disueltos.

-Resistividad eléctrica. Se relaciona con el grado de mineralización del agua.

-Radiactividad. La contaminación del agua se ha incrementado debido a la instalación de Plantas nucleares y el acelerado uso de radioisótopos, tanto en la industria como en la medicina. La vida media de los isótopos que constituyen los principales desperdicios radiactivos son:

	Elemento	vida media
	Bario 140	12 días
	Cesium 144	28 días
	Cesium 137	30 años
	Estroncio 89	53 días
	Estroncio 90	19.9 años

Iodo	131	8	días
Itrio	91	61	días
Niobio	95	35	días
Zirconio	95	65	días

b) Químicos.-El análisis químico proporciona datos útiles y específicos respecto al estado de descomposición de las aguas negras o corrientes contaminadas, para fines de tratamiento, evacuación y prevención.

i) Gases disueltos

- Oxígeno disuelto. Es muy importante la presencia de oxígeno disuelto en el agua, para que se lleve a cabo el proceso aeróbico de descomposición de la materia orgánica.

-Amoníaco. La presencia de amoníaco en el agua es frecuentemente interpretado como una contaminación reciente con productos nitrogenados; en aguas subterráneas -- puede provenir también de la disolución de estratos que contengan sales amoniacales.

-Bióxido de Carbono

-Cloro

-Hidrógeno

-Sulfuro de Hidrógeno

-Nitrógeno. En los análisis de agua negras se pueden hacer cinco tipos de determinaciones de nitrógeno: amoniacal, orgánico o protéico, albuminoide, nitritos y nitratos.

Los nitratos provienen generalmente de la materia orgánica nitrogenada de origen animal. Los nitritos se relacionan con una contaminación de aguas negras o deechos industriales sujeta a oxidación.

-Oxígeno

--Bióxido de Azufre

ii) Cationes

-Aluminio

-Amonio

-Bacterias reductoras del sulfato.

-Toxicidad aguda para la vida marina.

d) Bacteriológicos.-

Las corrientes contaminadas (aguas negras o industriales) contienen microorganismos que pueden clasificarse en : algas, hongos, bacterias, protozoos y formas superiores de vida. Las bacterias tienen la particularidad de reproducirse rápidamente, algunas



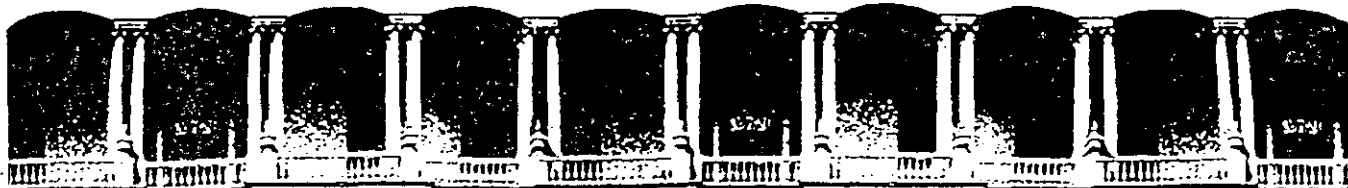
pueden crecer y subdividirse en sólo 15 minutos. De acuerdo a las temperaturas óptimas para el desarrollo de las bacterias, éstas se dividen en psicrófilicas cuando viven entre los 15° y 20° C; mesófilicas entre 25° y 45° C termófilicas entre 45° y 55° C.

Las bacterias que producen enfermedades en el hombre se denominan patógenas y en general son parásitos que viven a la temperatura del cuerpo humano. Las principales enfermedades causadas por bacterias y transmitidas por el agua son la fiebre tifoidea, la disentería, el cólera y ciertos tipos de trastornos gastrointestinales.

De acuerdo al medio de desarrollo las bacterias se dividen en:

1. Naturales del agua. En general no son patógenas; son típicas las pseudomonas, la serratia flavobacterium y chromobacterium.
2. Provenientes del suelo. No son patógenas y son frecuentes los bacillus y aerobacillus.
3. De origen intestinal o de aguas negras. Pueden ser o no patógenas; entre las no patógenas se hallan la Escherichiacoli (típica del hombre), aerobacter y proteus. Entre las patógenas la salmonella y la shigella; y el bacillus clostridium que es altamente peligrosa.

Número más probable (NMP). La estimación del conjunto de bacterias del grupo - -



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

**CURSOS ABIERTOS**

**IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y  
CONTAMINACION DE ACUIFEROS**

*Del 17 de agosto al 11 de septiembre*

**PROSPECCION GEOFISICA  
I N T R O D U C C I O N**

**ING. ALFONSO ALVAREZ MANILLA ACEVES**

**AGOSTO - SEPTIEMBRE, 1992**

IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y  
CONTAMINACION DE ACUIFEROS  
PROSPECCION GEOFISICA

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

## 1. INTRODUCCION

EL AGUA JUNTO CON CUALQUIER OTRO ENERGETICO SE HA CONVERTIDO EN ELEMENTO INDISPENSABLE PARA CUALQUIERA DE LAS ACTIVIDADES HUMANAS, SIENDO CADA VEZ MAS DIFICIL SU LOCALIZACION, EXPLOTACION Y APROVECHAMIENTO RACIONAL.

LA MAYOR PARTE DE PAISES DESARROLLADOS Y EN VIAS DE; HAN CONTRIBUIDO EN DIFERENTE PROPORCION A SU CONTAMINACION, Y ES MENESTER DE LA INGENIERIA MUNDIAL CUIDAR, PREVEER, MONITOREAR Y ERRADICAR LA CONTAMINACION CON OBJETO DE LEGAR A LA SOCIEDAD UN AMBIENTE SANO EN EL PRESENTE Y FUTURO.

CADA DIA LAS TECNICAS DE EXPLORACION CONSIGUEN SOFISTICARSE TENIENDO COMO UNICO OBJETIVO DEVELAR LOS MISTERIOS QUE ENCIERRA LA CORTEZA TERRESTRE; EN LA NATURALEZA LA MATERIA Y ENERGIA ESTAN GOBERNADAS POR LA "SUPERFUERZA", CONSISTENTE DE CUATRO FUERZAS BASICAS: GRAVEDAD, ELECTROMAGNETISMO, FUERZA DEBIL Y FUERZA FUERTE

LAS CUATRO FUERZAS FUNDAMENTALES SE PUEDEN EXPLICAR COMO:

GRAVEDAD. CAMPO DE FUERZA NATURAL RECONOCIDO POR NEWTON; PADRE DE LA MECANICA CELESTE.

ELECTROMAGNETISMO. CAMPOS NATURALES RECONOCIDOS DESDE TIEMPOS INMEMORIALES, CONSTITUYO LA PRIMERA TEORIA UNIFICADA DE CAMPO, EXITOSAMENTE ELABORADA POR MAXWELL.

DEBIL. ES LA RADIOACTIVIDAD DESCUBIERTA POR BECQUEREL.

FUERTE. CONFORME LA ESTRUCTURA DEL ATOMO SE VOLVIO CLARA, LA FUERZA FUERTE NACIO PARA EXPLICAR EL "ALGO" QUE SUJETA DENTRO DEL NUCLO A LOS PROTONES CUANDO ESTOS SON REPELIDOS POR ELLOS MISMOS DEBIDO A SU CARGA ELECTRICA.

AL ENTENDER LA RELACION DESDE EL NIVEL MICROSCOPICO DE ESTAS FUERZAS Y SUS FUNDAMENTOS BASICOS CAUSANTES DEL CAMBIO EN EL UNIVERSO; LA INGENIERIA ESTUDIA EL INTERIOR DE LA TIERRA CON FINES CIENTIFICOS Y ECONOMICOS.

## 2. EXPLORACION GEOFISICA

ESTOS APUNTES FUERON ELABORADOS PARA DAR A CONOCER A LOS INTERESADOS

PUEDEN, PUEDEN CONTRIBUIR A LA DECOMPOSICIÓN.

EL INTEMPERISMO MECANICO PRODUCE FRAGMENTACIÓN, (DEPÓSITOS DE PIE DE MONTE).

EN RESUMEN: PARA DETERMINAR LAS PROPIEDADES FISICAS DE LAS ROCAS SE DEBE TENER EN CUENTA LA ANISOTROPIA, CONTENIDO DE ARCILLAS Y ELECTROLITOS EN LOS POROS, TEMPERATURA, PRESION, EQUILIBRIO DE LA ROCA HUÉSPED, MINERALOGIA Y VOLÁTILES. CONATOS.

### 3.1 DENSIDAD DE LAS ROCAS

ES UNA PROPIEDAD INTRÍNSECA DE LA ROCAS QUE MARCA LA RELACIÓN ENTRE SU MASA POR UNIDAD DE VOLUMEN. LOS VALORES DE DENSIDAD PUEDEN SER AFECTADOS POR TEMPERATURA, PRESIÓN, CANTIDAD Y TIPO DE FLUIDO DE SATURACIÓN. ALGUNAS DEFINICIONES DE DENSIDAD SON PRESENTADAS A CONTINUACIÓN:

DENSIDAD VERDADERA. ES LA MASA DE UN VOLUMEN UNITARIO DE MATERIAL SOLIDO EN EL CUAL SOLAMENTE ES CONSIDERADA LA PARTE IMPERMEABLE, ESTO ES (MASA/VOLUMEN-POROS).

DENSIDAD APARENTE. EL PESO AL AIRE DE LA PARTE IMPERMEABLE DE UN VOLUMEN UNITARIO DE ROCA.

DENSIDAD BULK. FRECUENTEMENTE ES CONSIDERADA COMO LA DENSIDAD DE APARENTE, SE DEFINE COMO EL PESO EN BRUTO ENTRE EL VOLUMEN DE ROCA INCLUYENDO AIRE Y AGUA, ESTO ES (PESO/VOLUMEN+AGUA+AIRE).

EXISTEN VARIOS METODOS PARA DETERMINAR LA DENSIDAD, UNO EMPÍRICO OFRECIDO POR CHRISTENSEN ET AL, 1975 EN LA RELACIÓN:

DENSIDAD =  $(VP + 4.26) / 3.56$  SIENDO VP LA VELOCIDAD DE PROPAGACIÓN DE LA ONDA COMPRESIONAL EN KM/SEG.

CON EL GRAVÍMETRO DE POZO, ES, DENSIDAD =  $3.686 - (\Delta G / 0.02552T)$  SIENDO  $\Delta G$  CAMBIO DE GRAVEDAD ENTRE LA PARTE ALTA Y BAJA DE UN INTERVALO MEDIDO Y T EL ESPESOR DEL ESTRATO. EL ESPESOR NO DEBE SER MAYOR A 20 METROS.

LA TABLA 3.1 MUESTRA LOS RANGOS DE VARIACIÓN DE DENSIDAD DE ALGUNAS ROCAS SEDIMENTARIAS E ÍGNEAS SEGÚN TELLFORD, GELDART, SHERIFF Y KEYS ET AL, 1976.

LA DENSIDAD ESTA LIGADA A LA COMPACIDAD DE LA ROCA, DE ELLA DEPENDE LA VELOCIDAD DE PROPAGACION DE LAS ONDAS ELÁSTICAS. LA TABLA 3.2 MUESTRA LAS VELOCIDADES DE PROPAGACION DE LAS ONDAS COMPRESIONALES EN DISTINTOS TIPOS DE ROCA SEGÚN JAKOSKY ET AL, 1950.

### 3.2 MAGNETISMO DE LAS ROCAS

DESDE QUE SE SUPO DE LA PRESERVACIÓN DE CAMPOS MAGNÉTICOS ANTIGUOS TERRESTRES Y SOLARES, EN LAS ROCAS Y MINERALES ASOCIADOS A UN PASADO GEOLÓGICO, LOS MATERIALES SE HAN SOMETIDO A INTENSO ESTUDIO.

Rock type	Range (g/cm <sup>3</sup> )	Average (wet) (g/cm <sup>3</sup> )	Range (g/cm <sup>3</sup> )	Average (dry) (g/cm <sup>3</sup> )
Alluvium	1.96-2.0	1.98	1.5-1.6	1.54
Clays	1.63-2.6	2.21	1.3-2.4	1.70
Glacial drift	—	1.80	—	—
Gravels	1.7-2.4	2.0	1.4-2.2	1.95
Loess	1.4-1.93	1.64	0.75-1.6	1.20
Sand	1.7-2.3	2.0	1.4-1.8	1.60
Sands and clays	1.7-2.5	2.1	—	—
Silt	1.8-2.2	1.93	1.2-1.8	1.43
Soils	1.2-2.4	1.92	1.0-2.0	1.46
Sandstones	1.61-2.76	2.35	1.6-2.68	2.24
Shales	1.77-3.2	2.40	1.56-3.2	2.10
Limestones	1.93-2.90	2.55	1.74-2.76	2.11
Dolomite	2.28-2.90	2.70	2.04-2.54	2.30

Rock type	Range (g/cm <sup>3</sup> )	Average	Rock type	Range (g/cm <sup>3</sup> )	Average
Rhyolite glass	2.20-2.28	2.24	Quartz diorite	2.62-2.96	2.79
Obsidian	2.2-2.4	2.30	Diorite	2.72-2.99	2.85
Vitrophyre	2.36-2.53	2.44	Lavas	2.80-3.0	2.90
Rhyolite	2.35-2.70	2.52	Diabase	2.50-3.20	2.91
Dacite	2.35-2.8	2.58	Essexite	2.69-3.14	2.91
Phonolite	2.45-2.71	2.59	Norite	2.70-3.24	2.92
Trachyte	2.42-2.8	2.60	Basalt	2.70-3.30	2.99
Andesite	2.4-2.8	2.61	Gabbro	2.70-3.50	3.03
Nephelite-Syenite	2.53-2.70	2.61	Hornblende-Gabbro	2.98-3.18	3.08
Granite	2.50-2.81	2.64	Peridotite	2.78-3.37	3.15
Granodiorite	2.67-2.79	2.73	Pyroxenite	2.93-3.34	3.17
Porphyry	2.60-2.89	2.74	Acid igneous (av.)	2.30-3.11	2.61
Syenite	2.60-2.95	2.77	Basic igneous (av.)	2.09-3.17	2.79
Anorthosite	2.64-2.94	2.78			

TABLA 3.1 RANGO DE VARIACIÓN DE DENSIDAD EN ALGUNAS ROCAS.

LAS ANOMALÍAS MAGNÉTICAS SON CAUSADAS POR LA CANTIDAD DE MINERALES MAGNÉTICOS PRESENTES EN LA ROCA HUESPED; EXISTEN VARIOS TIPOS DE MINERALES MAGNÉTICOS, SIENDO:

PARAMAGNETICOS. SON DE SUCEPTIBILIDAD MAGNETICA PEQUEÑA, ENTRE ELLOS SE ESTÁN LAS SIENITAS, DOLOMITAS, PEGMATITAS, Y GNEISSES.

DIAMAGNETICOS. LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE ESTOS ES MENOR A CERO, ENTRE ELLOS SE ENCUENTRAN EL AGUA, SAL, GRAFITO Y YESOS.

FERROMAGNETICOS. PRESENTAN FUERTES VALORES DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA, SU CONSTITUYENTE PRINCIPAL ES LA MAGNETITA, ILMENITA Y SALES DE HIERRO.

LA TABLA 3.3 PRESENTA LOS VALORES MÁS COMUNES DE VARIACIÓN DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE ALGUNAS ROCAS Y MINERALES SEGÚN TELFORD, GELDART, SHERIFF Y KEYS ET AL, 1976.

CUALQUIER MATERIAL GEOLÓGICO INMERSO EN UN CAMPO MAGNÉTICO H SE IMANA CON UNA INTENSIDAD J SEGÚN LA LEY  $J = KH$ , SIENDO K LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE CADA MATERIAL.

LOS INSTRUMENTOS COMERCIALES PARA MEDIR LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

APPROXIMATE RANGE OF VELOCITIES OF LONGITUDINAL WAVES FOR REPRESENTATIVE MATERIALS FOUND IN THE EARTH'S CRUST

A. Classification According to Material		
Material	Velocity*	
	Ft./Sec.	M./Sec.
Weathered surface material	1,000—2,000	305— 610
Gravel, rubble, or sand (dry)	1,500—3,000	468— 915
Sand (wet)	2,000—6,000	610—1,830
Clay	3,000—9,000	915—2,750
Water (depending on temperature and salt content)	4,700—5,500	1,430—1,680
Sea water	4,800—5,000	1,460—1,530
Sandstone	6,000—13,000	1,830—3,970
Shale	9,000—14,000	2,750—4,270
Chalk	6,000—13,000	1,830—3,970
Limestone	7,000—20,000	2,140—6,100
Salt	14,000—17,000	4,270—5,190
Granite	15,000—19,000	4,580—5,800
Metamorphic rocks	10,000—23,000	3,050—7,020
Ice	12,050	

B. Classification According to Geologic Age			
Age	Type of Rock	Velocity	
		Ft./Sec.	M./Sec.
Quaternary	Sediments (various degrees of consolidation)	1,000—7,500	305—2,290
Tertiary	Consolidated Sediments	5,000—14,000	1,530—4,270
Mesozoic	Consolidated Sediments	6,000—19,500	1,830—5,950
Paleozoic	Consolidated Sediments	6,500—19,500	1,980—5,950
Archeozoic	Various	12,500—23,000	3,810—7,020

C. Classification According to Depth †			
	0—2000 ft. (0—600 M.)	2000—3000 ft. (600—900 M.)	3000—4000 ft. (900—1200 M.)
	Ft./Sec.	Ft./Sec.	Ft./Sec.
Devonian	13,300	13,400	13,500
Pennsylvanian	9,500	11,200	11,700
Permian	8,500	10,000	
Cretaceous	7,400	9,300	10,700
Eocene	7,100	9,000	10,100
Pleistocene-to-Oligocene	6,500	7,200	8,100

TABLA 3.2 VELOCIDADES DE PROPAGACION DE ONDAS ELÁSTICAS EN ROCAS

Type	Susceptibility × 10 <sup>6</sup> emu		Type	Susceptibility × 10 <sup>6</sup> emu	
	Range	Average		Range	Average
Sedimentary			Igneous		
Dolomite	0-75	10	Granite	0-4000	200
Limestones	2-280	25	Rhyolite	20-3000	
Sandstones	0-1660	30	Dolerite	100-3000	1400
Shales	5-1480	50	Augite-Syenite	2700-3600	
Av. Var. Sed. (48)	0-4000	75	Olivine-Diabase		2000
Metamorphic			Diabase	80-13,000	4500
Amphibolite		60	Porphyry	20-16,700	5000
Schist	25-240	120	Gabbro	80-7200	6000
Phyllite		130	Basalts	20-14,500	6000
Gneiss	10-2000		Diorite	50-10,000	7000
Quartzite		350	Pyroxenite		10,500
Serpentine	250-1400		Peridotite	7600-15,600	13,000
Slate	0-3000	500	Andesite		13,500
Av. Var. Met (61)	0-5800	350	Av. acid Ign.	3-6530	650
			Av. basic Ign.	44-9710	2600

TABLA 3.3 VALORES DE VARIACIÓN DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE DIFERENTES TIPOS DE ROCA.

DE UNA ROCA O MATERIAL SE BASAN EN EL ACOPLAMIENTO DE UN PUENTE INDUCTIVO CON LA MUESTRA INCLUIDA EN UN TORIOIDE. LAS MEDIDAS DE CAMPO EN AFLORAMIENTOS SON HECHAS ACOPLANDO UN SOLENOIDE A LA ROCA MISMA.

### 3.3 PROPIEDADES ELECTROMAGNETICAS DE LAS ROCAS

LOS MINERALES, PRICIPALES CONSTITUYENTES DE LAS ROCAS SE CLASIFICAN EN TRES GRUPOS: AISLADORES ( MAYORIA DE LOS MINERALES), CONDUCTORES ELECTRÓNICOS (SULFUROS, ÓXIDOS Y GRAFITO), INTERCAMBIADORES IÓNICOS (ARCILLAS).

LOS AGREGADOS DE MINERALES RESPONDEN A LA ENERGÍA ELECTROMAGNÉTICA; SI UN POTENCIAL ELÉCTRICO CONSTANTE ES APLICADO AL TERRENO, CAUSA EL FLUJO DE IONES LIBRES COMO CORRIENTES DE CONDUCCIÓN, SIENDO LA RESISTIVIDAD DEL TERRENO LA MEDIDA DE LA RESISTENCIA ELÉCTRICA OPUESTA AL FLUJO DE LAS CORRIENTES DE CONDUCCIÓN.

EL POTENCIAL ELÉCTRICO APLICADO PUEDE RESULTAR COMO UN ALMACENAMIENTO DE CARGAS SOBRE LAS SUPERFICIES DE LOS GRANOS MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS, DANDO ORIGEN A UN SOBREVOLTAJE O POLARIZACIÓN INDUCIDA, CUANDO EL POTENCIAL ELÉCTRICO ES CESADO, LA DISIPACIÓN DE LA ENERGÍA ALMACENADA ES OBSERVADA COMO VOLTAGE TRANSIENTE DECAYENDO.

SI EL POTENCIAL ELÉCTRICO APLICADO ES ALTERNO (CA), LA IMPEDANCIA O RESITENCIA ELÉCTRICA COMPLEJA DECRESE AL INCREMENTAR LA FRECUENCIA. EL CAMBIO OCURRE DEBIDO A QUE LAS CORRIENTES DE CONDUCCIÓN SON SUSTITUIDAS POR LAS DE DESPLAZAMIENTO ASOCIADAS A LA RÁPIDA OSCILACIÓN DEL CAMPO ELÉCTRICO. LA PERMITIVIDAD ELÉCTRICA DE UN DIELECTRICO ES EQUIVALENTE A LA CAPACITANCIA SIENDO LA MEDIDAD DE CAPACIDAD PARA ALMACENAR ENERGÍA ELÉCTRICA POR UN MATERIAL.

LA OSCILACIÓN DEL CAMPO ELÉCTRICO EN UN DIELECTRICO DA INCREMENTO A UN CAMPO MAGNÉTICO OSCILANTE, LA PERMEABILIDAD MAGNETICA ES LA HABILIDAD DE UN MATERIAL DE SUSTENTAR UN CAMPO MAGNÉTICO. LA PERMEABILIDAD MAGNÉTICA ES EQUIVALENTE A LA INDUCTANCIA.

LAS CUATRO PROPIEDADES ELECTROMAGNÉTICAS DE IMPORTANCIA EN LA EXPLORACIÓN GEOFÍSICA SE PUEDEN RESUMIR ASI:

$\rho$	RESISTIVIDAD	OHMS-METRO
IP	POLARIZACION INDUCIDA	% DE CAMBIO, CARGABILIDAD
$\epsilon$	PERMITIVIDAD ELECTRICA	CAPACITANCIA
$\mu$	PERMEABILIDAD MAGNETICA	INDUCTANCIA

### PORTADORES Y MOBILIDAD

UN PORTADOR DE CARGA ES AQUEL QUE SOSTIENE UNA VELOCIDAD BAJO LA INFLUENCIA DE UN GRADIENTE DE VOLTAGE, EN CONTRASTE CON UNA CARGA LIGADA QUE SOLO SUFRE PEQUEÑOS DESPLAZAMIENTOS ( MENORES AL RADIO ATÓMICO). LA RELACIÓN ENTRE LA VELOCIDAD Y EL GRADIENTE DE VOLTAGE SE LE DENOMINA MOBILIDAD.

LA MOBILIDAD PRESENTA UNIDADES SIMILARES A LA TRANSMISIBILIDAD, ESTO

ES:  $M^2/V$ -SEG. ENTRE LOS PORTADORES MAS COMUNES SE TIENE A: IONES EN SOLUCIÓN. PRESENTAN MOBILIDADES ALREDEDOR DE  $5 \cdot 10^{-8} M^2/V$ -SEG. Ó .05 MICRONES. CANTIDAD MENOR AL LIMITE DE RESOLUCIÓN DEL MICROSCOPIO ELECTRONICO. ! SE VE INSIGNIFICANTE !! PERO ESTE MOVIMIENTO ES EL QUE DA AL TERRENO SU CONDUCTIVIDAD ELECTRICA.

ELECTRONES METALICOS. COMPARTEN JUNTO CON LOS ATOMOS, EL SÓLIDO EN EL CUAL ESTÁN INMERSOS, PRESENTAN MOBILIDADES DEL ORDEN DE  $5 \cdot 10^{-3} M^2/V$ -SEG. EQUIVALENTE  $10^5$  VECES LA MOVILIDAD DE IONES EN SOLUCIÓN.

ANILLOS DE ELECTRONES Y IONES. CORRESPONDEN A NUBES DE ELECTRONES Y IONES, SU MOBILIDAD ES INCREMENTADA CUANTO MAYOR SEA LA AGITACIÓN TERMICA.

METALES. SON CONCENTRACIONES DE PORTADORES ASOCIADOS A UNA ESTRUCTURA CRISTALINA. UN EJEMPLO ES EL COBRE NATIVO.

SEMICONDUCTORES. SON AQUELLOS MINERALES QUE NO TIENEN PORTADORES LIBRES ASOCIADOS EN UN ESTADO CRISTALINO PERFECTO, PERO TIENEN PORTADORES DEBIDO A LOS DEFECTOS DEL CRISTAL, ESTO ES COMO LA CALCITA CON INCLICIONES DE PIRITA.

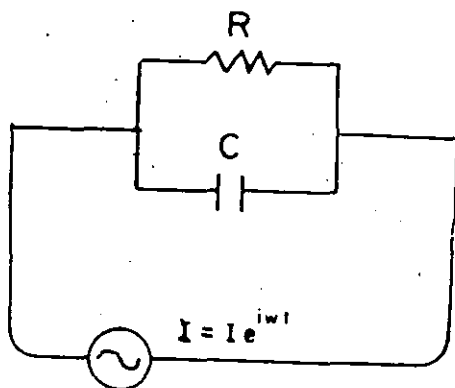
LA CONDUCTIVIDAD ELECTRICA ES EL PRODUCTO DE LA CONCENTRACION DE PORTADORES Y LA MOBILIDAD.

### 3.3.1 NECESIDAD DE LA ANALOGIA FISICA

UNA ROCA SE PUEDE MODELAR ELECTRICAMENTE MEDIANTE UN CIRCUITO FORMADO POR UNA RESISTENCIA (R) QUE REPRESENTA LA RESISTIVIDAD CARACTERISTICA Y UN CAPACITOR (C) CONECTADO EN PARALELO QUE SIMULA EL COMPORTAMIENTO DIELECTRICO Ó HISTERISIS DIELECTRICA.

ESTE CIRCUITO REPRESENTA LA POLARIZABILIDAD; EL CAPACITOR DA CUENTA DE LA IMPEDANCIA O RESISTENCIA COMPLEJA EN LA DOBLE CAPA ELECTROQUIMICA LLEVANDOSE A EFECTO EN ELLA LAS CORRIENTES DE DESPLAZAMIENTO MIENTRAS QUE LAS CORRIENTES DE CONDUCCIÓN SE SUCITAN EN LA RESISTENCIA.

EL CIRCUITO RC MOSTRADO EN LA FIGURA 3.1 ES LA REPRESENTACIÓN MÁS SENCILLA DE UNA ROCA, LA EXPRESIÓN MATEMATICA QUE REGULA EL COMPORTAMIENTO ES:



$$Z(i\omega) = (i\omega C + 1/R)^{-1} \quad \text{DÓNDE}$$

- Z = RESISTENCIA COMPLEJA
- R = RESISTENCIA OHMICA DE LA ROCA
- C = CAPACITANCIA DE LA DOBLE CAPA
- W = FRACUENCIA ANGULAR
- I =  $\sqrt{-1}$

FIGURA 3.1 CIRCUITO RC ANALOGO AL COMPORTAMIENTO DIELECTRICO DE UNA ROCA.



LA ECUACIÓN ANTERIOR DENOTA QUE  $Z$  DEPENDE DE  $\omega$ . LOS VALORES ASINTÓTICOS DE  $Z$  TIENDEN A  $R$  PARA BAJA FRECUENCIA Y  $C$  PARA LA ALTA FRECUENCIA, DE LA EXPRESIÓN ANTERIOR SE DEDUCE UNA FASE QUE TENDRÁ SU PICO A LA FRECUENCIA CRÍTICA Ó DE RESONANCIA.

EN LA PRÁCTICA SE A ESTABLECIDO QUE  $C$  VARIA DE 0.3 A 0.6; LA FRECUENCIA ANGULAR  $\omega$  DEPENDE DE LOS INSTRUMENTOS DISPONIBLES EN EL MERCADO. VARIANDO ENTRE 0.001 HASTA 1000 HERTZ. LA FIGURA 3.2 MUESTRA EL COMPORTAMIENTO DE  $Z(\omega)$  Y  $\phi(\omega)$  EN FRECUENCIA Y TIEMPO.

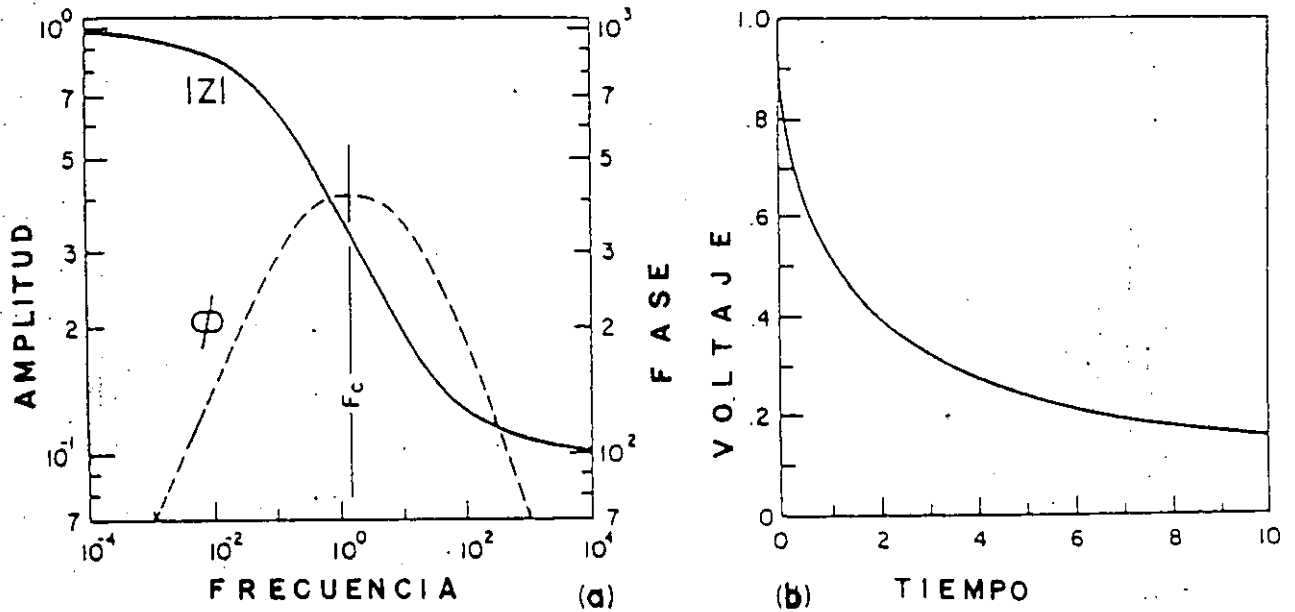


FIGURA 3.2 COMPORTAMIENTO DE  $Z(\omega)$  Y  $\phi(\omega)$  EN FUNCION DE LA FRECUENCIA

LA TABLA 3.4 PRESENTA LOS VALORES USUALES DE VARIACION DE RESISTIVIDAD DE ALGUNOS TIPOS DE ROCAS SEGUN TELFORD, GELDART, SHERIFF Y KEYS ET AL, 1976.

Rock type	Resistivity range ( $\Omega m$ )
Consolidated shales	$20-2 \times 10^3$
Argillites	$10-8 \times 10^2$
Conglomerates	$2 \times 10^2-10^4$
Sandstones	$1-6.4 \times 10^2$
Limestones	$50-10^7$
Dolomite	$3.5 \times 10^2-5 \times 10^3$
Unconsolidated wet clay	.20
Marls	3-70
Clays	1-100
Alluvium and sands	10-500
Oil sands	4-800

TABLA 3.4 VARIACIONES DE RESISTIVIDAD EN ROCAS ÍGNEAS, METAMÓRFICAS Y SEDIMENTARIAS.

Rock type	Resistivity range ( $\Omega m$ )
Granite	$3 \times 10^2 - 10^3$
Granite porphyry	$4.5 \times 10^1$ (wet) - $1.3 \times 10^2$ (dry)
Feldspar porphyry	$4 \times 10^1$ (wet)
Albite	$3 \times 10^2$ (wet) - $3.3 \times 10^3$ (dry)
Syenite	$10^2 - 10^3$
Diorite	$10^4 - 10^5$
Diorite porphyry	$1.9 \times 10^1$ (wet) - $2.8 \times 10^1$ (dry)
Porphyrite	$10^{-5} \times 10^1$ (wet) - $3.3 \times 10^1$ (dry)
Carbonatized porphyry	$2.5 \times 10^1$ (wet) - $6 \times 10^1$ (dry)
Quartz porphyry	$3 \times 10^2 - 9 \times 10^2$
Quartz diorite	$2 \times 10^1 - 2 \times 10^2$ (wet) - $1.8 \times 10^2$ (dry)
Porphyry (various)	$60 - 10^1$
Dacite	$2 \times 10^1$ (wet)
Andesite	$4.5 \times 10^1$ (wet) - $1.7 \times 10^2$ (dry)
Diabase porphyry	$10^3$ (wet) - $1.7 \times 10^3$ (dry)
Diabase (various)	$20 - 5 \times 10^2$
Lavas	$10^2 - 5 \times 10^1$
Gabbro	$10^3 - 10^4$
Basalt	$10 - 1.3 \times 10^2$ (dry)
Olivine norite	$10^3 - 6 \times 10^4$ (wet)
Peridotite	$3 \times 10^3$ (wet) - $6.5 \times 10^3$ (dry)
Hornfels	$8 \times 10^1$ (wet) - $6 \times 10^2$ (dry)
Schists: calcareous and mica	$20 - 10^1$
Luffs	$2 \times 10^1$ (wet) - $10^2$ (dry)
Graphite schist	$10 - 10^2$
Slates (various)	$6 \times 10^2 - 4 \times 10^2$
Gneiss (various)	$6.8 \times 10^1$ (wet) - $3 \times 10^2$ (dry)
Marble	$10^2 - 2.5 \times 10^4$ (dry)
Skarn	$2.5 \times 10^2$ (wet) - $2.5 \times 10^4$ (dry)
Quartzites (various)	$10 - 2 \times 10^4$

TABLA 3.4 VARIACIONES DE RESISTIVIDAD EN ROCAS ÍGNEAS, METAMORFICAS SEDIMENTARIAS.

LA SIGUIENTE TABLA 3.5 PRESENTA LOS CIRCUITOS MÁS IMPORTANTES PARA DESCRIBIR EL COMPORTAMIENTO DIELECTRICO DE LAS ROCAS SEGUN PELTON, SILL Y SMITH ET AL, 1983.

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

#### 4. PROSPECCION MAGNETOMETRICA

DE NO HABER EXISTIDO LA GEODESIA, LA MAGNETOMETRIA SERIA EL TÓPICO MAS ANTIGUO EN GEOFISICA. LA MAGNETOMETRIA PUEDE CONTEMPLARSE DESDE EL PUNTO DE VISTA HISTORICO, PUESTO QUE HA CAMBIADO CON EL TIEMPO Y SUS VARIACIONES QUEDARON REGISTRADAS EN LOS CONSTITUYENTES FERROMAGNETICOS DE LAS ROCAS. POR MEDIO DE LOS DATOS MAGNETOMETRICOS SE PUEDE OBTENER INFORMACION ACERCA DE:

- \* LIMITE DE CUENCAS
- \* PROFUNDIDAD AL BASAMENTO
- \* LINEAMIENTOS DEL BASAMENTO
- \* EDAD DE LAS ROCAS (MAGNETOESTRATIGRAFIA)
- \* LATITUDES MAGNETICAS DEL TIEMPO EN QUE SE FORMÓ LA ROCA
- \* PLUMAS DE CONTAMINACIÓN

##### 4.1 CAMPO MAGNETICO TERRESTRE

EL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE (H) TIENE ORIGEN EN LA TEORIA DEL DINAMO; EL CUAL CONSIDERA QUE AL SER EL NÚCLEO UN CONDUCTOR Y QUE HAY MOVIMIENTO DE FLUIDOS EN DIFERENTES ZONAS SE GENERA UN CAMPO MAGNÉTICO QUE SE SUSTENTA ASI MISMO. EL MAPA DEL CAMPO MAGNETICO DE INTENSIDAD TOTAL SE PRESENTA EN LA FIGURA 4.1.

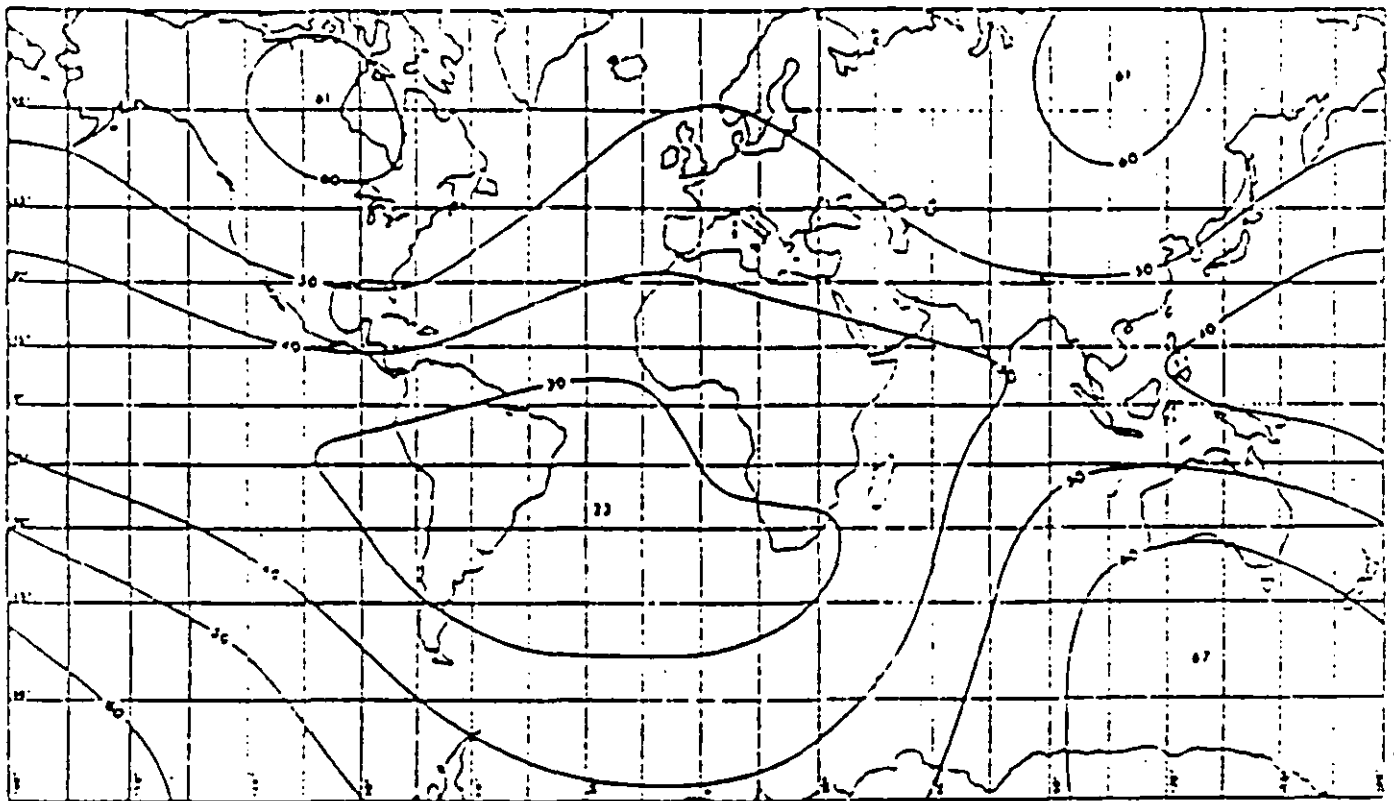


FIGURA 4.1 CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE.

## 4.2 COMPONENTES DEL CAMPO MAGNETICO

LOS COMPONENTES DEL CAMPO MAGNETICO DE LA FIGURA 4.2 SON:

DECLINACION MAGNETICA (D). ES EL ANGULO FORMADO POR LA COMPONENTE HORIZONTAL DEL CAMPO MAGNETICO Y EL NORTE GEOGRAFICO.

INCLINACION MAGNETICA (I). ES EL ANGULO QUE HACE LA COMPONENTE TOTAL RESPECTO AL MERIDIANO MAGNETICO.

CAMPO MAGNETICO TERRESTRE O INTENSIDAD DEL CAMPO MAGNETICO ( $H_0$ ). ES LA MAGNITUD DEL CAMPO TOTAL.

COMPONENTE HORIZONTAL DEL CAMPO MAGNETICO. MEDIDA EN LA DIRECCION ESTE-OESTE (Y).

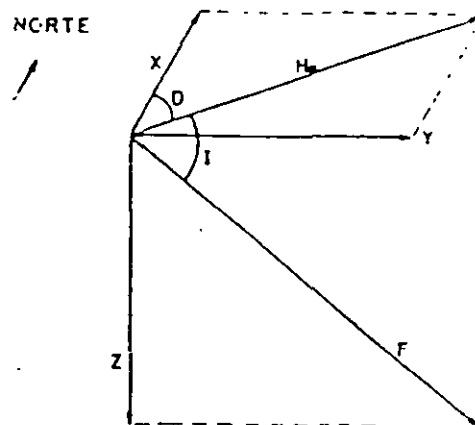


FIGURA 4.2 COMPONENTES DEL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE.

COMPONENTE HORIZONTAL DEL CAMPO MAGNETICO. EN LA DIRECCION DEL NORTE GEOGRAFICO (X).

COMPONENTE VERTICAL DEL CAMPO MAGNETICO (Z).

## 4.3 VARIACIONES DEL CAMPO MAGNETICO.

EL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE PRESENTA VARIACIONES TALES COMO:

VARIACIONES SECULARES. SE HA OBSERVADO Y MEDIDO QUE EL CAMPO MAGNETICO NO ES PERMANENTE, CAMBIANDO LAS LECTURAS DE I Y D EN FORMA DIFERENTE ALREDEDOR DEL MUNDO, SE EXPLICA ESTE FENOMENO POR CAMBIOS EN LAS CORRIENTES DE CONVECCION DEL NUCLEO-MANTO.

VARIACIONES CICLICAS. SE RELACIONAN CON LA ACTIVIDAD SOLAR.

VARIACIONES DIURNAS SOLARES Y LUNARES. SON CONTROLADAS POR LA ACCION DEL SOL Y LA LUNA, LA INTENSIDAD ES DE 30% Y 2% RESPECTIVAMENTE, EL PERIODO ES DE 24 HORAS APROXIMADAMENTE.

TORMENTAS MAGNETICAS. CORRESPONDEN A PERTUBACIONES TRANSIENTES DEL CAMPO MAGNETICO CON AMPLITUDES DE HASTA 1000% A CUALQUIER LATITUD, SIENDO MAS INTENSAS EN LOS POLOS.

VARIACIONES MAGNETICAS LOCALES. SON VARIACIONES DEL CAMPO MAGNETICO PRODUCIDAS POR CAMBIOS EN LAS CARACTERISTICAS GEOLOGICAS DE LOS MATERIALES QUE CONFORMAN EL SUBSUELO, SON DE BAJA FRECUENCIA Y DECAEN RAPIDAMENTE A DISTANCIA, SON LAS DE INTERES EN EXPLORACION.

#### 4.4 UNIDADES

SE ADOPTÓ EL SISTEMA C.G.S.. EL CAMPO DE INTENSIDAD MAGNÉTICO H SE EXPRESA EN GAMMAS (G), EN TANTO QUE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (K) EN EMUS, 1 GAMMA = 1 NANO TESLA.

#### 4.5 TECNICA DE CAMPO Y EQUIPO DE MEDICION

EL TAMAÑO DEL AREA A PROSPECTAR Y EL OBJETIVO GUIAN A ESCOGER UNA REJILLA DENSA U HOLGADA, EFECTUANDO TRES MEDIDAS Y PROMEDIANDO PARA OBTENER EL VALOR DEL CAMPO TOTAL EN CADA ESTACIÓN. UNA ESTACIÓN BASE TIENE POR OBJETO MONITOREAR LAS VARIACIONES DEL CAMPO MAGNÉTICO PARA EFECTUAR LAS CORRECCIONES PERTINENTES.

LOS APARATOS DE MEDICION CON MÁS DEMANDA SON LOS MAGNETOMETROS NUCLEARES; EN ELLOS. LOS PROTONES DE ALGÚN HIDROCARBURO SON SOMETIDOS A UN INTENSO CAMPO CON OBJETO DE POLARIZARLOS, AL SUPRIMIR EL CAMPO SE MIDE LA FRECUENCIA DEL MOVIMIENTO DE PRECESIÓN DE LOS PROTONES QUE DEPENDEN DIRECTAMENTE DE LA INTENSIDAD DEL CAMPO TERRESTRE EN EL PUNTO.

#### 4.6 MODOS DE INTERPRETACION

LA INTERPRETACIÓN PUEDE SER CUALITATIVA Y CUANTITATIVA. LA MODELACIÓN ES AMBIGUA Y NO REPRESENTA UNA SOLUCIÓN ÚNICA.

MEDIANTE LA INTERPRETACIÓN CUALITATIVA SE PUEDE OBTENER INFORMACIÓN EN FUNCION DE UN MAPA DE CAMPO TOTAL ACERCA DE GELOGIA DEL SUBSUELO, ALINEAMIENTOS ESTRUCTURALES, FALLAS DE TRANSCURRENCIA, CUERPOS INTRUSIVOS, ETC.

EN LA INTERPRETACIÓN CUANTITATIVA SE PUEDE OBTENER CON APROXIMACIÓN LAS CARACTERÍSTICAS DE LA FUENTE, MAGNETIZACION, GEOMETRIA, PROFUNDIDAD Y LOCALIZACIÓN.

DE LA FIGURA 4.3 SE PUEDE OBTENER LA PROFUNDIDAD (Z) DE LA FUENTE MAGNÉTICA.

ESFERA	$Z=2x$
CILINDRO VERTICAL	$Z=1.3x$
CILINDRO HORIZONTAL	$Z=x$
DIQUE ANGOSTO	$Z=x$

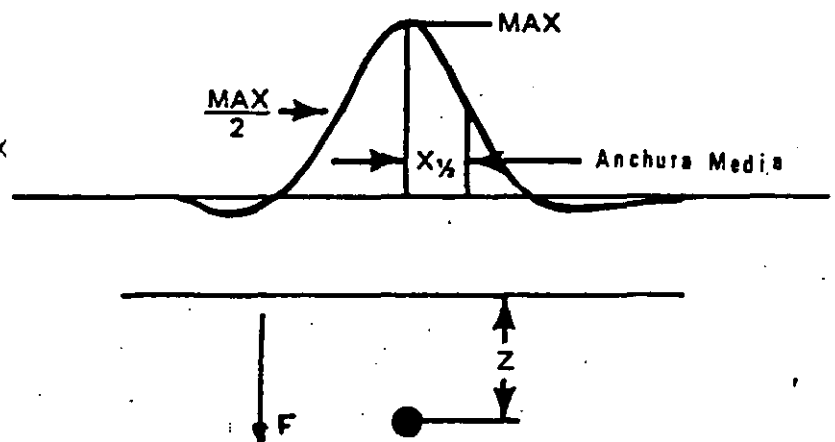


FIGURA 4.3 MÉTODO GRAFICO PARA EVALUAR Z

SEGÚN PETERS, MEDIANTE EL ANÁLISIS DE PENDIENTES LA PROFUNDIDAD DE LA FUENTE QUEDA DADA COMO SE OBSERVA EN LA ELOCUENTE FIGURA 4.3 .

## 5. PROSPECCION GRAVIMETRICA

EL OBJETIVO DE LA PROSPECCION GRAVIMETRICA ES DEFINIR LAS ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS DEL SUBSUELO POR MEDIO DE LOS DISTURBIOS QUE ESTAS PROVOCAN EN EL CAMPO GRAVIMETRICO NATURAL TERRESTRE.

TODOS LOS CUERPOS EN EL UNIVERSO SE ATRAEN CON UNA FUERZA DIRECTAMENTE PROPORCIONAL AL PRODUCTO DE SUS MASA E INVERSAMENTE PROPORCIONAL AL CUADRADO DE LA DISTANCIA QUE LOS SEPARA; LA FORMULACION ANTERIOR HECHA POR NEWTON FUNDAMENTA EL CONCEPTO DE POTENCIAL, MATEMATICAMENTE SE TIENE:  $F=G(M_1M_2/R^2)$ , SIENDO G LA CONSTANTE DE GRAVITACION UNIVERSAL,  $M_1, M_2$  MASAS A VELOCIDADES MUCHO MENORES QUE LA LUZ Y R LA DISTANCIA ENTRE ELLAS. EL CAMPO DE ATRACCION ES EQUIVALENTE A UNA ACELERACION. LA FORMULACION DA COMO RESULTADO:  $G=G(M/R^2)$ .

LA UNIDAD DE MEDIDA ES EL GAL. PERO POR LAS MAGNITUDES SON TAN PEQUEÑAS QUE SE UTILIZA EL MILIGAL EQUIVALENTE A  $10^{-3}$  GAL.

### 5.1 METODOLOGIA DEL LEVANTAMIENTO Y GRAVIMETROS

EL INSTRUMENTO UTILIZADO PARA MEDIR EN DIFERENTES LOCACIONES EL CAMPO GRAVIFICO SE LE DENOMINA GRAVIMETRO, SIENDO UN DINAMOMETRO MUY SENSIBLE, CONSTITUIDO DE UNA MASA SUSPENDIDA DE UN RESORTE QUE SE ELONGA AL COMPENSAR EL PESO DE LA MASA POR ATRACCION MUTUA DE LOS GRAVITRONES DE LAS ROCAS DISTRIBUIDAS EN SUPERFICIE Y LA MASA DEL PÉNDULO. EL GRAVIMETRO MAS EXACTO DE LA INDUSTRIA ES FABRICADO POR LACOSTE & ROMBERG.

LAS MEDICIONES DE CAMPO DE GRAVEDAD DURANTE UN PROYECTO SON SIMILARES A LAS DEL LEVANTAMIENTO MAGNETOMETRICO. CON EL FIN DE QUE LAS OBSERVACIONES GRAVIMÉTRICAS REFLEJEN LOS CAMBIOS DEBIDOS A ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS SUBTERRÁNEAS, ES NECESARIO REDUCIRLAS A UN PLANO REFERENCIAL, EFECTUANDO LAS CORRECCIONES POR LATITUD, ALTITUD Y RUGOSIDAD.

### 5.2 CORRECCIONES USUALES A LAS MEDICIONES GRAVIMÉTRICAS

5.2.1 CORRECCION POR ALTITUD. LA FUERZA DE ATRACCION GRAVITACIONAL VARIA CON LA ALTURA, POR LO QUE ES NECESARIO REDUCIR LAS LECTURAS A UN MISMO PLANO DE REFERENCIA. SE HACE EN DOS PARTES: AIRE LIBRE, TOMANDO EN CUENTA QUE EL PUNTO DE OBSERVACION ESTA MAS ALEJADO DEL CENTRO DE LA TIERRA QUE EL PLANO DE REFERENCIA Y LA CORRECCION DE BOUGER, LA CUAL ELIMINA EL EFECTO DE LOSA DE TERRENO DE REFERENCIA. ANALITICAMENTE LA CORRECCION SE HACE COMO:

$$G_0 = G_H + H(.03086 - .0419D)$$

SIENDO  $G_0$  GRAVEDAD REDUCIDA AL NIVEL DE REFERENCIA,  $G_H$  GRAVEDAD OBSERVADA A LA ALTURA DE ELEVACION TOPOGRAFICA H EN LA ESTACION DE MEDIDA Y D LA DENSIDAD MEDIA DEL TERRENO ARRIBA DEL PLANO.

5.2.2 CORRECCION TOPOGRAFICA. ELEVACIONES CERCANAS A LA ESTACION DE MEDIDA, EJERCEN UNA FUERZA DE ATRACCION GRAVITACIONAL QUE CONTRARRESTA EN PARTE, A LA ATRACCION DIRIGIDA HACIA EL INTERIOR DE LA TIERRA. LAS CORRECCIONES TOPOGRAFICAS POR ELEVACIONES O DEPRESIONES SE HACEN CON LAS PLANTILLAS DE HAMMER.

5.2.4 CORRECCION POR LATITUD. LA ACELERACION G VARIA CON LA LATITUD; EL ACHATAMIENTO DE LA TIERRA PROVOCA UN VALOR MAYOR DE G EN LOS POLOS QUE EN EL ECUADOR. TENIENDOSE 983 Y 978 GALES RESPECTIVAMENTE. SE HA MEDIDO 0.1 MILIGAL POR CADA 123 METROS EN DIRECCION NORTE-SUR. LA EXPRESION ANALITICA ES:

$$GL = 978.0318 (1 + .0053024 \text{sen} \phi - .0000058 \text{sen} 2\phi)$$

SIENDO GL GRAVEDAD CORREGIDA POR LATITUD Y  $\phi$  LATITUD EN GRADOS, MINUTOS Y SEGUNDOS.

### 5.3 MAPA DE BOUGER

DESPUES DE LA CORRECCIONES PERTINENTES SE OBTIENE EL VALOR DE GRAVEDAD DE BOUGER PARA CADA ESTACION DADO COMO:  $GB = GO + GA - GL + GT$  DONDE GB ES LA GRAVEDAD DE BOUGER, GO GRAVEDAD OBSERVADA, GA GRAVEDAD CORREGIDA POR ALTITUD, GL GRAVEDAD CORREGIDA POR LATITUD Y GT GRAVEDAD CORREGIDA POR RUGOSIDAD DEL TERRENO.

LA CONFIGURACION DEL MAPA DE BOUGER ES MUY IMPORTANTE PARA CUALQUIER ESTIMACION QUE SE DESEE HACER, PUES EN ELLA SE ENCUENTRAN IMPLICITOS LOS EFECTOS DE CUERPOS SOMEROS Y PROFUNDOS; AL SEPARAR CADA UNO DE ELLOS POR MEDIOS MANUALES O DE COMPUTO SE CONSIGUEN LAS CONFIGURACIONES DE LAS ANOMALIAS REGIONAL (PROVOCADAS POR ESTRUCTURAS GEOLOGICAS PROFUNDAS) Y RESIDUAL (DEBIDO A CUERPOS SOMEROS), MATEMATICAMENTE FORMULADO COMO:  $AB = AR + ARE$  DONDE: AB ANOMALIA DE BOUGER, AR ANOMALIA REGIONAL Y ARE ANOMALIA RESIDUAL.

### 5.4 INTERPRETACION

EL INTERES FUNDAMENTAL DE LA PROSPECCION GRAVIMETRICA APLICADO EN GEOHIDROLOGIA ES EL DELIMITAR Y DEFINIR CUENCAS, ASI COMO MANIFESTAR TODOS AQUELLOS EVENTOS GEOLOGICOS IMPORTANTES; YA SEA FALLAS, GRABENS, HORST, ETC..... LA TOPOGRAFIA DEL BASAMENTO SE PLASMA GENERALMENTE EN EL MAPA DE BOUGER, LOGRANDO CONOCER "A PRIORI" LOS SITIOS PARA ESTABLECER UN CAMPO DE POZOS.

UNA EXPRESION SENCILLA AMPLIAMENTE APLICADA PARA DETERMINAR LA PROFUNDIDAD AL BASAMENTO O ESPESOR DE ES LA DE LA LOSA; ESTABLECE QUE:  $G = 2\pi G D H$  SIENDO: N EL NUMERO 3.14159..., G LA CONSTANTE DE GRAVITACION UNIVERSAL, D EL CONTRASTE Y H EL ESPESOR DE LA LOSA. PARA OBTENERLO BASTA DEPEJAR H Y SE PODRA CONFORMAR UN MAPA TENTATIVO DE ESPESOR DE RELLENOS O PROFUNDIDAD A LA ROCA DENSA.

## 6. PROSPECCION SISMOLOGICA

EL METODO MAS EFICAZ PARA PROPORCIONAR INFORMACION DEL SUBSUELO E INTERIOR DE LA TIERRA ES EL SISMICO. CONOCIENDO LA VELOCIDAD DE PROPAGACION DE LAS ONDAS ELASTICAS EN EL SUBSUELO SE PUEDEN ESTABLECER LA PRESENCIA DE CUERPOS DE ALTA VELOCIDAD, GRADIENTES DE VELOCIDAD, PROFUNDIDAD AL TECHO DE LOS CUERPOS DE ALTA VELOCIDAD, TIPOS DE ESTRUCTURAS, MAPAS ESTRUCTURALES, RELACION ENTRE DIFERENTES TIPOS DE TRENES ESTRUCTURALES, VELOCIDAD EN SEDIMENTOS, ESTRATIGRAFIA,

UNCONFORMIDADES, HIATUS, AMBIENTES DE DÉPÓSITO Y DIRECCIÓN DE FUENTES DE SEDIMENTOS, ETC.....

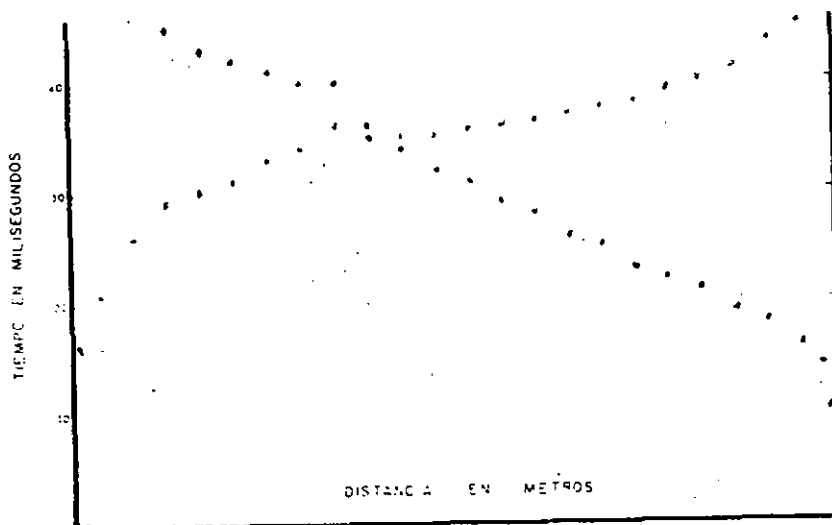
EN EL SUBSUELO LAS ONDAS ELÁSTICAS SE PROPAGAN DE ACUERDO A LAS CONDICIONES FÍSICAS DEL MEDIO. LAS ONDAS DE COMPRESIÓN VIAJAN A RAZÓN DE 300 A 7000 M/S. LOS FACTORES QUE AFECTAN LA VELOCIDAD SON: ACIDEZ DE LA ROCA, CONSOLIDACIÓN, COMPACTACIÓN, HUMEDAD, FRACTURAMIENTO, POROSIDAD, EDAD Y PROFUNDIDAD.

BISON INSTRUMENTES PERMITIÓ REPRODUCIR SUS NOMOGRAMAS PARA INTERPRETAR VELOCIDAD, ESPESOR EN REFRACCIÓN Y REFLEXIÓN DE LAS GRÁFICAS DE TIEMPO-DISTANCIA T-D Y SISMOGRAMAS.

LA SISMOLOGÍA ES SUMAMENTE IMPORTANTE PARA LOS ESTUDIOS DE CIMENTACIÓN EN INGENIERÍA CIVIL Y GEOHIDROLOGÍA.

## 6.1 METODOLOGÍA DE CAMPO

SEGÚN EL OBJETIVO, SE ESCOGE LA SEPARACIÓN ÓPTIMA DE GEÓFONOS Y LA DISTANCIA APROPIADA DE ESTOS A LA FUENTE. DIRECTAMENTE DEL SISMOGRAMA SE LEE EL TIEMPO DE ARRIBO DE LAS ONDAS DE COMPRESIÓN, FORMÁNDOSE LAS GRÁFICAS TIEMPO-DISTANCIA (T-D) FIGURA 6.1, EN EL QUE LAS ABCISAS



CORRESPONDE A LA DISTANCIA ENTRE GEÓFONOS Y FUENTE. LAS ORDENADAS CORRESPONDEN A LOS TIEMPOS DE TRÁNSITO.

EL INVERSO DE LA PENDIENTE DE CADA ALINEAMIENTO DE PUNTOS ES LA VELOCIDAD. DE LOS NOMOGRAMAS SE OBTIENEN LOS ESPESORES.

FIGURA 6.1 GRÁFICA T-D.

## 7. PROSPECCIÓN ELÉCTRICA

LOS PROCESOS ELÉCTROQUÍMICOS QUE REGULAN EL COMPORTAMIENTO DE LA CONDUCCIÓN ELÉCTRICA EN EL SUBSUELO QUEDAN ESQUEMATIZADOS EN LA FIGURA 7.1. LOS LIXIVIADOS PRODUCTO DE LA DEGRADACIÓN Y DEGENERACIÓN DE LOS DIFERENTES TIPOS DE DESECHOS SÓLIDOS GENERAN FORMAS DIFERENTES DE ALTERACIÓN EN LAS ROCAS HUÉSPED. DEPENDIENDO DE LA ESTRATIGRAFÍA Y SUS CONDICIONES TERMODINÁMICAS PRESENTARÁN FENOMENOLOGÍAS ELÉCTRICAS DISTINGUIBLES EN SUPERFICIE.

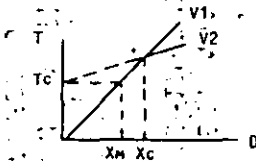


TECHNICAL MEMO NO. 101

SUBJECT: SEISMIC DEPTH DETERMINATION METHOD USED BY BUREAU OF PUBLIC ROADS



Mr. R. Woodward Moore, Bureau of Public Roads, uses a quick method of determining layer depth in which he extrapolates the plot above the break back to the time axis and then takes as his depth one-half of the distance value, as determined by this time intercept value on the time/distance graph. This is illustrated here:



$X_c$  is the usual intercept point;  $X_m$  is the Moore depth ( $D_m = X_m/2$ ); and  $T_c$  is the time axis intercept from the extrapolated second velocity slope.

The Moore depths arrived at using this quick method are somewhat less than the actual depth. However, as long as the layer velocities are different by at least a factor of three, this approach is of satisfactory accuracy and certainly the most expeditious means of determining depth.

Mathematical analysis shows this to be in error by  $\sqrt{1 - \frac{V_1^2}{V_2^2}}$ . That is,  $D_m = D_a \sqrt{1 - \frac{V_1^2}{V_2^2}}$ , where  $D_a$  is the actual layer depth.

This error is not serious at high velocity ratios, but becomes greater in error at low ratios. Table 1 gives the possible error using Mr. Moore's approach:

TABLE 1:	$V_1/V_2$	ERROR
	1/2	13%
	1/3	6%
	1/4	3%
	1/5	2%

12/75

5708 - W. 36TH STREET MINNEAPOLIS, MINNESOTA 55416. U.S.A.

TELEPHONE: 812/926-1844

CABLE: GEOPRO

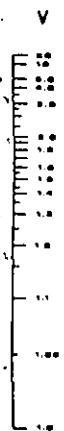
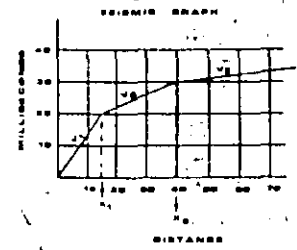
BISON INSTRUMENTS, INC.

NOMOGRAPH for Depth to first 2 Interfaces

for any system of units (Feet, Meters, etc.) as used in Seismic Graph.

$$D_1 = \frac{c_1}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

$$D_2 = .8D_1 + \frac{X_{c2}}{2} \sqrt{\frac{V_3 - V_2}{V_3 + V_2}}$$



INSTRUCTIONS  
FIRST LAYER DEPTH DETERMINATION

1. Obtain  $X_{c1}$  in feet from the Seismic Graph. This is  $X_c$  on the nomograph.
2. Divide  $V_2$  by  $V_1$ . This ratio is  $V$  on the nomograph.
3. Lay straightedge from  $X$  value to  $V$  value.
4. Read  $D_1$ . This equals depth of first layer.

SECOND LAYER DEPTH DETERMINATION

5. If second layer is present, read across from  $D_1$  to get the  $D_2$  equivalent.
6. Obtain  $X_{c2}$  from Seismic Graph. This is  $X_c$  on the nomograph.
7. Divide  $V_3$  by  $V_2$ . This ratio is  $V$  on the nomograph.
8. Lay straightedge from  $X_c$  to  $V$ .
9. Read  $D_1$ . Add to  $D_2$  equivalent from Step 5. This equals depth of second layer.



## 9. POTENCIAL NATURAL (SP) O POTENCIAL ESPONTANEO

EL -POTENCIAL ESPONTANEO - USA EL CAMPO ELÉCTRICO NATURAL DEBIDO A FENÓMENOS ELECTROQUÍMICOS QUE SUCEDEN EN EL SUBSUELO. LOS FENÓMENOS ELÉCTROQUÍMICOS PUEDEN ASOCIARSE A PROCESOS DE INTERCAMBIO DE CARGA QUE SE DAN CITA EN LAS REGIONES INTERFACIALES ENTRE SÓLIDOS Y LÍQUIDOS. LA FASE SÓLIDA CORRESPONDE A PARTICULAS MINERALES METÁLICAS O NO METÁLICAS Y LA LÍQUIDA A ELECTROLITOS. EN LA FIGURA-9.1 MUESTRA EL MECANISMO QUE REGULA EL POTENCIAL NATURAL, NOTANDO LAS ZONAS DE OXIDACIÓN Y REDUCCIÓN, EL CUERPO ANÓMALO SE COMPORTA COMO UNA PILA ELÉCTRICA, GENERANDO UNA CORRIENTE DE BAJA INTENSIDAD POR LA DONACIÓN Y ADSORCIÓN DE ELECTRONES EN EL MEDIO.

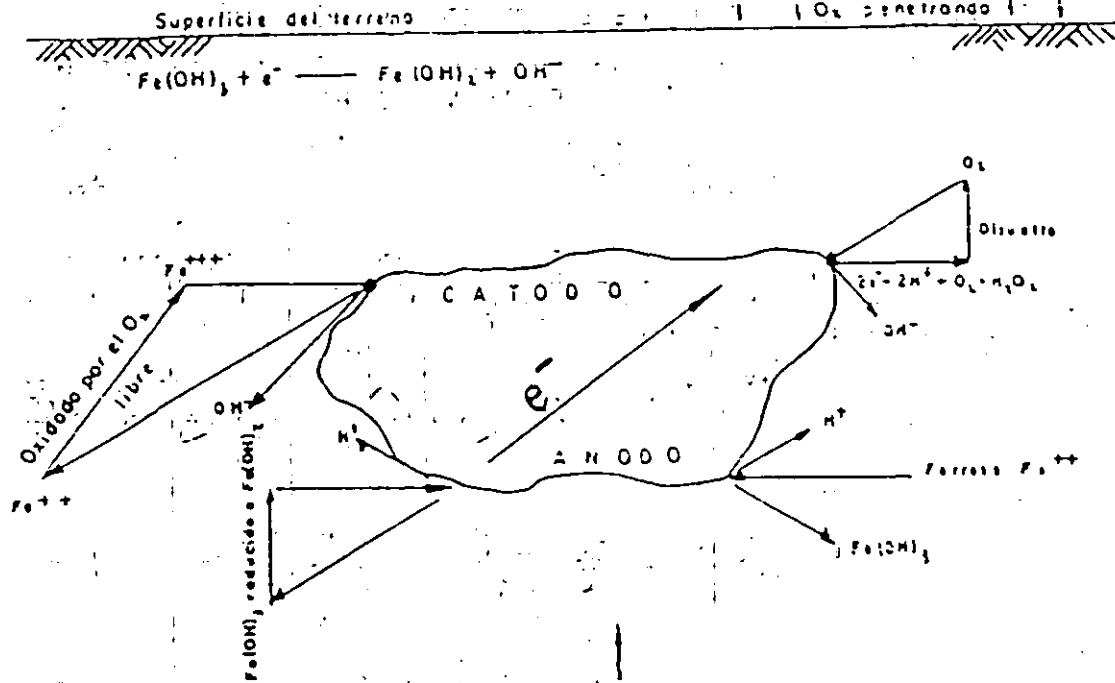


FIGURA 9.1 MECANISMO DEL POTENCIAL NATURAL SP, PROCESOS ELECTROQUÍMICOS ASOCIADOS TALES COMO POTENCIALES REDOX.

EXISTEN DOS FAMILIAS DE POTENCIAL NATURAL, EL DE FONDO Y EL DE MINERALIZACIÓN.

EL POTENCIAL DE FONDO ES INDICADOR DE AGUA EN EL SUBSUELO Y EL DE MINERALIZACIÓN SE PUEDE ASOCIAR CON LAS PLUMAS DE CONTAMINACIÓN. LOS MECANISMOS QUE ORIGINAN POTENCIALES DE FONDO SON:

- \* CONTACTO ENTRE ELECTROLITOS DE DIFERENTE DENSIDAD
- \* ACTIVIDAD BIOELÉCTRICA
- \* POTENCIALES DE DIFUSIÓN, CONTACTO DE FLUIDOS DIFERENTES EN LOS INTERSTICIOS DE LA ROCA
- \* ELECTROFILTRACIÓN, FILTRACIÓN DE AGUAS DE LLUVIA Y ASCENSO DE HUMEDAD POR CAPILARIDAD

- \* POTENCIALES VARIABLES CON EL TIEMPO Y TEMPERATURA
- \* POTENCIALES POR PERCOLACION DE SALMUERAS

EL POTENCIAL DE MINERALIZACION ES DE GRAN INTERÉS EN MINERÍA Y CONTAMINACION DE ACUIFEROS: SON DE GRAN MAGNITUD.

### 9.1 EQUIPO BASICO

EL EQUIPO NECESARIO PARA LOS LEVANTAMIENTOS DE POTENCIAL NATURAL CONSISTE DE UN POTENCIOMETRO DE ALTA IMPEDANCIA DE ENTRADA, CABLES, ELECTRODOS IMPOLARIZABLES Y SULFATO DE COBRE.

### 9.2 PROCEDIMIENTOS DE CAMPO

DOS METODOS SON CLASICOS. EL DE POTENCIALES Y GRADIENTES. EL DE POTENCIALES CONSISTE EN EVALUAR DIRECTAMENTE LA DIFERENCIA DE POTENCIAL EN ESTACIONES RESPECTO A UN PUNTO DE REFERENCIA. EL DE GRADIENTES MIDE LA DIFERENCIA DE POTENCIAL SUCESIVAMENTE ENTRE DOS ESTACAS CONTIGUAS DEL PERFIL. LA FIGURA 9.2 MUESTRA AMBAS TÉCNICAS DE LEVANTAMIENTO.

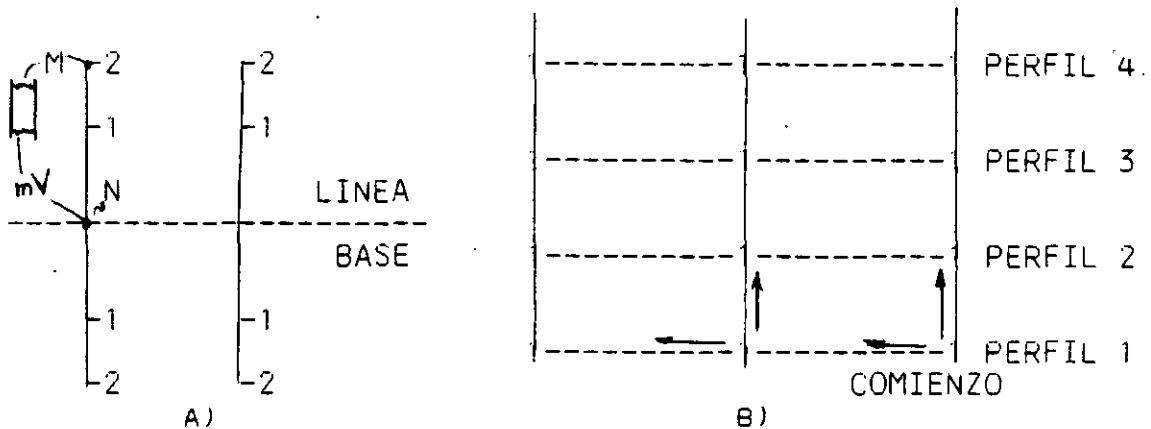


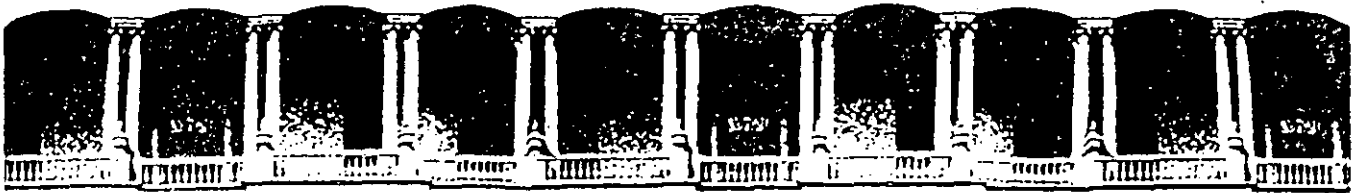
FIGURA 9.2 TÉCNICAS DE LEVANTAMIENTO EN POTENCIAL NATURAL (SP).

## 10. RESPUESTA ELECTRICA DEBIDO A EFECTOS DE ALTERACION

REGRESANDO A LA FIGURA 6.1 Y TENIENDO EN MENTE LAS FENOMENOLOGÍAS ELÉCTRICAS ESTUDIADAS SE PUEDE RESUMIR QUE LAS CONDICIONES DE OXIDACIÓN-REDUCCIÓN EN UNA PLUMA DE ALTERACIÓN PUEDE PROVOCAR EXCESO DE ELECTRONES QUE ROMPAN CON EL EQUILIBRIO DEL INTERCAMBIO CATIONICO. LA COMBINACIÓN DE LOS EFECTOS MENCIONADOS PUEDE PRODUCIR ANOMALÍAS CONDUCTIVAS O RESISTIVAS Y POLARIZACIONES ALTAS Ó BAJAS.

L. HUGHES (1983) Y A. A. MANILLA (1988) PROPONEN 7 EFECTOS DE ALTERACIÓN POR MIGRACION DE LIXIVIADOS. ENTRE LOS QUE DESTACAN: MINERALIZACIÓN, CEMENTACIÓN POR CALCITA Y SULFATACIÓN, ALTERACIÓN DE ARCILLAS, CLORITIZACIÓN, PERCOLACIÓN DE SALMUERAS, INCREMENTO EN LA ACTIVIDAD ELÉCTRICA (POTENCIALES REDOX) Y BIOELÉCTRICA POR LA EXISTENCIA DE ALGA VERDE Y AZUL.

## 11. CASOS HISTORICOS



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

*CURSOS ABIERTOS*

*IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION  
DE ACIUFEROS*

*17 DE AGOSTO AL 11 DE SEPTIEMBRE DE 1992*

*REDES DE FLUJO*

*ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES*

*PALACIO DE MINERIA*

## Capítulo 8.7

# Superficies piezométricas

### 7.1 INTRODUCCIÓN

La superficie piezométrica es el lugar geométrico de los puntos que señalan la altura piezométrica de cada una de las porciones de un acuífero referidas a una determinada profundidad. Se las representa mediante líneas de igual altura piezométrica, de forma similar a la representación de una superficie topográfica mediante curvas de nivel<sup>65</sup>. A estas curvas se las llama *isopiezas* o *hidroisohipsas*<sup>66</sup>; se trata pues de líneas proporcionales a las equipotenciales, y así se las designa también en ocasiones.

En principio se admite que las superficies equipotenciales del flujo del agua en un acuífero son superficies verticales de modo que el potencial es el mismo en cualquier punto de una misma vertical; en este caso la superficie piezométrica es única, al no depender de la profundidad que se considera.

En muchos casos normales de hidrología subterránea las superficies equipotenciales son planos verticales a efectos prácticos, en especial teniendo en cuenta que las dimensiones horizontales son mucho mayores que las verticales. Sin embargo, existen casos en que el potencial varía notablemente en una misma vertical tal como sucede en las cercanías de zonas de recarga, en acuíferos con gran pendiente, en las proximidades de captaciones de agua o ríos parcialmente penetrantes, etc.; en este caso las superficies equipotenciales son planos inclinados y entonces es posible dibujar una infinidad de superficies piezométricas según la profundidad que se considere (fig. 8.78).

La superficie freática es la que define el límite de

saturación de un acuífero libre<sup>67</sup>, y coincide con la superficie piezométrica correspondiente a los puntos situados en el límite de saturación. Se supone que la elevación capilar es muy pequeña (ver capítulo 8.8); de no ser así es preciso definir la superficie sobre la que la presión del agua es igual a la atmosférica; y es la que se observa en pozos y sondeos.

Las superficies piezométricas de los acuíferos cautivos son más elevadas que el techo de los mismos, excepto algunas veces en las proximidades de captaciones que producen un gran descenso del nivel del agua<sup>68</sup>.

Si se admite que el potencial hidráulico no varía con la profundidad, en acuíferos libres cualquier superficie piezométrica coincide con la superficie freática o superficie lugar geométrico de puntos a presión atmosférica. Sin embargo, si tal suposición no es admisible, se pueden definir superficies piezométricas con zonas más altas o más bajas que la superficie freática, e incluso con zonas cuya superficie piezométrica está por encima del nivel del terreno.

La superficie piezométrica en los acuíferos permeables por fisuración con grietas verticales notablemente espaciadas o en acuíferos muy heterogéneos con zonas extensas impermeables, es una superficie discontinua ya que sólo existe sobre dichas grietas; en general se dibuja continua y entonces debe tomarse como superficie virtual (fig. 8.79). Por debajo de la superficie freática virtual las cavidades del terreno están llenas de agua; sólo cabe esperar cavidades vacías cuando éstas tienen una relativamente fácil comunicación con el exterior y están así continuamente drenadas dando origen a un manantial; este manantial puede pasar inadvertido por ser muy pequeño y quedar enmascarado por el te-

<sup>65</sup> Equivale a las curvas resultantes de cortar la superficie piezométrica por un conjunto de planos horizontales igualmente espaciados.

<sup>66</sup> Curvas de igual altura de agua.

<sup>67</sup> «Water table» en la literatura anglosajona.

<sup>68</sup> Drenado local del acuífero.

de las líneas de corriente tal como se pudo apreciar en el esquema superior izquierdo de la figura 8.83. Con frecuencia, la convergencia está ligada a la descarga a un río o a una zona de bombeo o evapotranspiración mientras que la divergencia es una consecuencia de recarga localizada o distribuida. (Véanse las figuras 8.81, 8.83, 8.85 y 8.89). Si en un flujo divergente, el espaciado de las isopiezas es constante o disminuye es que existe una recarga distribuida y/o la transmisividad disminuye progresivamente; si el flujo es convergente y el espaciado de las isopiezas es constante o disminuye es que existe una descarga distribuida (zona pantanosa, evapotranspiración por freatofitas, área de bombeo, etc.) y/o la transmisividad aumenta progresivamente.

En una zona de fuertes extracciones no delatada por curvas cerradas, existe un espaciamiento brusco de las líneas isopiezas aguas abajo si la captación es una gale-

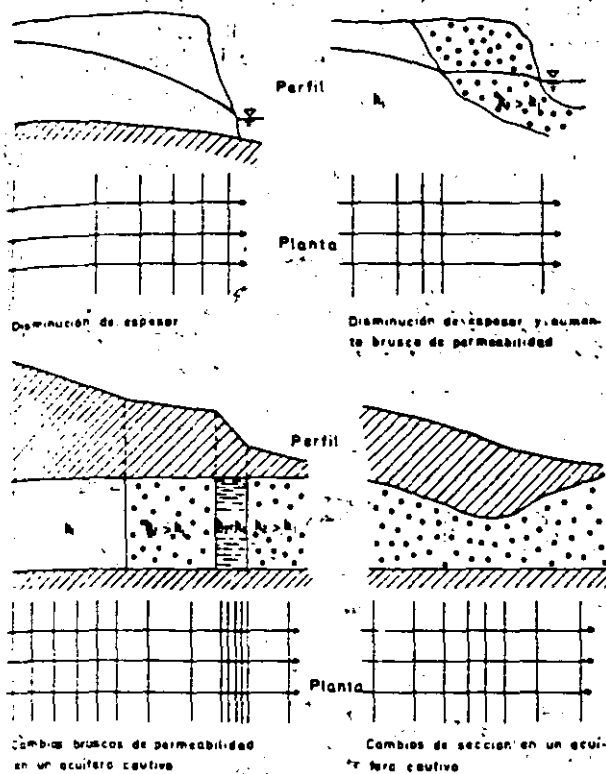


FIGURA 8.91

Efectos de cambios de espesor o de permeabilidad en la separación de las líneas isopiezas en un sistema de líneas de corriente paralelas.

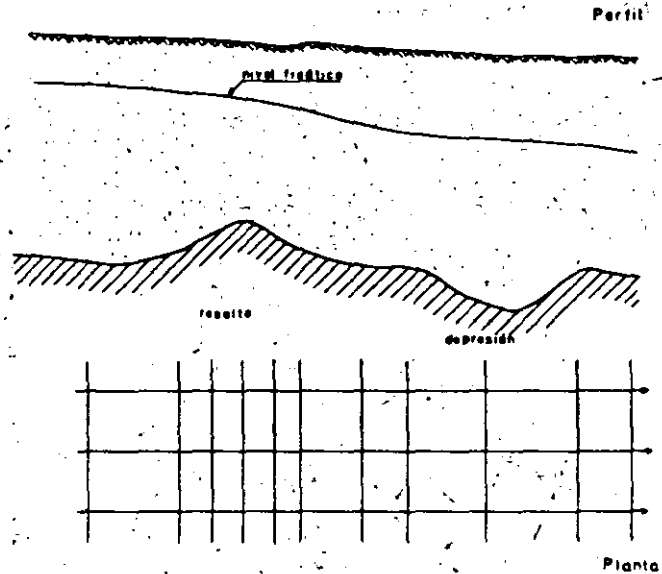


FIGURA 8.92

Efecto de un resalto y de una depresión en la base de un acuífero libre de espesor progresivamente decreciente.

ría o dren transversal; si se trata de un grupo de pozos puede observarse el espaciamiento de las líneas isopiezas aguas abajo que aparece en los esquemas de la figura 8.85.

En las proximidades de los ríos y masas de agua que cambian de nivel con rapidez se tienen efectos dinámicos ya expuestos en el capítulo anterior<sup>72</sup>; en los planos de isopiezas pueden aparecer como depresiones o crestas paralelas a las orillas en las proximidades de las mismas. Estas formas son rápidamente cambiantes y en general no aparecen igual en mapas correspondientes a diferentes épocas. Desde luego, la altura o profundidad de esas anomalías es menor que la semiamplitud de la oscilación del agua libre. Si los cambios son muy rápidos el mapa de isopiezas, cuyas mediciones pueden haber sido hechas a lo largo de dos o tres días, puede no reflejarlas y en su lugar aparecer malformaciones por no simultaneidad de las mediciones.

La existencia de la interfase agua dulce-agua salada en las regiones costeras reduce notablemente el espesor saturado útil al acercarse a la línea de costa<sup>73</sup>, por lo que el gradiente piezométrico aumenta rápidamente y pueden tener cotas de agua dulce en acuíferos libres de incluso algunos metros en la misma playa<sup>73</sup>.

<sup>72</sup> Esquema de la figura 8.57.

<sup>73</sup> Véase capítulo 13.1.

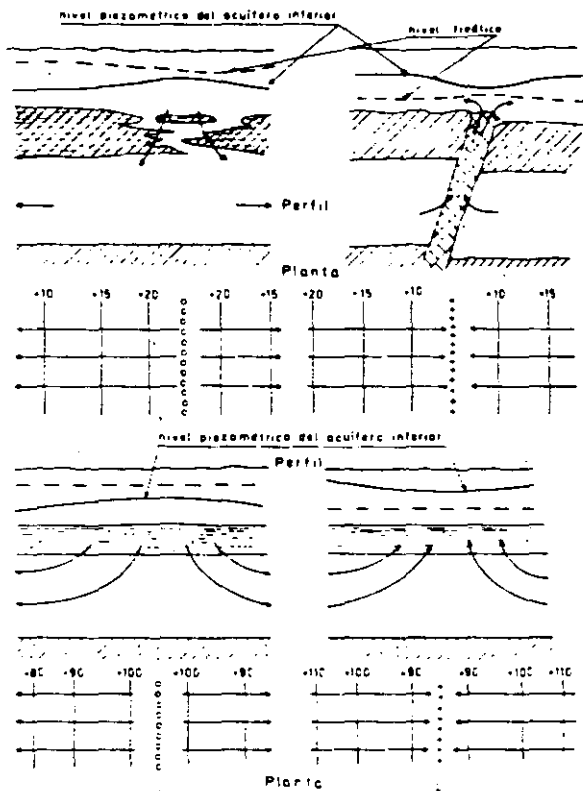


FIGURA 8.93  
 Explicación de ciertas divisorias o vaguadas de aguas subterráneas en las superficies piezométricas de algunos acuíferos cautivos y semiconfinados.

En los acuíferos cautivos o semiconfinados aparecen a veces divisorias o vaguadas de aguas que no corresponden a líneas de pozos de recarga o de bombeo. Estas zonas pueden ser interpretadas de dos formas: a) existe allí una discontinuidad en el confinamiento que permite una fácil entrada o salida de agua (zona fallada permeable, adelgazamiento del techo, etc.) b) es una línea de caudal cero de forma que sólo representa la línea sobre la cual el caudal circulante es cero porque a partir de ella el caudal infiltrado circula hacia un lado u otro o el caudal circulante se ha escapado al llegar a la misma (fig. 8.93). La interpretación basada en la existencia de una zona alargada de gran permeabilidad en el acuífero semiconfinado no es posible ya que ello exige que el agua circule a su largo con aumento progresivo del caudal, por lo que las líneas de corriente deben ser cada vez más oblicuas a la divisoria en vez

de ser casi normales (Margat 1967). La existencia de estas divisorias puede servir para diferenciar acuíferos cautivos de acuíferos semiconfinados.

La observación de superficies piezométricas puede señalar ciertas estructuras geológicas que supongan un cambio notable de permeabilidad. Tales pueden ser las fallas, zonas falladas y diques que actúen como una barrera poco permeable o como una zona de permeabilidad preferente, todo ello dependiendo de la permeabilidad de la roca encajante y de la dirección de flujo (fig. 8.94).

También se pueden localizar lentejones menos permeables o más permeables teniendo en cuenta que en éstos las isopiezas se concentran y en aquellos se separan (fig. 8.95). En formaciones sedimentarias extensas se pueden también a veces identificar ejes de flexión o proximidad a la superficie del zócalo (Castany, 1968, págs. 104-106).

En todas estas interpretaciones es esencial que la superficie piezométrica esté bien dibujada a partir de un número suficiente de datos, y que se tenga cierta base geológica para la interpretación.

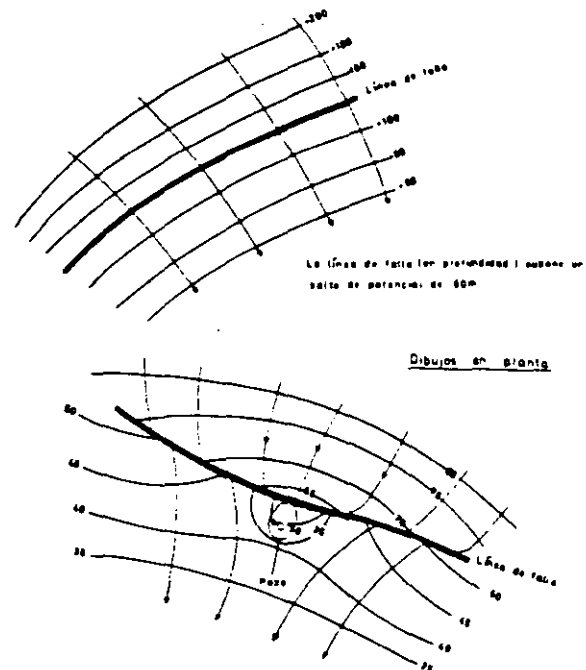


FIGURA 8.94  
 Esquemas del efecto de las fallas poco permeables.

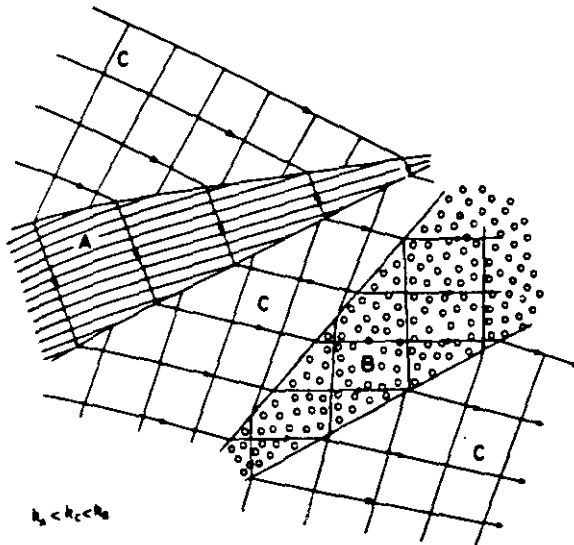


FIGURA 8.95  
Esquema de isopiezas de un conjunto con dos cuñas de diferente permeabilidad, una menos permeable (A) y otra más permeable (B).

### 7.6 EJEMPLOS DE SUPERFICIES PIEZOMÉTRICAS

En la figura 8.96 se representan algunos perfiles geológicos que muestran la estructura del delta del Valle Bajo del río Llobregat; en el valle, que acaba en Cornellá, existe un único acuífero que en el delta se divide en un acuífero superficial, en general libre, y un acuífero profundo, semiconfinado por una formación de limos, espesa en el centro y que desaparece en los bordes (MOP, 1966, Custodio, Bayó y Peláez, 1971). Las superficies piezométricas de estos dos acuíferos vienen representadas en las figuras 8.97 y 8.98 (MOP, 1971; Custodio y otros).

La superficie piezométrica del acuífero superior no corta en ningún momento a la superficie del terreno excepto junto al tramo final del río. En el valle existe un flujo aguas abajo con recarga local procedente de infiltración del río (está suspendido sobre el acuífero pues su fondo está parcialmente colmatado) y de los riegos. En la margen derecha del delta existe un domo de agua (originado en recarga local por riegos, infiltración de canales y pozos de vertido de aguas residuales) que se distribuye radialmente; una parte de esta agua

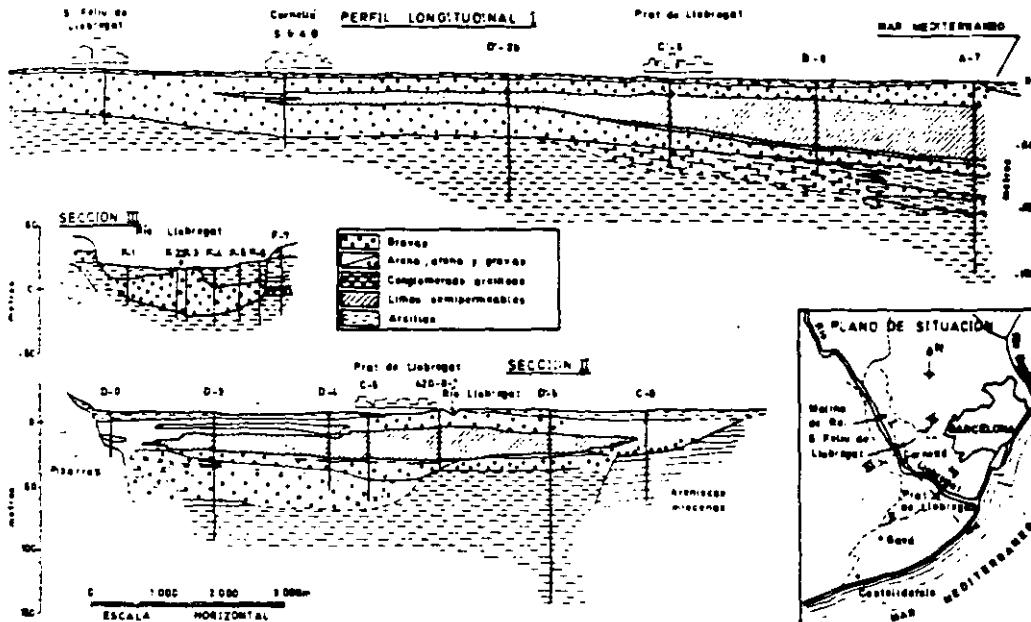


FIGURA 8.96  
Perfiles geológicos típicos del delta y Valle Bajo del Llobregat (Según Bayó y Custodio).



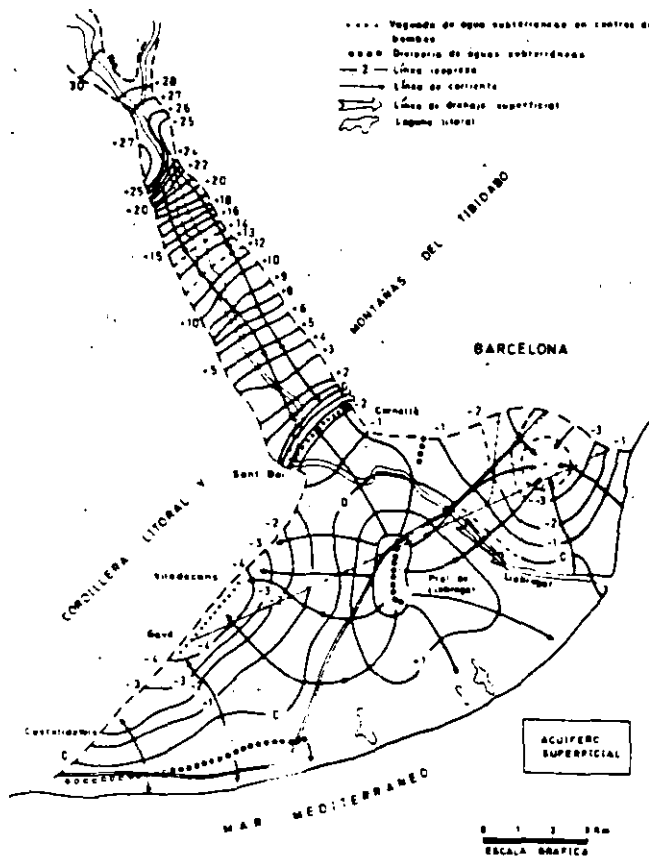


FIGURA 8.97 Superficie piezométrica del Valle Bajo y del acuífero superficial del delta, en el río Llobregat, en julio de 1970 (Custodio, Galofré e Iglesia).

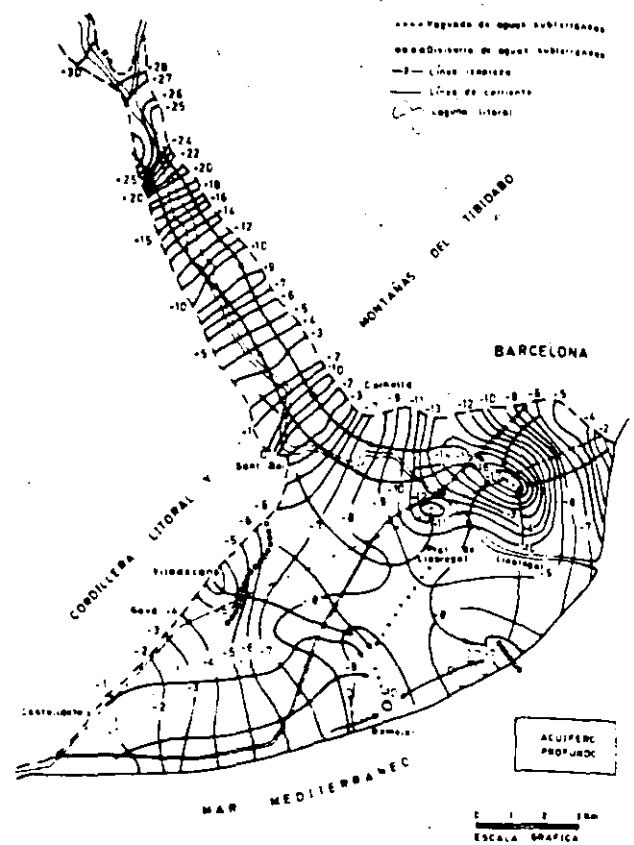


FIGURA 8.98 Superficie piezométrica del Valle Bajo y del acuífero profundo (semiconfinado) del delta, en el río Llobregat, en julio de 1970 (Custodio, Galofré e Iglesia).

va a parar al mar. otra parte es drenada por el río, otra parte fluye hacia los centros de bombeo en la zona de Gavá-Viladecans y una pequeña última parte se dirige hacia el estrecho de Cornellá, para allí recargar el acuífero profundo o ser captado en los pozos allí existentes. Los intensos bombeos a lo largo del borde de Gavá-Viladecans, produce una depresión alargada que además explica la formación de una divisoria de aguas próxima al mar en una zona en que la lluvia recarga un cordón de dunas litorales.

Las lagunas litorales ayudan a deprimir el nivel freático cerca de la costa. En la margen izquierda existe una notable depresión creada por infiltración al acuífero profundo (casi no existe intercalación limosa) que

se recarga a partir de vertidos locales del río (recarga inducida) y del mar (intrusión marina en inicio).

La superficie piezométrica del acuífero profundo difiere de la del acuífero superficial excepto aguas arriba de Cornellá donde coinciden pues se trata de un único acuífero. En el acuífero profundo existen muy intensos bombeos concentrados en la margen izquierda (Puerto Franco) Prat de Llobregat, Gavá-Viladecans y Laguna de Remolar como lugares más importantes. Esto produce una notable depresión general de niveles, mucho más marcada en la margen izquierda, donde la transmisividad es menor. El agua necesaria para mantener el flujo hacia los pozos procede de infiltración del acuífero superficial, la cual es tanto mayor cuanto

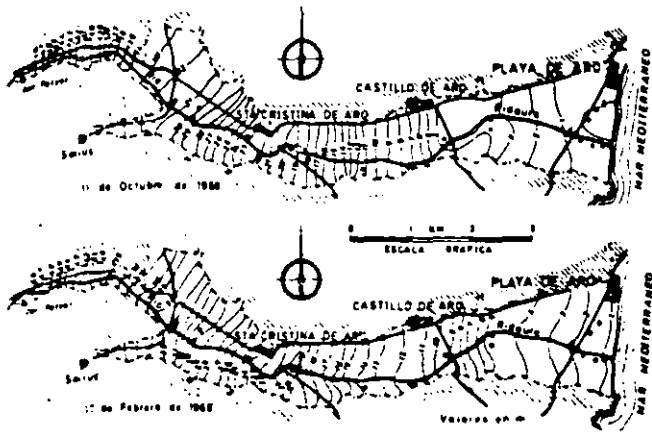


FIGURA 8.99  
Superficie piezométrica del acuífero aluvial del Valle del río Ridaura (Costa Brava, Gerona) en dos fechas diferentes. Los puntos indican los pozos de bombeo más importantes. (Según Doménech y Llamas, 1969).

mayor es la permeabilidad vertical de los limos, menor su espesor y mayor la diferencia de niveles piezométricos; también se toma agua directamente del acuífero del valle a través del estrecho de Cornellá y del mar a través del extremo E.

Alrededor de la cota +25 m el ancho del relleno aluvial es muy pequeño y además allí existe una pequeña presa en la que se hicieron inyecciones de cemento; por ello el flujo de agua de otras unidades de aguas arriba es muy pequeño.

En la figura 8.99 se muestran las curvas isopiezas en dos épocas diferentes de un acuífero aluvial sencillo, con la parte próxima al mar semiconfinada. En las isopiezas de octubre, final de la temporada de verano, se aprecia el efecto de las fuertes extracciones de las semanas anteriores.

La figura 8.100 es también un ejemplo de acuífero aluvial único y libre (cubeta de La Llagosta) a la que confluyen los valles con terrenos aluviales de varios afluentes del río principal. Se indican las principales áreas de bombeo y se aprecia como éstas disminuyen el flujo circulante aguas abajo, indicado por la mayor separación entre las isopiezas. Se puede ver también la disminución de la separación entre las isopiezas en los estrechamientos y el efecto de una galería transversal y de un paso de tubería en sifón con refuerzos (reduce el espesor útil de gravas) en el estrecho inferior (MOP, 1971, b).

En la figura 8.101 se muestran las isopiezas en un macizo calcáreo costero limitando con formaciones miocénicas (geología no señalada). Se aprecia el drenaje realizado por los barrancos y los pozos en ellos estable-

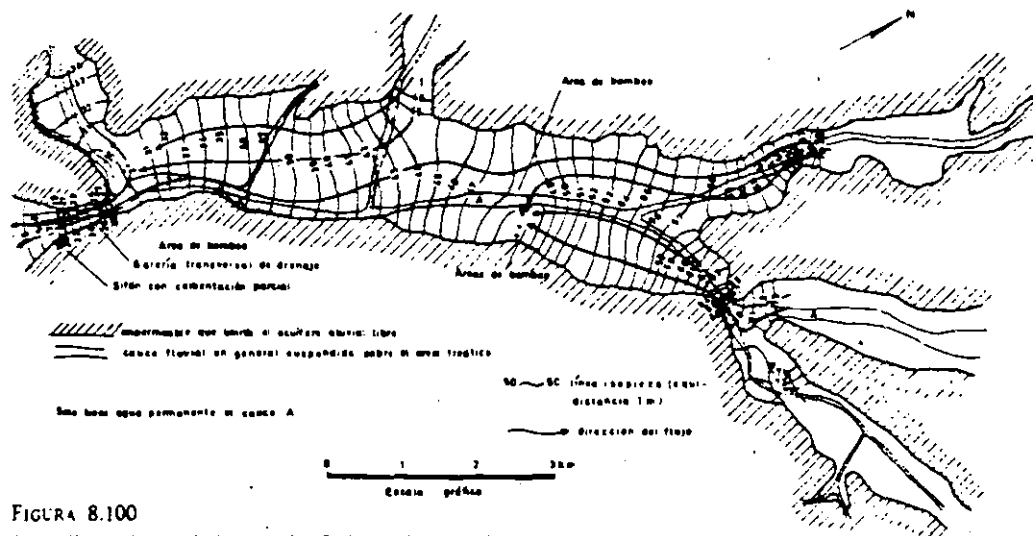


FIGURA 8.100  
Superficie piezométrica en la Cubeta de La Llagosta (río Besós, cerca de Barcelona) en el verano de 1970. La gran concentración de líneas de corriente en la zona próxima a la salida es debido a que allí el espesor de gravas es grande comparado con el resto del perfil.

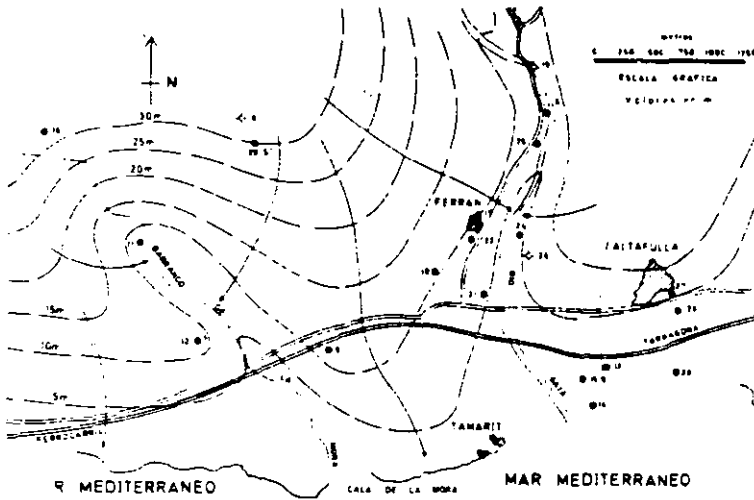


FIGURA 8.101  
Isopiezas tentativas en la parte costera del macizo calcáreo de Gaià (Tarragona) en 1970. (Según Torrents y Del Pozo, 1970).

cidos; el agua drenada no llega en general al río pues o se evapora antes o es absorbida por el relleno cuaternario.

7.7 ANÁLISIS CUANTITATIVO DE SUPERFICIES PIEZOMÉTRICAS

El análisis cuantitativo de superficies piezométricas se basa en la aplicación de la ley de Darcy cuando puede admitirse que ésta es válida y que el medio puede suponerse de permeabilidad isotropa.

El flujo que atraviesa la línea AB (fig. 8.102) vale  $q = k \cdot AB \cdot i$  siendo  $k$  la permeabilidad e  $i$  el gradiente piezométrico. Se supone que  $k$  e  $i$  no varían a lo largo de AB; si así fuese se divide el segmento en porciones y en cada uno de ellos se determina el caudal que la cruza; el caudal total es la suma de caudales parciales.

El gradiente piezométrico en zonas de variaciones suaves puede determinarse a partir de las isopiezas antecedente y siguiente. Si  $h_i$  es el potencial correspondiente a la isopieza sobre la que se quiere determinar el gradiente

$$i = \frac{h_{i-1} - h_{i-2}}{CD}$$

siendo CD la distancia (en las mismas unidades que  $h$ ) entre esas dos isopiezas. Puede determinarse con un poco más de precisión dibujando el perfil piezométrico a lo largo de una línea de corriente que corta en un punto central al segmento AB y trazando la tangente a la misma en el punto de nivel correspondiente a la isopieza considerada.

Debe tenerse en cuenta que lo expresado se refiere a flujo horizontal. Para el cálculo de  $i$  debe evitarse que entre  $h_{i-1}$  y  $h_{i-2}$  existan recargas o drenajes importantes.

Si en una superficie piezométrica estacionaria se consideran dos líneas contiguas perpendiculares a las líneas isopiezas, en ausencia de recarga y descarga son líneas de corriente y el flujo entre ellas es constante. Si hay recarga o descarga el flujo entre las mismas varía en esas cantidades pero no hay intercambio con los tubos enmarcados por las líneas contiguas. Sea la malla ABCD de superficie  $S_i$  (fig. 8.103). El balance en la misma establece que:

$$\text{entrada por AB} - \text{salida por CD} = \text{descarga en } S_i - \text{recarga en } S_i$$

o sea:

$$T_i \cdot AB \cdot i_i - T_{i-1} \cdot CD \cdot i_{i-1} = q \cdot S_i$$

en la que

$T_i$  = transmisividad media a lo largo de AB

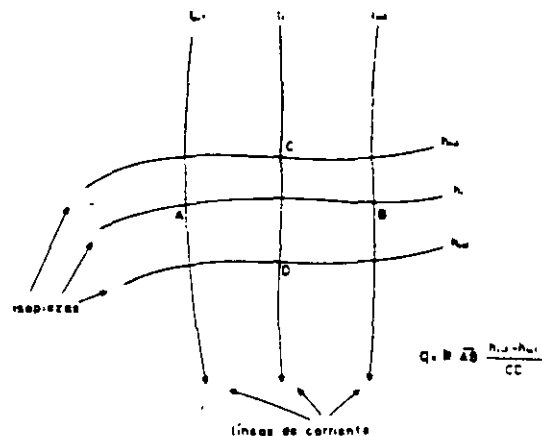


FIGURA 8.102  
Cálculo del flujo que atraviesa AB o que circula por el tubo  $l_{i-1} - l_{i-1}$  en ausencia de recarga.

$T_{i+1}$  = transmisividad media a lo largo de CD  
 $i_i$  = gradiente a lo largo de AB  
 $i_{i+1}$  = gradiente a lo largo de CD  
 $q$  = caudal neto saliente (salidas-entradas, negativo si es entrante) por unidad de superficie en la superficie ABCD.

Esta simple ecuación permite calcular cómo varía T en el acuífero conociendo el valor en un punto cuando no hay recarga ni descarga o se conoce en el acuífero el valor de las mismas en cada zona. Si se conoce T en cada punto del acuífero es posible calcular la recarga o la descarga neta a partir de una superficie piezométrica, siempre y cuando la variación de la misma en el tiempo sea lenta y pequeña.

En un acuífero de ancho constante l con  $q = 0$ , en dos puntos A y B debe cumplirse que

$$T_A i_A = T_B i_B$$

y si la transmisibilidad es constante, debe ser  $i_A = i_B$ .

Si el acuífero es de bordes divergentes en el sentido del flujo (fig. 8.104) debe cumplirse si  $q = 0$ :

$$l_A T_A \cdot i_A = l_B T_B \cdot i_B$$

o aproximadamente

$$l'_A \cdot T_A \cdot i_A = l'_B \cdot T_B \cdot i_B$$

$$\frac{T_A}{T_B} = \frac{l'_B}{l'_A} \cdot \frac{i_B}{i_A}$$

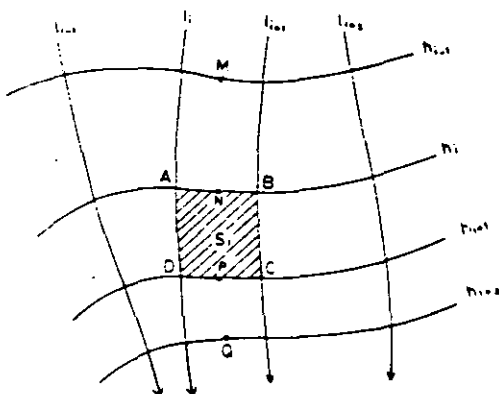


FIGURA 8.103  
 Esquema de aplicación del método del balance.  
 Las líneas h son isopiezas y las l, líneas de corriente.

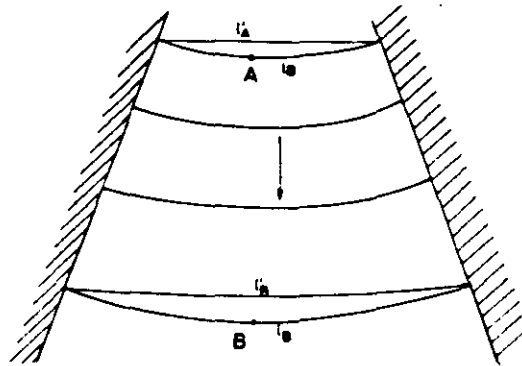


FIGURA 8.104  
 Esquema de un acuífero que diverge en el sentido del flujo.

Ejemplo 2

En la superficie piezométrica de la figura 8.105, que representa un acuífero recargado y drenado por un río y con un borde impermeable, se sabe que a lo largo de la curva isopieza + 40 m el espesor saturado es de 5.50 m y que a lo largo de la curva isopieza + 30 m el espesor saturado es de 11.5 m. Se sabe además que la permeabilidad a lo largo de la curva isopieza + 40, la permeabilidad media es de 200 m/día. Calcular la permeabilidad media a lo largo de la curva isopieza - 30, la transmisividad media a lo largo de la curva isopieza - 37 y el caudal medio recargado por el río en el tramo AB. Se supone que existe un aporte constante de agua de riego y lluvia de 100 mm/año.

Las líneas de flujo que parten de los puntos A y B sobre el río definen un tubo de flujo cuyo ancho es de:

- 850 m en la curva + 40
- 800 m en la curva + 37
- 320 m en la curva + 30

Las superficies son (planimetrando)

- 770 000 m<sup>2</sup> entre las curvas + 40 y + 30
- 264 000 m<sup>2</sup> entre las curvas + 40 y + 37

Los gradientes medios son:

$$i \approx \frac{2}{200} = 0,01 \quad \text{en la curva de } + 40$$

$$i \approx \frac{2}{250} \approx 0,008 \quad \text{en la curva de } + 37$$

$$i \approx \frac{2}{350} = 0,0057 \quad \text{en la curva de } + 30$$

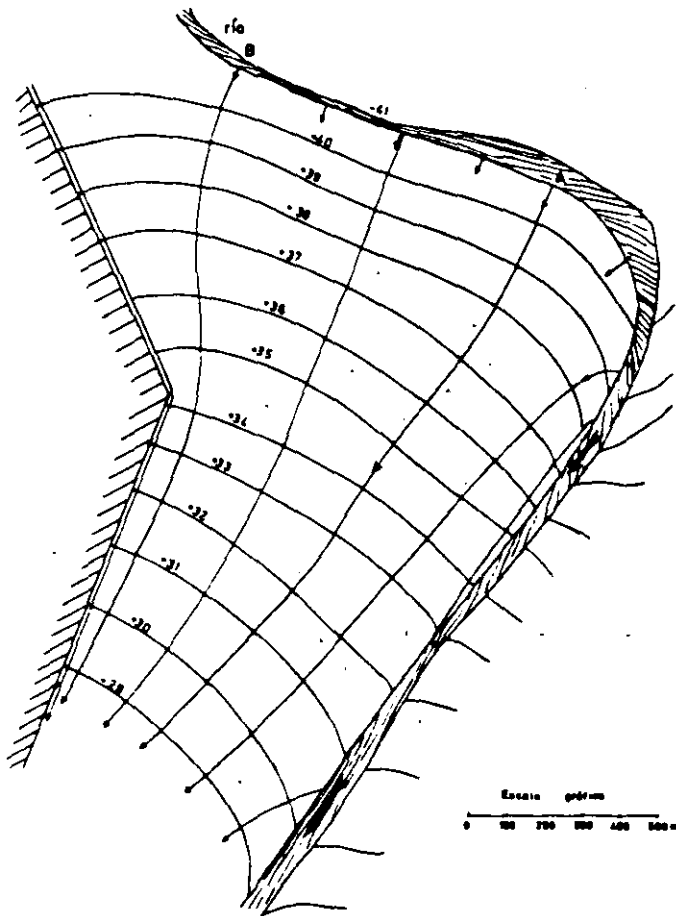


FIGURA 8.105  
Superficie piezométrica con un borde impermeable y un río. Corresponde al ejemplo 2.

Entre la curva de +40 y de +30 puede establecerse:  
 $850 \text{ m} \cdot 200 \text{ m/día} \cdot 5,5 \text{ m} \cdot 0,01 = 320 \text{ m} \cdot k \cdot 11,5 \text{ m} \cdot 0,0057 = -\frac{0,1}{365} \text{ m/día} \cdot 770 \text{ 000 m}^2$   
 $k = 456 \text{ m/día}$  sobre la curva de +30  
 Entre la curva de +40 y de +37 puede establecerse  
 $850 \text{ m} \cdot 200 \text{ m/día} \cdot 5,5 \text{ m} \cdot 0,01 = 800 \cdot T \cdot 0,008 = -\frac{0,1}{365} \text{ m/día} \cdot 264 \text{ 000 m}^2$   
 $T = 1472 \text{ m}^2/\text{día}$

El río aporta entre A y B el agua que atraviesa la curva de +40, ya que el aporte por infiltración de lluvia y riego es muy pequeño por la reducida superficie de recarga.

$$Q = 850 \text{ m} \cdot 200 \text{ m/día} \cdot 5,5 \cdot \text{m} \cdot 0,01 = 9350 \text{ m}^3/\text{día}$$

### 7.8 MÉTODO DEL BALANCE PARA EL CÁLCULO DE LA RECARGA Y DE LA POROSIDAD EFICAZ

Si en un acuífero se tienen variaciones de altura en la superficie piezométrica pero sin que la forma general de las isopiezas se altere notablemente, o lo que es lo mismo, que las líneas de corriente apenas modifican su posición, es posible entonces realizar un balance temporal. Sea la figura 8.106 que representa una porción de acuífero entre dos líneas de corriente cuya posición varía poco en el tiempo y entre dos líneas isopiezas cuya forma varía también poco en el tiempo aunque varíen sus valores. Si  $T$ ,  $i$  y  $l$  son respectivamente la transmisividad, gradiente y ancho entre dos líneas de flujo, indicando el subíndice e, entrada y el s, salida es:

$$\text{entrada} - \text{salida} + \text{aportaciones} = \text{incremento de almacenamiento}$$

Efectuando el balance entre el tiempo  $t_1$  y el tiempo  $t_2$  y llamado  $W$  a la recarga por unidad de superficie en

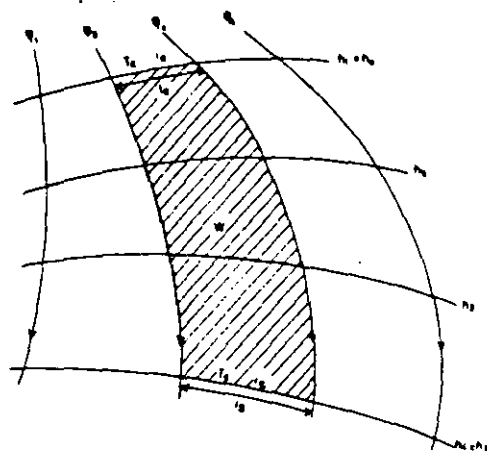


FIGURA 8.106  
Esquema para establecer el balance temporal en una superficie piezométrica de altura variable pero de forma constante.

altura de agua por unidad de tiempo, B el bombeo en volumen por unidad de tiempo y S el coeficiente de almacenamiento:

$$(i_c \cdot T_c \cdot i_c - i_s \cdot T_s \cdot i_s) (t_2 - t_1) + W \cdot A \cdot (t_2 - t_1) - \int_{t_1}^{t_2} B \cdot dt = A \cdot \Delta h \cdot S$$

siendo A el área del balance y Δh el incremento de altura piezométrica supuesta uniforme en toda la superficie.

En general las incógnitas son T<sub>c</sub>, T<sub>s</sub>, W y S que se pueden determinar si se plantean cuatro ecuaciones independientes. En general conviene manejar más ecuaciones para contrastar los errores que se cometen.

En ciertas circunstancias pueden obtenerse simplificaciones W = 0, si se trabaja en un período en que no hay recarga, pero deben tomarse precauciones en definir este período ya que el agua de lluvia o de riego puede tardar a veces algunas semanas o incluso meses en alcanzar el acuífero si éste es profundo.

S = 0 si se trata de un acuífero cautivo y entonces W = 0; si es W ≥ 0 es que el acuífero es semiconfinado. Si Δh = 0, no existe segundo miembro y es más fácil calcular W.

Si el límite superior es una divisoria de aguas subterráneas fija puede prescindirse del término de entrada subterránea.

Se tiene aún poca experiencia sobre este método como método manual de análisis de superficies piezométricas, pero en algunos casos los errores parecen aceptables (Llamas, 1967).

Llamas y Custodio han aplicado el método de forma independiente al estudio del acuífero del valle bajo del río Llobregat (Barcelona) y los resultados son aceptables y encajan aceptablemente con los obtenidos con un modelo matemático (MOP, Cuenca y Custodio, 1971; Custodio, Cuenca y Bayó, 1971), que no es más que un análisis similar programado con mayor número de datos y efectuado balance en varias áreas contiguas. Molist en MOP 1971, también ha obtenido resultados aceptables con el mismo método en la cubeta de La Llagosta, en el río Besós, próximo a Barcelona.

Ejemplo 3

En un acuífero aluvial se toman dos secciones separadas 1 km. En la sección de aguas arriba el ancho es de 150 m y en la de aguas abajo es de 250 m.

Se han trazado superficies piezométricas el 15 de junio, el 15 de julio y el 15 de septiembre encontrándose un descenso general de niveles freáticos de 0,5 m entre las dos primeras fechas y de 0,6 m entre las dos últimas. Los gradientes en el límite de agua arriba en esas fechas han sido 2‰, 2‰, 2,5‰, y en el límite de aguas abajo de 2,5‰, 2,5‰ y 3‰, respectivamente.

Se trata de una época seca, sin lluvias desde abril y con el río sin agua circulante. El bombeo es de 600 000 m<sup>3</sup>/mes y se usa para riego, estimándose que el 20 % del caudal vuelve al acuífero en el primer período y el 15 % en el segundo. Varios ensayos de bombeo realizados hacen presuponer que la transmisibilidad es de 1000 m<sup>2</sup>/día en el límite de aguas arriba y de 800 m<sup>2</sup>/día en el límite de agua abajo, cuando el espesor saturado es de 20 m. El 15 de junio este espesor saturado era de 22 m. Calcular la porosidad eficaz del acuífero (coeficiente de almacenamiento). La ecuación del balance para el primer período es:

$$\left\{ \left[ 150 \text{ m} \frac{1000 \text{ m}^2/\text{día}}{20 \text{ m}} \left( 22 - \frac{0,5}{2} \right) \text{ m} \cdot 0,002 \right] - \left[ 250 \text{ m} \frac{800 \text{ m}^2/\text{día}}{20 \text{ m}} \left( 22 - \frac{0,5}{2} \right) \text{ m} \cdot 0,0025 \right] \right\} \cdot 30 \text{ días} - \frac{600\,000 \cdot 0,8 \text{ m}^3/\text{mes}}{30 \text{ días}/\text{mes}} = - \frac{250 + 150}{2} \text{ m} \cdot 0,5 \cdot S$$

S = 0,162

La ecuación del balance para el segundo período es:

$$\left\{ \left[ 150 \text{ m} \frac{1000 \text{ m}^2/\text{día}}{20 \text{ m}} \left( 22 - \frac{0,6}{2} \right) \text{ m} \frac{2 + 2,5}{2 \cdot 1000} \right] - \left[ 250 \text{ m} \frac{800 \text{ m}^2/\text{día}}{20 \text{ m}} \left( 22 - \frac{0,6}{2} \right) \text{ m} \frac{2,5 + 3}{2 \cdot 1000} \right] \right\} \times 30 \text{ días} - \frac{600\,000 \cdot 0,85 \text{ m}^3/\text{mes}}{30 \text{ días}/\text{mes}} = 1000 \text{ m} \frac{250 + 150}{2} \text{ m} \cdot 0,6 \cdot S$$

S = 0,144

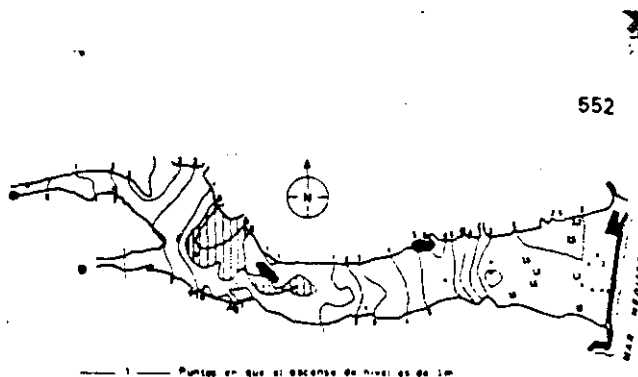
Los valores de S obtenidos en ambos períodos son relativamente similares y por lo tanto puede tomarse que S varía entre ellos. En el valor de S, lo que más influye en este caso son las extracciones.

**7.9 MAPAS DERIVADOS DE LAS SUPERFICIES PIEZOMÉTRICAS**

Comparando la superficie piezométrica (freática) con A se puede obtener B.

A	B
Superficie piezométrica (freática) en otra época	Mapa de variación de niveles; mapa de variación del volumen saturado en un acuífero libre
Superficie topográfica	Profundidad del nivel de agua o de la superficie freática si el acuífero es libre.
Mapa de la base del acuífero	Mapa de espesor saturado si el acuífero es libre

Los mapas de variación de nivel en acuíferos libres son especialmente interesantes para estudiar las variaciones totales del agua almacenada y puede poner de relieve ciertas particularidades del funcionamiento del acuífero. En la figura 8.107 se muestra el plano de variación de niveles correspondientes a las dos superficies piezométricas de la figura 8.99. puede apreciarse un ascenso general de niveles excepto en una pequeña área en la que se produce un descenso quizás debido a una intensificación del bombeo. Los ascensos mayores corresponden a una zona de notables bombeos veraniegos, que en invierno cesan; la variación de nivel supone sólo



**FIGURA 8.107**  
Plano de curvas de igual variación de nivel correspondiente a las superficies piezométricas de la figura 8.99. Las zonas rayadas son de descenso de nivel y las no rayadas son de ascenso de nivel.

un pequeño aumento de reserva puesto que en esa zona el acuífero estudiado es semiconfinado.

Los mapas de máxima variación de nivel tienen interés para el proyecto de pozos. Los planos de espesor saturado máximo pueden condicionar la ubicación de captaciones permanentes en un acuífero libre.

El trazado de estos mapas se facilita en gran manera si se tienen sobre papel transparente los dos planos base y se determinan las cotas diferencia en los puntos de intersección de las isopiezas entre sí o con las curvas de nivel. estos puntos sirven para trazar directamente las nuevas curvas (isolíneas) que deben pasar por ellos. En algunas zonas puede ser necesario determinar puntos adicionales por trazado de curvas intermedias.



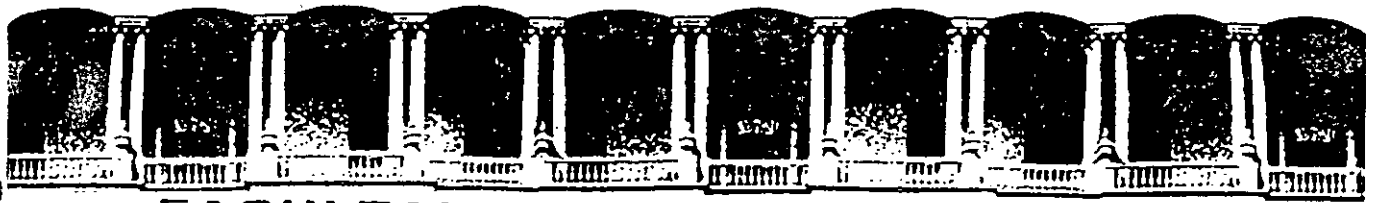
UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

#### REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- MacKay D.M. et Cheny J. (1989); Ground Water Contamination Pump and Treat rehabilitation, Environ. Sci. Technol Vol 23 No 6.
- Freeze R.A. et Cheny J. (1979); Ground water, prentice Hall, New Jersey U.S.A
- Canter L.W. et al (1988); Ground Water Quality Protection, Lewis Publishers Inc. US.A.
- Page W. (1987); Planning for groundwater protecting Academic Press U.S.A.
- Porrás M. et Thauvin J.P. (1978); Aguas Subterráneas, Cuadernos del CIFCA, Madrid España
- Dept. of Earth Sciences, Univ of Waterloo, Ontario Canada ( 1983); Contaminant Hydrology Short Course Notes.
- Roman P. (1980); Introducere in Fizica Poluarif Fluidelor, Edit. Stiintifica si Enciclopedica, Bucares. R.S.R.
- Armienta M.A. et al (1987); Manual para el Analisis Químicas de Aguas Naturales, en el Campo y en el laboratorio, Com. Tec. Serie Docencia y Divulgación, IGF. UNAM
- Martínez N.J. (1989); Modelación de Flujo y Contaminación, Parte 3, Parte 4, Com. Tec. Serie Docencia y Divulgación IGF - UNAM
- González M.T. (1988); Procesos e Indicadores Biológico de Contaminación Unidad Teórica IV, Posgrado en Geofísica, Doctorado en Aguas Subterráneas IGF UNAM.



Studies in Geophysics (1984), Groundwater Contamination, Natl.  
Academy Press, Washington D.C. U.S.A.



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

*CURSOS ABIERTOS*

*IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION  
DE ACUIFEROS*

*17 DE AGOSTO AL 11 DE SEPTIEMBRE DE 1992*

*EXPLORACION GEOFISICA APLICADA EN LA GEOHIDROLOGIA*

*PALACIO DE MINERIA*

Palacio de Minería Calle de Tacuba 5 Primer piso Deleg. Cuauhtémoc 06000 México, D.F. Tel.: 521-40-20 Apdo. Postal M-2285

## 2. METODOS ELECTRICOS.

### 2.1 RESISTENCIA Y RESISTIVIDAD.

La resistencia eléctrica  $R$  está definida por la Ley de Ohm en la expresión:

$$R = V/I \quad \dots 1$$

siendo  $V$  la diferencia de potencial  $V_1 - V_2$  en los bornes del circuito.

$I$  la corriente que circula en el circuito.

En el circuito de la figura 2.1 se 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 2.2 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 resistencias eléctricas características ó resistividades características de acuerdo a su constitución, esto es que la resistividad está relacionada a la resistencia pero no es similar a ella; con objeto de entenderla se considera la muestra de un material cualquiera de forma geométrica definida según se aprecia en la figura 2.3.

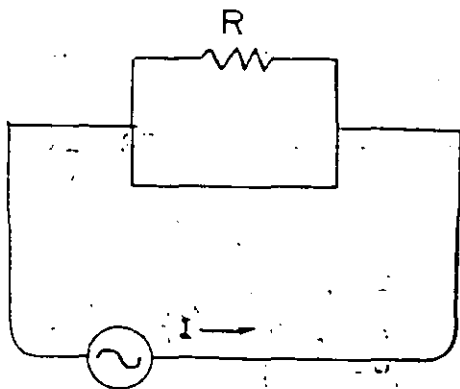


Fig. 2.1 Resistencia eléctrica

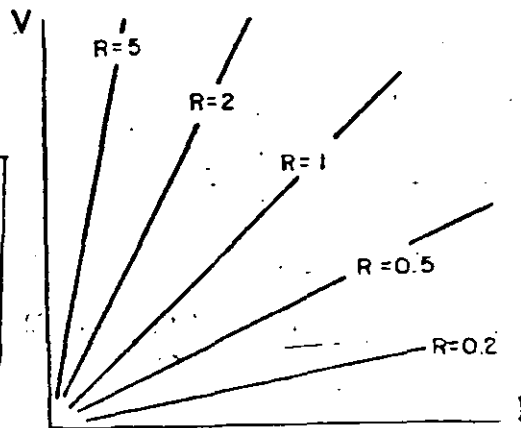


Fig. 2.2 Variación de  $R$  en función de  $V$  e  $I$

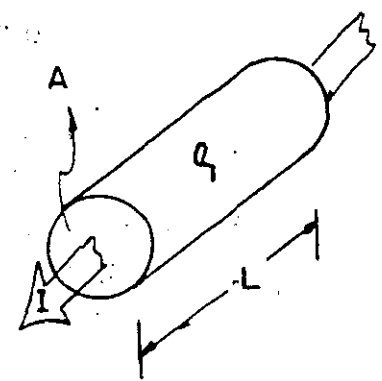


Fig. 2.3 Resistividad y Resistencia

Si se aplica una diferencia de potencial  $\Delta V$ , causará un flujo de corriente, cuya resistencia eléctrica es proporcional a la longitud de la muestra, inversamente proporcional a la sección transversal y depende fundamentalmente de su resistividad característica  $\rho$  que dando finalmente expresado como:

$$R = \rho L/A \quad \dots 2$$

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

## 2.2 RESISTIVIDADES DE ALGUNAS FORMACIONES GEOLOGICAS.

La Tabla 2.1 muestra los márgenes usuales de variación de las aguas y otros tipos de material que conforman el subsuelo.

-----  
 Tabla 2.1 Rangos usuales de variación de diferentes tipos de agua y rocas según Telford, et al, 1975.  
 -----

TIPO DE AGUA	RESISTIVIDAD (ohms-metro)
METEORICA DE PRECIPITACION	30 - 1000
SUPERFICIAL EN DISTRITOS DE ROCAS IGNEAS	30 - 500
SUPERFICIAL EN DISTRITOS DE ROCAS SEDIMENTARIAS	10 - 100
SUBTERRANEA EN DISTRITOS DE ROCAS IGNEAS	30 - 150
SUBTERRANEA EN DISTRITOS DE ROCAS SEDIMENTARIAS	>1
MAR	=0.2
POTABLE ( 0.25% MAXIMO DE STD)	>1.8
IRRIGACION Y ALMACENAJE (0.7 MAXIMO DE STD)	>0.7

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

### 2.3 ECUACIONES BASICAS.

Considerando una fuente puntual A situada en un plano que divide un perfecto aislador de extensión semi-infinita, isotrópico, homogéneo de resistividad  $\rho$ , según la figura 2.4 y recordando las ecuaciones 1 y 2 se tiene que el potencial V en un punto de observación M, queda expresado como:

$$V(M) = \rho I / 2\pi r \quad \dots 3$$

Suponiendo ahora que existen dos fuentes denominadas A, B y considerando los potenciales respecto a dos puntos conocidos como M, N según se muestra en el cuadrípolo de la figura 2.5; el potencial queda expresado como:

$$V(M, N) = \rho I [1/2\pi] [1/AM - 1/AN - 1/BM + 1/BN] \quad \dots 4$$

los términos entre paréntesis definen el factor geométrico y dependen del arreglo electródico empleado.

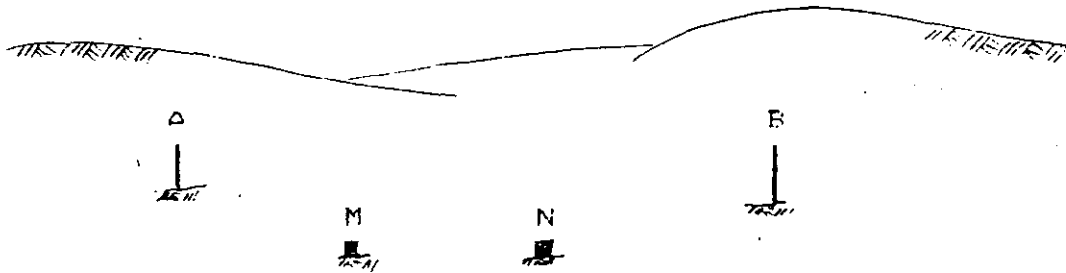


Fig. 2.5 Cuadrípolo característico para medida de resistividad de la tierra.

La figura 2.6 presenta la distribución del potencial V(M, N) en planta sección debidos a una fuente bipolar.

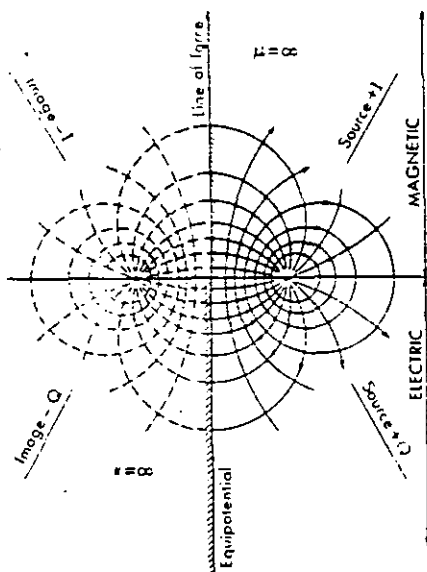


Fig. 2.6 Distribución del potencial y líneas de fuerza en planta sección debidos a una fuente bipolar.

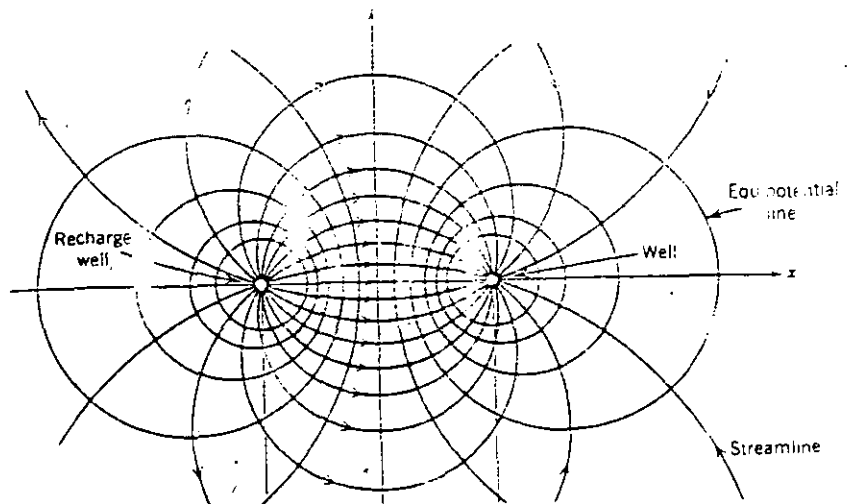


Figure 7.5 (a) Well and recharge well. Streamlines and equipotential lines for system of well and recharge well.

Utilizando los límites en la expresión 3 para evaluar el comportamiento del potencial se tiene:

$$\begin{array}{l} \text{cuando } r \longrightarrow 0 \quad V \longrightarrow \infty \quad \text{y} \\ r \longrightarrow \infty \quad V \longrightarrow 0 \end{array}$$

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 será cero

En la técnica del (SONDEO ELECTRICO VERTICAL) el campo es función directa del valor de resistividad y función inversa de "r". Esto es para un medio estratificado la profundidad de exploración depende primordialmente del contraste de resistividades, espaciamiento eléctrico y sensibilidad del aparato receptor.

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

e

## 2.4 PRACTICA DEL METODO ELECTRICO.

Existen dos tipos básicos de procedimientos 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. Entonces, la profundidad de exploración se incrementa conforme se aumenta la distancia entre los electrodos. En resumen, durante un sondeo se conoce como varía la resistividad con la profundidad. Figura 2.6.a

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 conociendo la variación horizontal de la resistividad. Figura 2.6.b

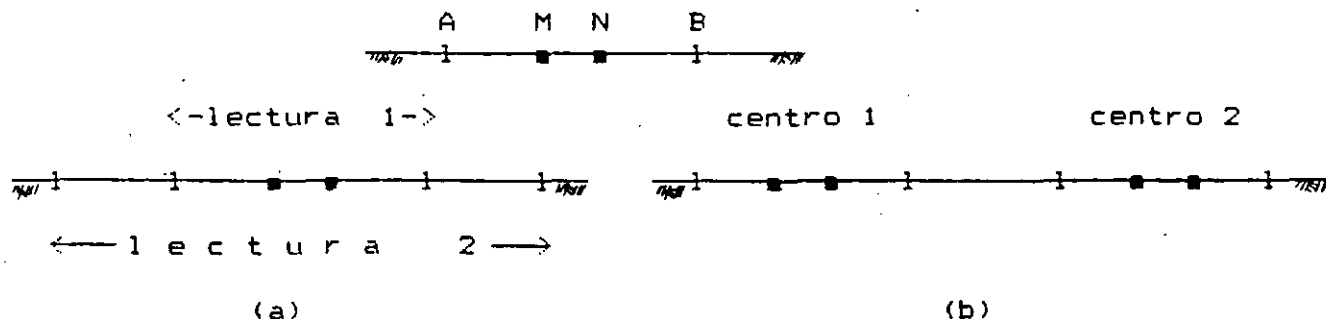


Fig. 2.6.a) Sondeo eléctrico, b) Calicata o perfilaje eléctrico.

## 2.5 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 se emplean 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 son M y N.

En el arreglo Schlumberger los electrodos M,N permanecen fijos mientras que los de corriente A,B se van moviendo paulatinamente incrementando la distancia AB y con esto la profundidad de exploración. El arreglo debe de cumplir la relación  $AB > 5MN$ .

La expresión para el cálculo de la resistividad aparente en el sondeo Schlumberger está dada por:

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \left( \pi a \left[ \left( \frac{L}{a} \right)^2 - .25 \right] \right)$$

siendo:  $\rho$  resistividad aparente (ohms-metro)  
 $\Delta V$  diferencia de potencial medido en M,N  
I corriente eléctrica a través de A,B  
L distancia media entre AB  
a distancia entre MN  
 $\pi$  constante = 3.14159.....

En el arreglo Wenner la distancia entre los electrodos debe ser igual, o sea que debe de cumplirse la relación  $AB/3$ , y corresponde a la profundidad teórica explorada. Al tener que cumplir la relación de  $AB/3$  se obliga a mover los electrodos de potencial al variar los de corriente. La expresión para el cálculo de la resistividad para el arreglo Wenner es:

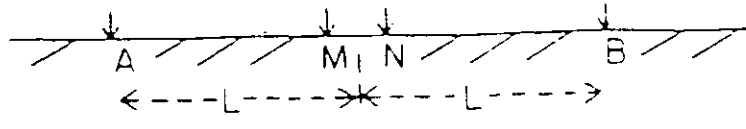
$$\rho = \frac{\Delta V}{I} 2\pi a$$

siendo  $\rho$  resistividad aparente (ohms-metro)  
a espaciamiento electrodico  $AB/3$

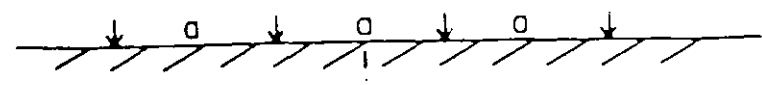
El arreglo Wenner ha caído en desuso en los últimos años debido que requiere del doble de personal para el trabajo de campo, es más lenta la adquisición de datos, susceptible a las variaciones laterales de resistividad, efectos de electrodo, el ruido telúrico altera las lecturas cuando la distancia MN se incrementa.

Las ventajas del arreglo Schlumberger es que es menos sensible a las perturbaciones en los electrodos de potencial debidas a las corrientes telúricas, anisotropía, efectos de electrodo etc. Es más rápido y requiere de un mínimo de personal. Los equipos de construcción actual son altamente sensibles por lo que miden confiablemente pequeñas magnitudes de voltaje sin alteración de la señal deseada.

Cuando se requiere conocer como varía una formación geológica horizontalmente se recurre al perfilaje siendo los arreglos de mayor de

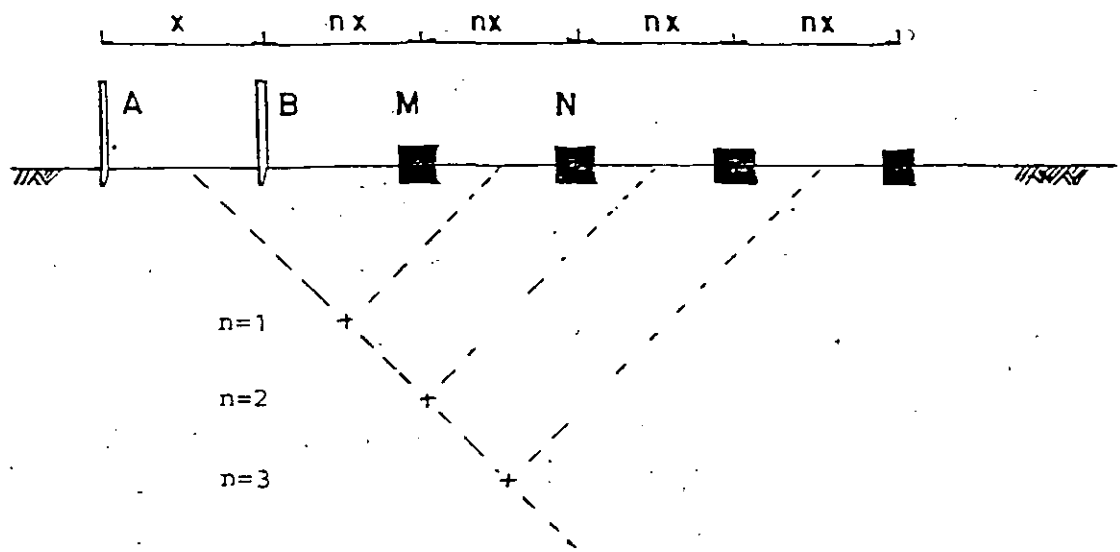


SCHLUMBERGER

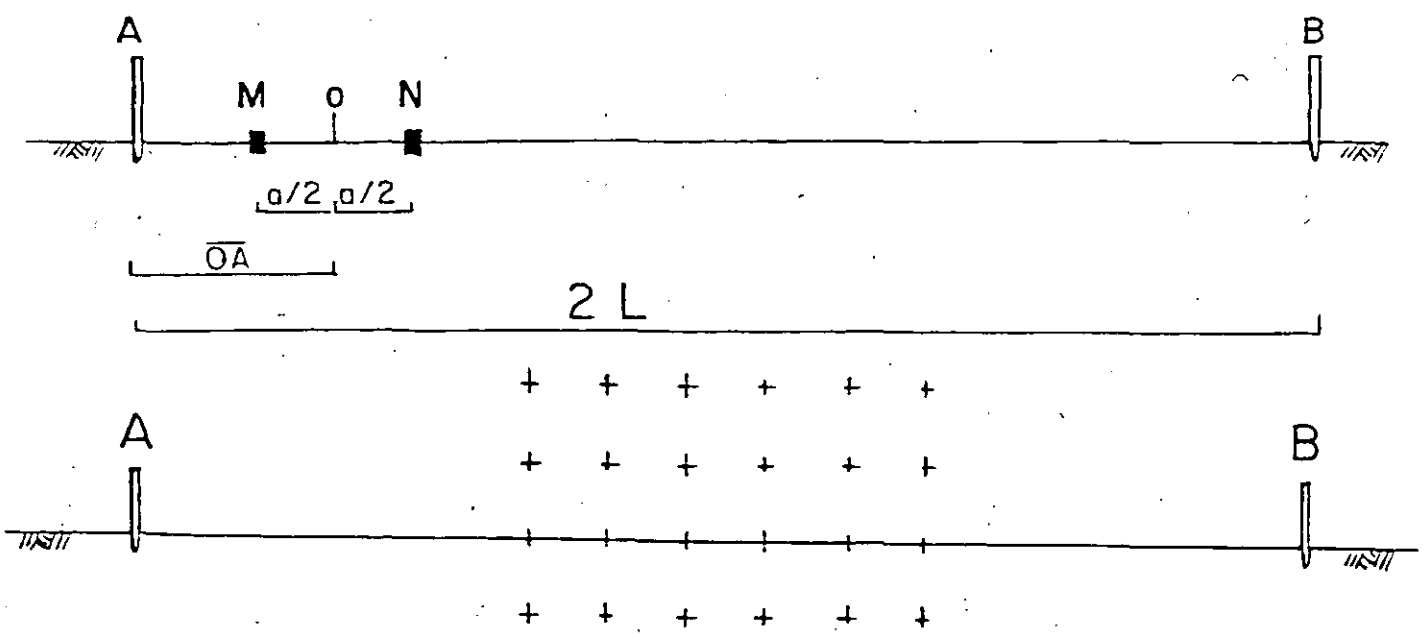


WENNER

M, N móviles



DIPOLO-DIPOLO



GRADIENTE O SCHLUMBERGER MODIFICADO

FIGURA 2.7 Arreglos electródicos.



manda el Dipolo- Dipolo y Gradiente o Schlumberger modificado.

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

$$\rho = \Delta V/I \{2n \times \{1/I \{1/n - 2/(n+1) + 1/(n+2)\}\}\}$$

siendo  $\rho$  resistividad aparente (ohms-metro)  
 $x$  espacio entre dipolos  
 $n$  múltiplos enteros de  $x$

El arreglo Gradiente o Schlumberger modificado tiene a los electrodos A,B con una distancia mucho mayor que el dipolo de potencial formado por M,N., se debe de conservar el radio de:

$$10 \frac{L}{a} < 50$$

Cuando el dipolo de recepción se mueve en el tercio media y sobre la línea de A,B se le denomina perfil, pero si se desplaza en líneas paralelas se utiliza el término del "Método del rectángulo" según G. Kunetz (1966). La resistividad aparente se evalúa de la expresión:

$$\rho = \Delta V/I \left\{ \frac{\pi}{a} \left\{ \frac{[L^2 - x^2]^2}{L^2 + x^2} \right\} \right\}$$

siendo  $\rho$  resistividad aparente (ohms-metro)  
 $x$  distancia OA, O corresponde a la distancia media MN  
 $L$  distancia media entre A,B  
 $a$  distancia entre M,N

La figura 2.7 presenta los diferentes arreglos electródicos empleados en el sondeo y perfilaje, así como los puntos de atribución para las medidas de resistividad.

## 2.6 REPRESENTACION DE DATOS Y TIPOS DE CURVAS DE RESISTIVIDAD.

Después del cálculo de la resistividad aparente, los datos son representados en formas gráficas, la más común se le denomina "curva de resistividad aparente", bilogarítmica. En la figura 2.8 se aprecia una curva de resistividad aparente en la que se observan los traslapes efectuados para diferentes aberturas de los electrodos M,N y el suavizamiento efectuado para su interpretación analítica después de H. M. Mooney (1980).

## 2.7 INTERPRETACION.

Los datos de resistividad aparente obtenidos de los sondeos eléctricos verticales (SEV), se interpretan para determinar la equivalencia geológica. Los métodos de interpretación se pueden dividir en el Cualitativo o Empírico y Cuantitativo.

1. INTERPRETACION CUALITATIVA O EMPÍRICA. Tiene por objeto obtener una primera idea o aproximación de la distribución de las estructuras geológicas en el subsuelo, no se determinan valores absolutos sino relaciones o rangos. Las representaciones más comunes son: Mapas de curvas tipo, mapas de isorresistividades, perfiles de isorresistividad, etc.
2. INTERPRETACION CUANTITATIVA. Consiste en evaluar la profundidad, espesor y resistividad verdaderos de cada una de las capas interpretadas y que comprenden el corte geoelectrico. Se llega a esta fase comparando la curva de campo con los ábacos existentes editados por H. Mooney y E. Orellana (1966) y mediante la técnica del filtrado desarrollada principalmente por D. Gosh (1971) y O. Koefoed (1979).

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 2.9 se muestran los diferentes cortes geoelectricos. De acuerdo a los valores de resistividad de cada una de las capas se pueden clasificar en dos grandes grupos.

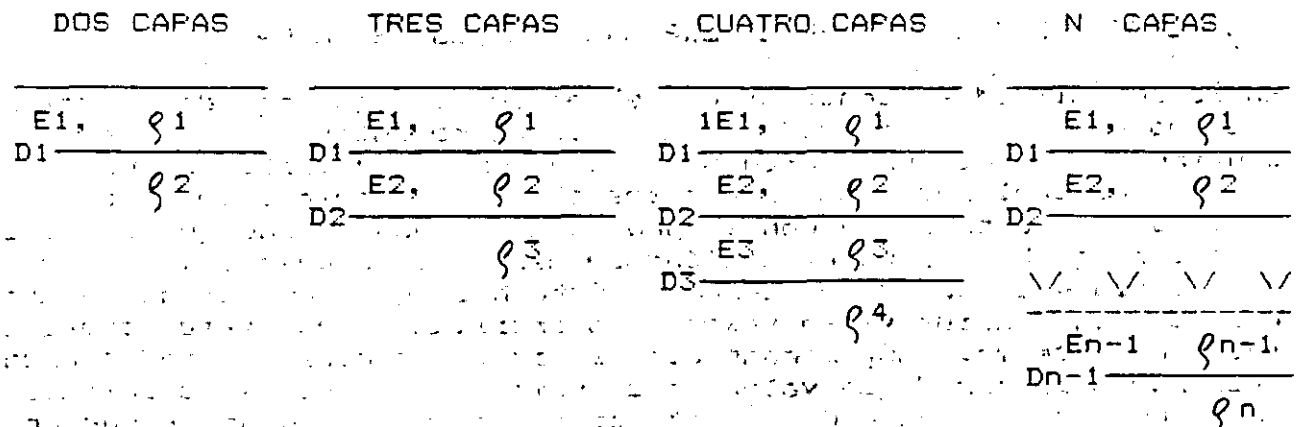


Fig 2.9 Diferentes tipos de cortes geoelectricos con dos, tres, cuatro y n capas.

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,	$\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$

## CHAPTER 33

### PROGRAM RESIST: A COMPUTER PROGRAM TO YIELD THEORETICAL APPARENT RESISTIVITY VALUES FROM A SPECIFIED LAYERED EARTH MODEL

The following program was developed and written by Philip A. Davis at the University of Minnesota. Further details may be obtained from his publication referenced below. Any published paper which makes use of this program should cite that publication as well as Handbook of Engineering Geophysics. The original concept for this method of computing apparent resistivities is due to Ghosh (1971).

The input to the program consists of the parameters for a layered earth model. These include the number of layers,  $E$ , the layer resistivities,  $R$ , and the layer thicknesses,  $H$ . The output from the program yields apparent resistivity versus electrode spacing, computed at six sample points per decade of electrode spacing and equally spaced along a logarithmic scale.

The number of values for electrode spacing should be taken large enough to fully define the apparent resistivity curve. Suppose we symbolize by  $D_1$  and  $D_{N-1}$  the depths to the shallowest and the deepest boundaries in the earth model. The curve should be adequately defined if we take minimum electrode spacing equal to approximately  $D_1/5$  and the maximum equal to approximately  $5D_{N-1}$ . Nothing is lost by taking extra points, however.

The program may be applied to a wide selection of field electrode arrangements. These include the Schlumberger, Wenner, and bipole-bipole axial arrays. The latter is a generalized configuration which can be interpreted as bipole-bipole, dipole-dipole, Wenner beta, and Wenner gamma.

Instructions for entering data will be found within the program printout. The program is written in Fortran.

An example is given below for a four layer earth model. The model parameters are tabulated in the output. The input card format is shown at the top, and the computed apparent resistivities at the bottom.

#### REFERENCES

- Davis, Philip A., 1979. Interpretation of Resistivity Sounding Data: Computer Programs for solutions to the Forward and Inverse Problems: Information Circular 17, Minnesota Geological Survey, 1633 Eustis St., St. Paul, MN 55108
- Ghosh, D., 1971. Inverse filter coefficients for the computation of apparent resistivity standard curves for horizontally layered earth: Geophysical Prospecting, v. 19, p. 769-775.

Copyright, 1980, by Harold M. Mooney

EXAMPLE

INPUT FORMAT

1  
1.,4,19  
10.,20.,30.,100.,20.,100.,20.

APPARENT RESISTIVITY VALUES

SCHLUMBERGER ARRAY

4 LAYER MODEL.

LAYER NO.	THICKNESS	RESISTIVITY
1	10.000	100.000
2	20.000	20.000
3	30.000	100.000
4		20.000

SPACING	RHO
1.00	99.984
1.47	99.952
2.15	99.950
3.16	99.536
4.64	98.596
6.81	95.952
10.00	89.347
14.68	76.029
21.54	57.004
31.62	40.655
46.42	34.881
68.13	37.274
100.00	40.121
146.78	38.845
215.44	33.442
316.23	27.127
464.16	22.957
681.29	21.143
1000.00	20.476

```

PROGRAM RESIST(INPUT,OUTPUT,DATA1,TAPE1=INPUT,TAPE2=OUTPUT)
INTEGER E
COMMON/Z1/E,M,N/Z2/DELX,SPAC
COMMON/ZA3/P(99)/ZA4/R(134)
DIMENSION FLTR1(29), FLTR2(34)
DIMENSION SN(30),R1(31)
DATA(FLTR1(I),I=1,29)/.00046256,-.0010907,.0017122,-.0020687,
1.0043048,-.0021236,.015995,.017065,.098105,.21918,.64722,1.1415,
2.47819,-3.515,2.7743,-1.201,.4544,-.19427,.097364,-.054099,.031729
3,-.019109,.011656,-.0071544,.0044042,-.002715,.0016749,-.0010335,
4.00040124/
DATA(FLTR2(I),I=1,34)/.000238935,.00011557,.00017034,.00024935,
1.00036665,.00053753,.0007896,.0011584,.0017008,.0024959,.003664,
2.0053773,.007893,.011583,.016998,.024934,.036558,.053507,.078121,
3.11319,.16192,.22363,.28821,.30276,.15523,-.32026,-.53557,.51787,
4-.196,.054394,-.015747,.0053941,-.0021446,.000665125/

```

```

C
C CARD #1 ARRAY CHOICE, INPUT-
C 1--FOR SCHLUMBERGER,
C 2--FOR WENNER,
C 3--FOR BIPOLE-BIPOLE.
C CARD #2 SPAC,E,M (FORMAT-FREE)
C SPAC = CLOSEST A OR S SPACING (REAL)
C E = NUMBER OF MODEL LAYERS (INTEGER)
C M = NUMBER OF FIELD READINGS (INTEGER), 6/DECADE
C CARD #2A ENTER ONLY FOR BIPOLE-BIPOLE ARRAY. INPUT-
C 1--IF N-VALUES ARE VARIED,
C 0--IF A-SPACINGS ARE VARIED.
C CARD #2B ENTER ONLY FOR BIPOLE-BIPOLE. IF VALUE ENTERED IN 2A WAS-
C 1--INPUT N-VALUES (TOTAL M) IN INCREASING ORDER (FORMAT-FREE)
C 0--INPUT ONE N-VALUE. (N.NE.1)
C CARD #3 ENTER LAYER PARAMETERS. (TOTAL 2E-1, FORMAT-FREE)
C ORDER-- H(1),H(2),...,H(E-1),R(1),R(2),...,R(E)
C * * * * *
C REPEAT FOR ADDITIONAL MODELS.

```

```

C
1000 READ(1,*)INDEX
IF(INDEX.EQ.0) STOP
READ(1,*)SPAC,E,M
IF(INDEX-2) 40,40,5
5 READ(1,*) IX
IF(IX.EQ.1) GO TO 20
J=1
GO TO 35
20 J=M
35 READ(1,*) (SN(I),I=1,J)
40 N=2*E-1

```

```

    SPAC=ALOG(SPAC)
    READ(1,*) (P(I),I=1,N)
    WRITE(2,42)
42  FORMAT(//* APPARENT RESISTIVITY VALUES*)
    IF(INDEX-2)43,45,47
43  WRITE(2,44)
44  FORMAT(/* SCHLUMBERGER ARRAY*//)
    GO TO 50
45  WRITE(2,46)
46  FORMAT(/* WENNER ARRAY*//)
    GO TO 50
47  WRITE(2,48)
48  FORMAT(/* BIPOLE-BIPOLE ARRAY*//)
50  DELX = ALOG(10.)/6.
    IF(INDEX-2) 70,80,300
70  Y=SPAC-19.*DELX-0.13069
    DO 75,I=1,M+28
        CALL TRANSFM(Y,I)
75  Y=Y+DELX
    CALL FILTER(FLTRI,29)
    GO TO 120
80  S=ALOG(2.)
    Y=SPAC-10.8792495*DELX
    DO 110, I=1,M+33
        CALL TRANSFM(Y,I)
        A=R(I)
        Y1=Y+S
        CALL TRANSFM(Y1,I)
        R(I)=2.*A-R(I)
110  Y=Y+DELX
    GO TO 119
300 M1=1
    IF(LX.NE.1) GO TO 111
    M1=M
    M=1
111 DO 117,I=1,M1
    Y=SPAC-10.8792495*DELX
    A=SN(I)
    A1=ABS(A-1.)
    S1=ALOG(A1)
    IF(A.LT.1.) Y=Y-ALOG(A)
    B=1.
    IF(A.LT.1.) B=A*A+A-1.
    S2=ALOG(A)
    S3=ALOG(A+1.)
    DO 116,J=1,M+33
        Y1=Y+S1
        CALL TRANSFM(Y1,J)
        AA=R(J)/A1
        Y1=Y+S2

```

```

        CALL TRANSFM(Y1,J)
        AA=AA-2.*R(J)/A
        Y1=Y+S3
        CALL TRANSFM(Y1,J)
        R(J)=(AA+R(J)/(A+1.))*A*(A+1.)*A1/(2.*B)
116     Y=Y+DELX
        IF(IX.NE.1) GO TO 117
        CALL FILTER(FLTR2,34)
        R1(I)=R(I)
117     CONTINUE
        IF(M.NE.1) GO TO 119
        M=M1
        GO TO 120
119     CALL FILTER(FLTR2,34)
120     WRITE(2,125) E
125     FORMAT(/I3* LAYER MODEL.*)
        WRITE(2,130)
130     FORMAT(/5X,*LAYER NO.*3X*THICKNESS*3X*RESISTIVITY*/)
        DO 140,I=1,E-1
            J=I
            WRITE(2,135) J,P(I),P(I+E-1)
135     FORMAT(9X,I2,5X,F8.3,7X,F8.3)
140     CONTINUE
        WRITE(2,145) E,P(N)
145     FORMAT(9X,I2,20X,F8.3)
        IF(INDEX-2) 205,205,150
150     IF(IX.NE.1) GO TO 190
        SP=EXP(SPAC)
        WRITE(2,160) SP
160     FORMAT(/* BIPOLE A-SPACING =*,F6.2)
        WRITE(2,170)
170     FORMAT(/10X*E*9X*RHO*/)
        DO 185,I=1,M
            WRITE(2,180) SN(I),R1(I)
180     FORMAT(7X,F7.2,3X,F9.3)
185     CONTINUE
        GO TO 240
190     WRITE(2,200) SN(1)
200     FORMAT(/* BIPOLE N-SPACING =*F6.2)
205     WRITE(2,210)
210     FORMAT(/7X*SPACING*7X*RHO*/)
        X=SPAC
        DO 230,I=1,M
            A=EXP(X)
            WRITE(2,220)A,R(I)
220     FORMAT(6X,F7.2,3X,F9.3)
230     X=X+DELX
240     GO TO 1000
        END

```

```

SUBROUTINE TRANSFM(Y,I)
INTEGER E
COMMON/Z1/E,M,N
COMMON/ZA3/P(99)/ZA4/R(134)
DIMENSION T(50)
U=1./EXP(Y)
T(1)=P(N)
DO 30,J=2,E
  A=EXP(-2.*U*P(E+1-J))
  B=(1.-A)/(1.+A)
  RS=P(N+1-J)
  TPR=RS*B
  T(J)=(TPR+T(J-1))/(1.+TPR*T(J-1)/(RS*RS))
30 CONTINUE
R(I)=T(E)
RETURN
END

```

```

SUBROUTINE FILTER(FLTR,K)
INTEGER E
COMMON/Z1/E,M,N
COMMON/ZA4/R(134)
DIMENSION RES(31),FLTR(K)
DO 20,I=1,M
  RE=0
  DO 10,J=1,K
    B=FLTR(J)*R(I+K-J)
10  RE=RE+B
20  RES(I)=RE
DO 30,I=1,M
30  R(I)=RES(I)
RETURN
END

```



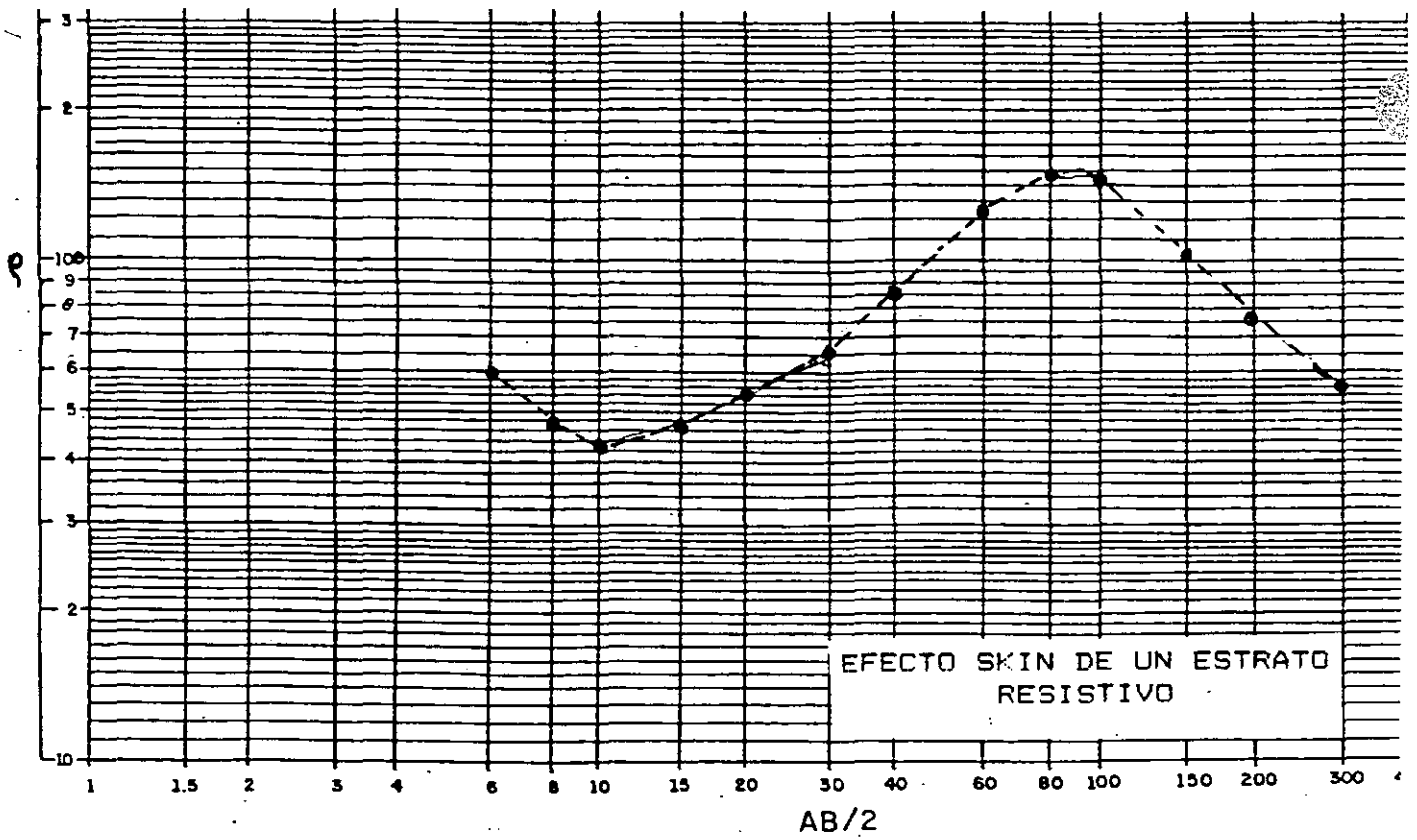
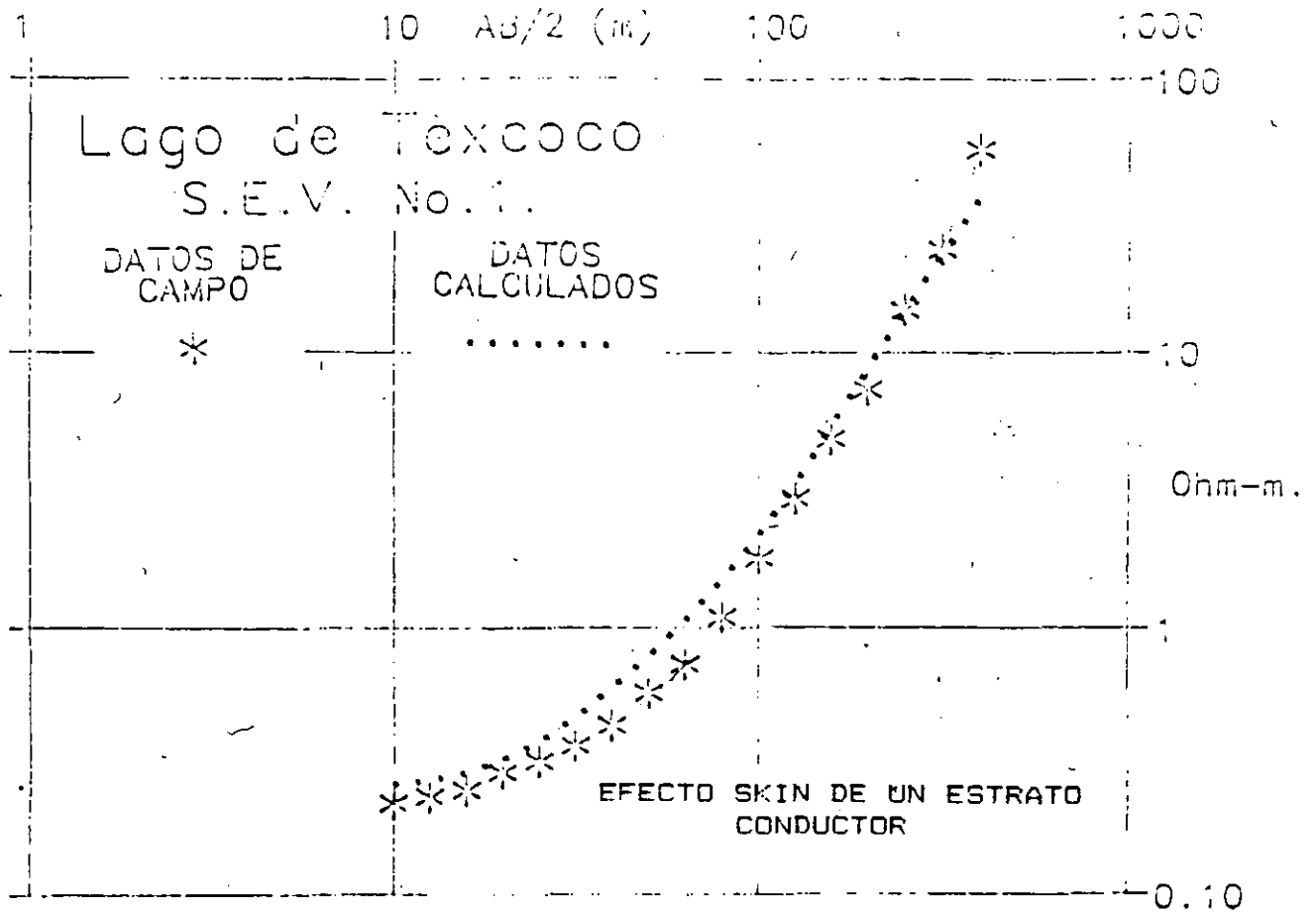
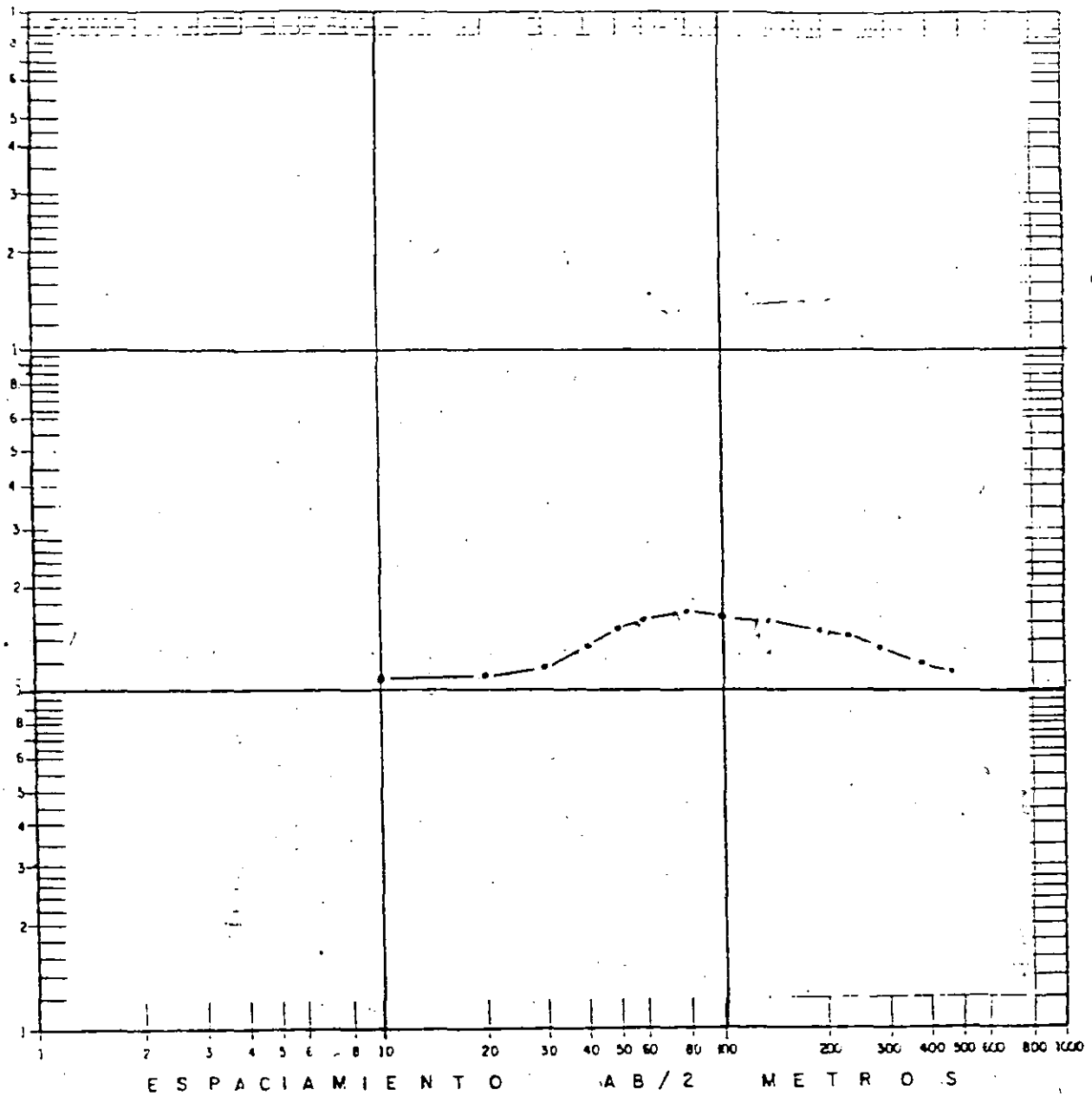


Figura 2.12 Influencia del efecto Skin para estrato conductor (Ex-Vaso de Texcoco) y resistivo (Oaxaca).



ARREGLO SCHLUMBERGER

ESTE SEV FUE REALIZADO EN EL MUNICIPIO DE JESUS MARIA JALISCO.

DATOS DE LA EJECUCION DEL SEV:

AB/2 MINIMA = 10m  
 AB/2 MAXIMA = 500m  
 MN/2 = 8m  
 CORRIENTE = 2ma

Figura 2.13 Curva de resistividad aparente con abertura de MN/2= 8 metros y corriente de 2 miliamperios.

La profundidad de exploración no depende de la potencia de un equipo o de su sensibilidad sino como se apuntó anteriormente depende básicamente que los cuerpos en el subsuelo tengan un contraste fuerte en cualquiera de las propiedades físicas medibles.

E. Orellana (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 kilowatts. En resumen; NO IMPORTA LA POTENCIA DEL GENERADOR, LO PRINCIPAL ES CUANTA CORRIENTE DEJA PASAR LA RESISTENCIA DE CONTACTO.

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

En la figura 2.13 se aprecian curvas de resistividad aparente en las que la corriente máxima inyectada fue de 2 miliamperios, se realizaron las perforaciones resultando los cortes geoelectricos muy pegados a la estratigrafía interpretada por el geólogo.

## 2.10 EJEMPLOS DE APLICACION DE LA EXPLORACION ELECTRICA.

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

INTERPRETACION CUALITATIVA. Figura 2.14. Primeramente se observa la zonificación del mapa de curvas tipo en el área que comprende las poblaciones de Madrid, Rincón de López y La Cruz, Colima. Las curvas tipo resultantes son KOH y KH; se asocian con una alternancia de rocas sedimentarias calcáreas compactas, fracturadas y masivas.

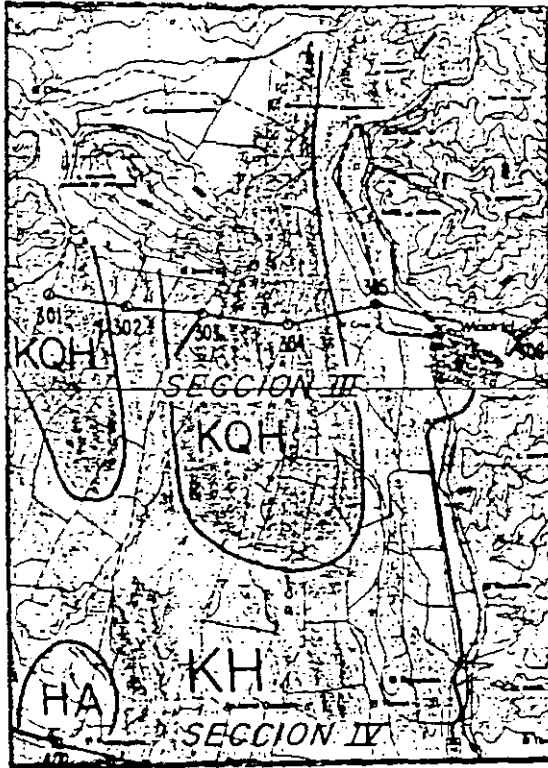
Los mapas de isorresistividad se presentan a profundidades teóricas de exploración de 100, 464 y 1000 metros. Los valores de isorresistividad comienzan con 200 ohms-metro descienden a un rango de 50 - 100 ohms-metro y vuelven a elevarse a profundidad alcanzando el valor de 200 a 300 ohms-metro.

Como se observa en la interpretación empírica solo se determinan rangos y relaciones sin llegar a cuantificar plenamente.

Un ejemplo de perfiles de isorresistividad se presenta en la figura 2.15 de un levantamiento realizado en Pinal County, Arizona. Cortesía de MCPHAR GEOPHYSICS, LTD.

INTERPRETACION CUANTITATIVA. Figura 2.16. Se presenta la sección realizada en el Valle de Loreto, Zacatecas; en la que el resultado de la interpretación pone de manifiesto la existencia de un domo riolítico que se extiende a profundidad como basamento impermeable, el casco aflora como una toba alterada. Los sedimentos se acuñan en los flancos.

MAPA DE CURVAS TIPO



ISORRESISTIVIDADES A UNA PROFUNDIDAD DE  $AB/2=100M$



ISORRESISTIVIDADES A UNA PROFUNDIDAD DE  $AB/2=464M$



ISORRESISTIVIDADES A UNA PROFUNDIDAD DE  $AB/2=1000M$

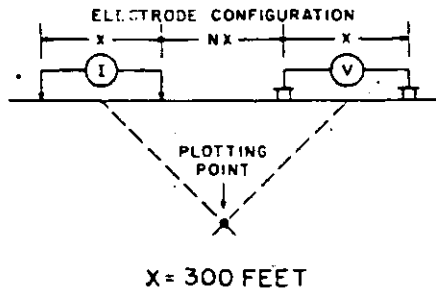


Figura 2.14 Interpretación Cualitativa o empirica.

INDUCED POLARIZATION  
AND  
DRILLING RESULTS  
FROM  
LAKESHORE OREBODY  
PINAL COUNTY-ARIZONA

LINE-500N  
(1966)

FREQUENCIES-0.05/1-25 HZ.



N-5	18	27	25	9	12	27	28	40	50	56
N-4	19	17	29	30	7.8	11	27	43	45	48
N-3	17	14	31	24	8.3	11	36	49	43	233
N-2	14	16	16	25	9.4	14	39	44	237	250
N-1	19	23	15	26	14	17	35	221	219	

507E 510E 513E 516E 519E 522E 525E 528E 531E 534E 537E 540E

N-1	79	44	6.9	58	26	59	43	9	7	
N-2	36	31	63	63	106	72	52	34	9	8
N-3	59	36	16	84	242	136	56	51	35	11
N-4	53	59	13	50	256	182	93	35	45	39
N-5	55	37	60	165	208	111	72	50	40	41

507E 510E 513E 516E 519E 522E 525E 528E 531E 534E 537E 540E

N-1	1.5	1	0.1	1.5	0.4	1	1.5	2.1	1.5	
N-2	0.5	0.5	1	1.5	1	2	1.5	2.1	2	
N-3	1	0.5	0.5	2	2	1.5	2	2.5	1.5	3.6
N-4	1	1	0.4	1.5	2	2	2.5	1.5	2	1.8
N-5	1	1	1.5	1.5	2.5	3	2	2	2	2.5

507E 510E 513E 516E 519E 522E 525E 528E 531E 534E 537E 540E

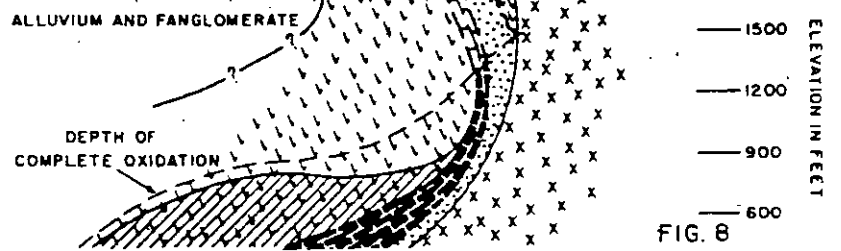


FIG. 8

Figura 2.15 Perfiles de isorresistividad y porcentaje efecto de frecuencia aparentes. Cortesia de MCFHAR, LTD.

GEOELECTRIC SURVEY IN THE LORETO VALLEY, ZACATECAS STATE, MEXICO

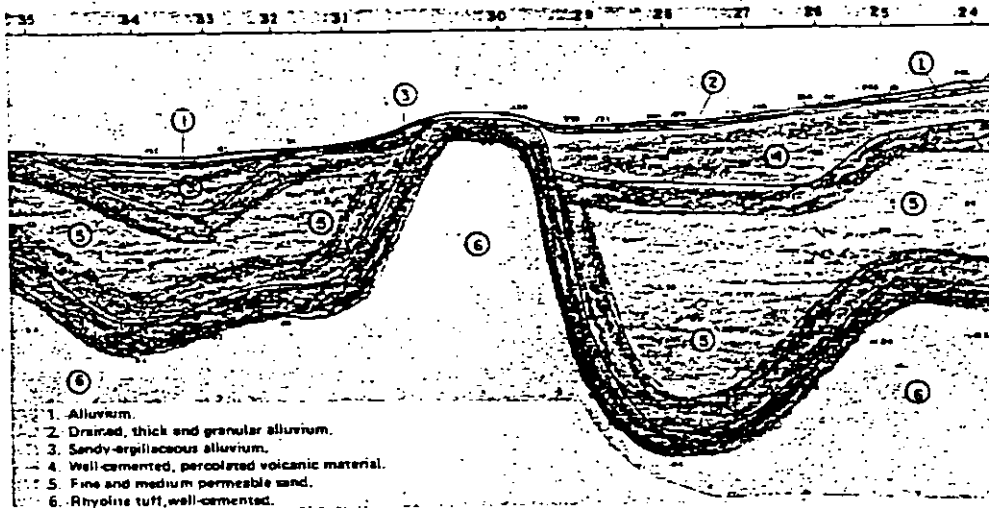


Figura 2.16 Domo riolitico en Loreto, Zacatecas.

# PERFIL GEOELECTRICO IV

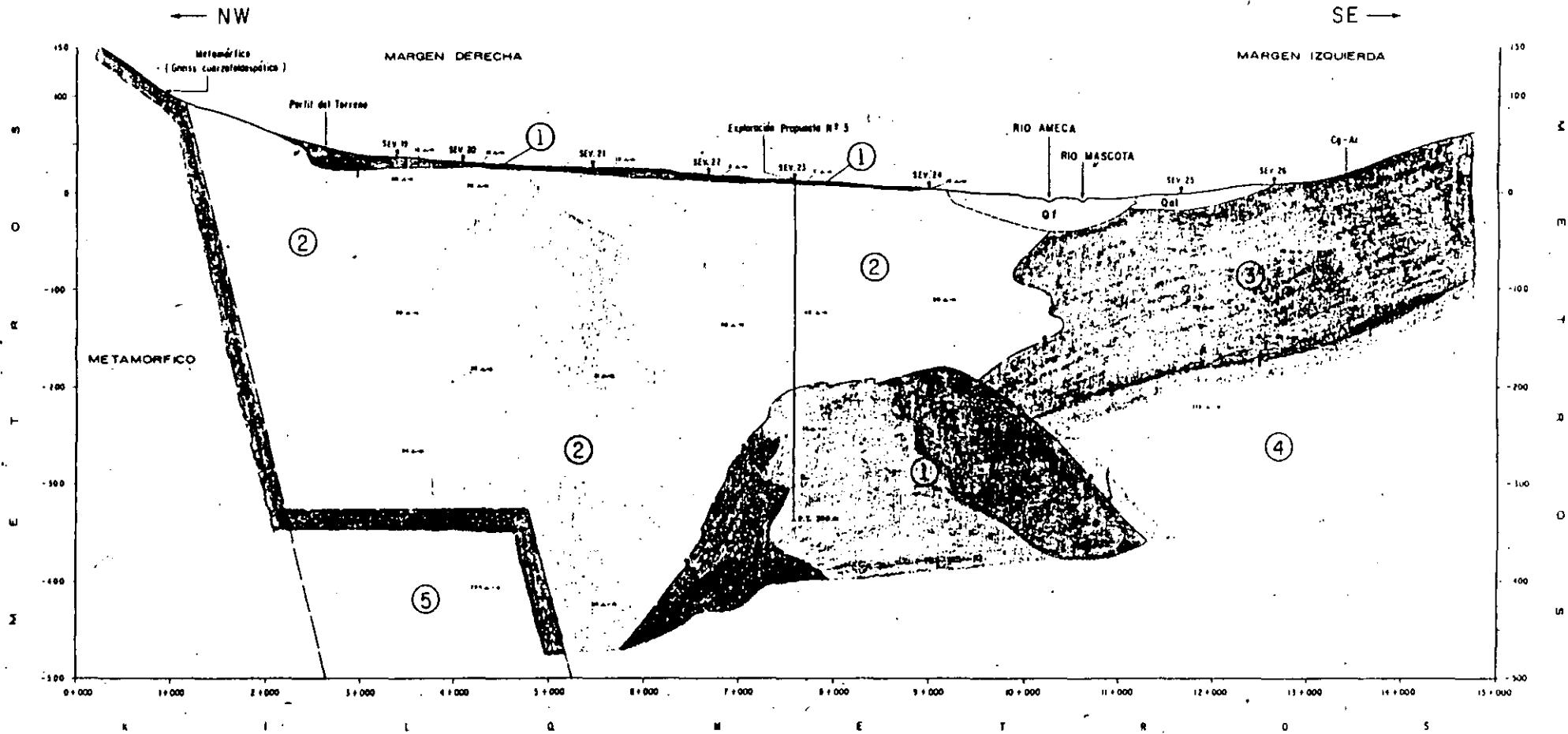


Figura 2.17 Sección geoelectrica determinando un graven.  
 Valle de Banderas, Jalisco.

El segundo ejemplo es tomado del levantamiento geoelectrico efectuado en el Valle de Banderas, Jalisco : donde se interpreta un graver relleno de materiales granulares medios y gruesos. En la parte Sur--Este existe una toba semicompacta .

### 3. POTENCIAL NATURAL (SP).

El método de potencial natural o polarización espontánea usa el campo eléctrico natural debido a fenómenos electroquímicos que suceden en el subsuelo.

Los fenómenos electroquímicos en el subsuelo pueden asociarse a procesos de intercambio de carga que se dan cita en las regiones interfaciales entre fases líquidas y sólidas. La fase sólida corresponde a partículas minerales (metálicas o no metálicas) y la líquida a una disolución o electrolito.

En la figura 3.1 se visualiza el mecanismo que regula el potencial natural, se aprecian la zona de oxidación y reducción. El cuerpo anódico se comporta como una pila eléctrica al generar una baja intensidad de corriente debido a la donación y adsorción de electrones en el medio.

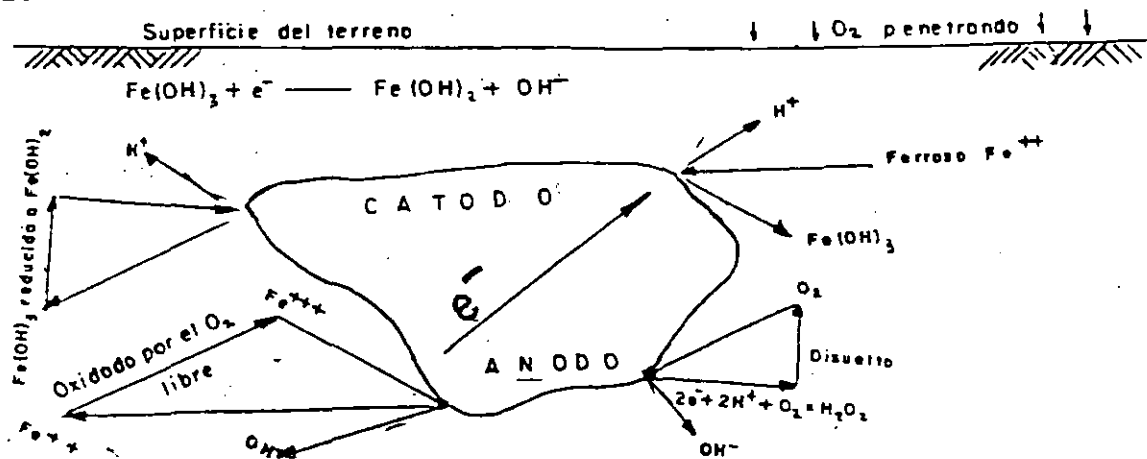


Figura 3.1 .Mecanismo del potencial natural en zonas alteradas.

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 pues un indicador de la presencia de agua en el subsuelo. Los principales mecanismos que originan potenciales de fondo son:

- a) Contacto entre electrolitos de diferente densidad
- b) Actividad bioeléctrica
- c) Potenciales de difusión, debidos al contacto de electrolitos diferentes en los poros o intersticios de la roca.

- d) Electrofiltración, filtración de las aguas de lluvia y ascenso de la humedad por capilaridad.
- e) Potenciales variables con el tiempo y la temperatura.

Los potenciales de mineralización son de gran interés en minería, -- son de gran magnitud y negativos

### 3.1 EQUIPO BASICO.

El equipo necesario para los levantamientos de potencial natural con siste de un potenciómetro con alta impedancia de entrada, cables, e- lectrodos impolarizables tales como tazas de porcelana y sulfato de cobre .

### 3.2 PROCEDIMIENTOS DE CAMPO.

Dos métodos son los clásicos, el potenciales y el de gradiente. El de Potenciales consiste en evaluar directamente la diferencia de poten- cial en estaciones respecto a un punto de referencia. El método de gradientes mide la diferencia de potencial sucesivamente entre dos - estacas contiguas del perfil. La figura 3.2 muestra las dos técni- cas de levantamiento.

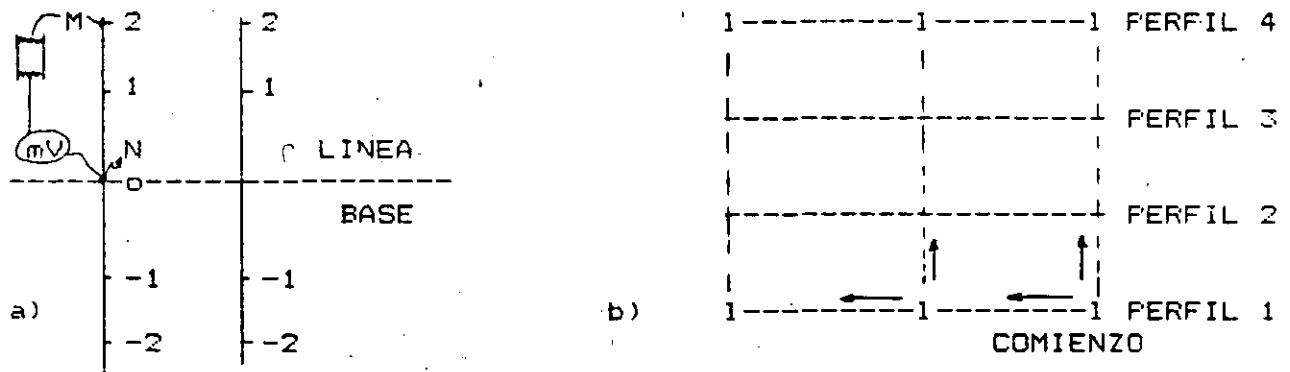


Figura 3.2 .a) Técnica de potenciales. b) Técnica de gradientes.

### 3.3 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 suscepti- bles de almacenar agua. En esa misma figura se observan dos fotos de dolinas por las que el potencial de electrofiltración se puede lle- var a cabo.

Se da la sección geológica interpretada, estas anomalías fueron per- foradas con éxito.

En la figura 3.4 se da la sección geológica y el perfil del poten- cial natural en un acuífero calcáreo conteniendo una mena de carbón. Esto es en Piedras Negras, Coahuila.



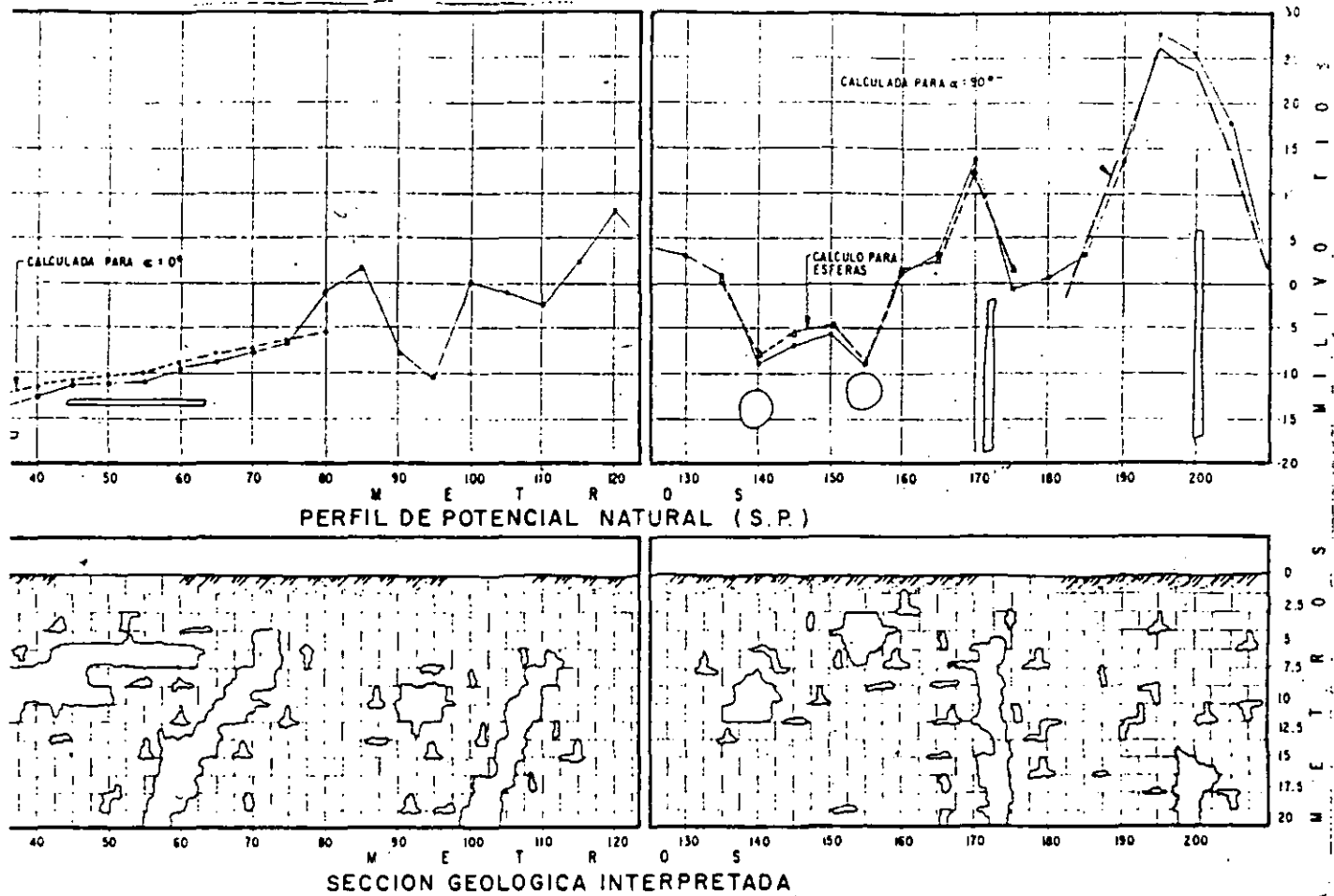
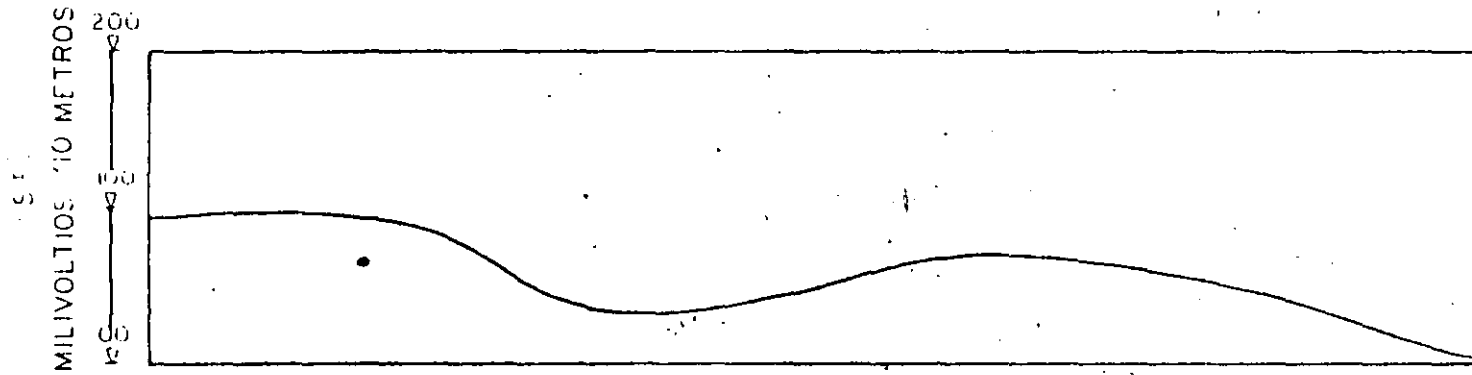


Figura 3.3 Perfil de potencial natural y sección geológica interpretada . Isla de Cozumel, Q.R. .



Figura 3.3.a Dolinas que originan los potenciales de electrofiltración ascendente y descendente.

# PERFIL DE POTENCIAL NATURAL MILIVOLTIOS



# SECCIONE GEOELECTRICA INTERPRETADA

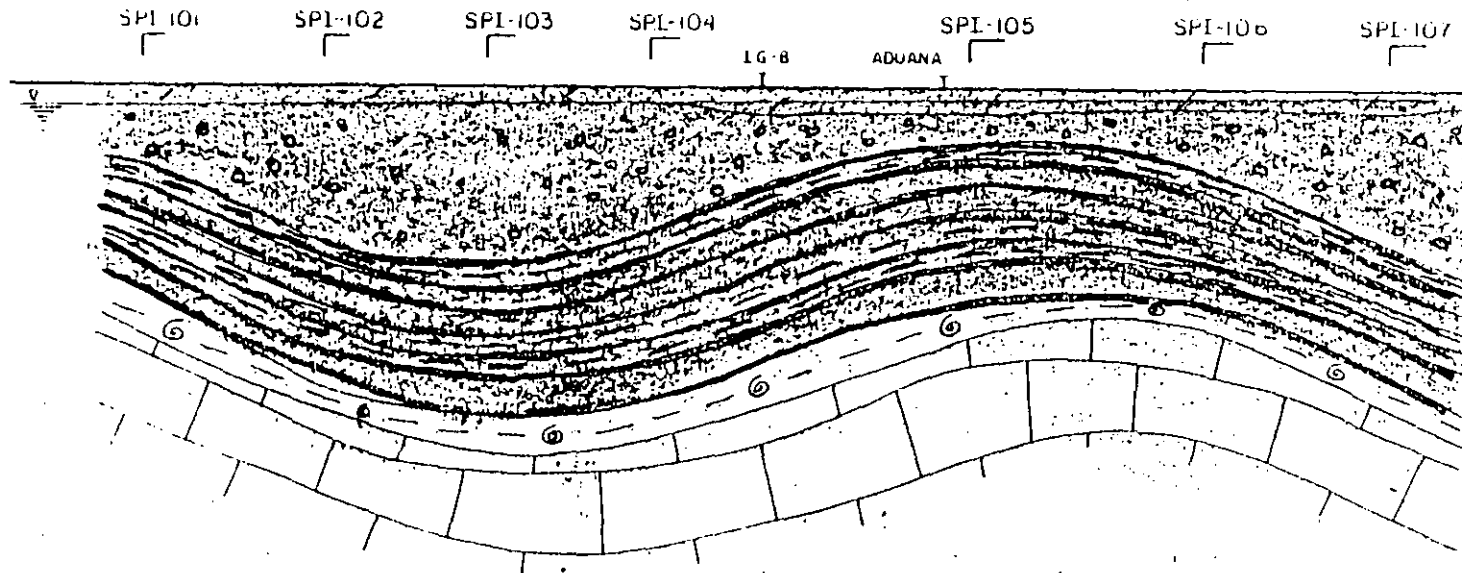


Figura 3.4 Perfil de potencial Natural y sección geológica, Piedras Negras, Coah.

#### 4. POLARIZACION INDUCIDA (PI).

Los materiales que conforman el subsuelo están constituidos por minerales metálicos y no metálicos que independientemente al tipo con su presencia provocan efectos de polarización inducida.

##### 4.1 CAUSAS DEL FENOMENO DE POLARIZACION INDUCIDA.

Solamente dos tipos de polarización son reconocidos: el de Electrodo (PE) y el de Membrana (FM).

La polarización de electrodo se produce al contacto de partículas minerales y un electrolito, en la interfase se produce una doble capa electroquímica que se comporta similar a un capacitor o condensador el cual almacena energía. La conducción iónica en el electrolito cambia a electrónica en el electrodo (partícula mineral). Las anomalías de bidas a la polarización de electrodo son de gran interés en minería.

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. La figura 4.1 ilustra esquemáticamente ambos tipos de polarización.

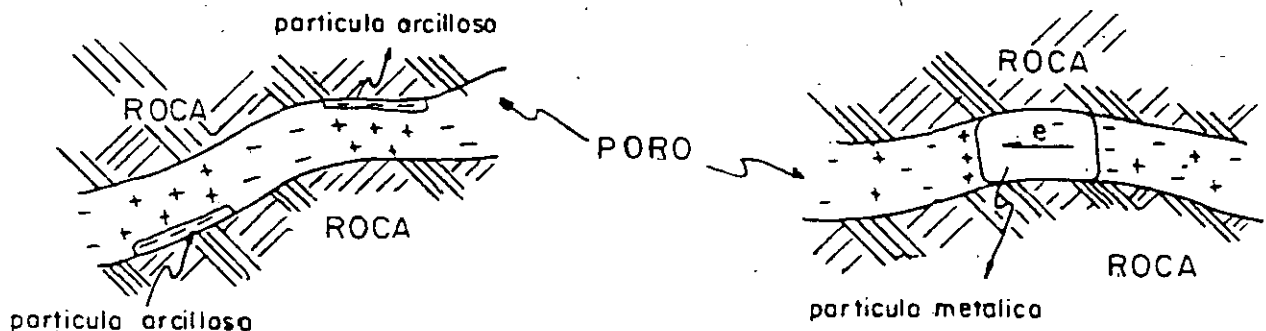


Figura 4.1 a) Polarización de Electrodo. b) Polarización de Membrana.

##### 4.2 MODELO FISICO DEL SISTEMA.

Es necesario para dar una explicación al comportamiento dieléctrico de la roca realizar una representación física y analítica que describa la estructura interna del sistema.

La analogía más sencilla que describe el comportamiento dieléctrico de una roca es un circuito RC en paralelo, R representa la resistencia de la roca y C la Capacitancia de la doble capa electroquímica, figura 4.2. La expresión que regula el comportamiento eléctrico del modelo esta dada por:

$$Z(i\omega) = 1 / (i\omega C + 1/R) \quad \text{donde } Z(i\omega) \text{ Resistencia compleja}$$

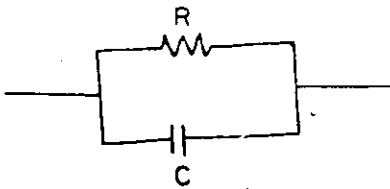


Figura 4.2 Circuito RC.

R	resistencia de la roca
C	capacidad de la doble capa
w	frecuencia angular
i	$\sqrt{-1}$

La ecuación anterior muestra que la resistividad depende de la frecuencia. Los valores asintóticos de la curva de dispersión son R para frecuencias bajas que corresponden a las corrientes de conducción y C para frecuencias altas asociadas a las corrientes de desplazamiento.

#### 4.3 TECNICAS DE MEDICION DE LA POLARIZACION INDUCIDA.

Tres diferentes técnicas de medida fueron desarrolladas, siendo: FRECUENCIA VARIABLE. Donde 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 reciente 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 del 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:

$$PEFa = \frac{\rho_b - \rho_a}{\rho_a} * 100$$

siendo  $\rho_b$  resistividad aparente a frecuencia baja.  
 $\rho_a$  resistividad aparente a frecuencia alta.

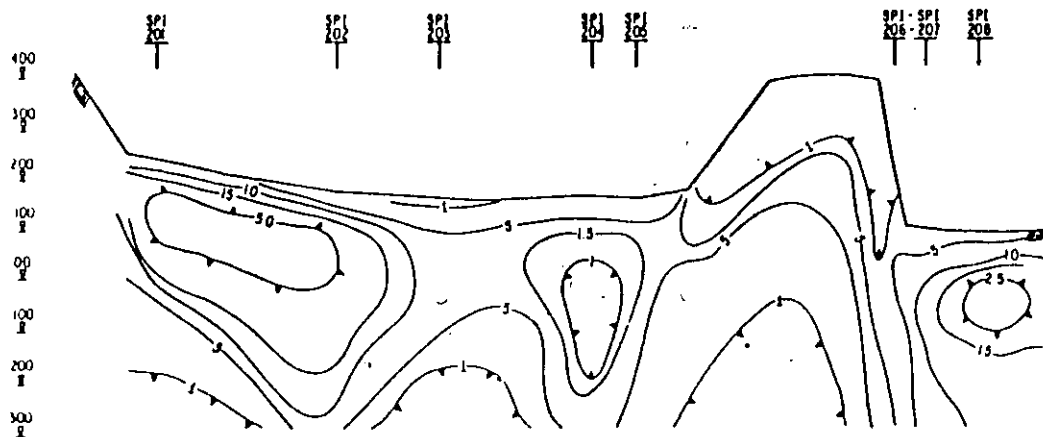
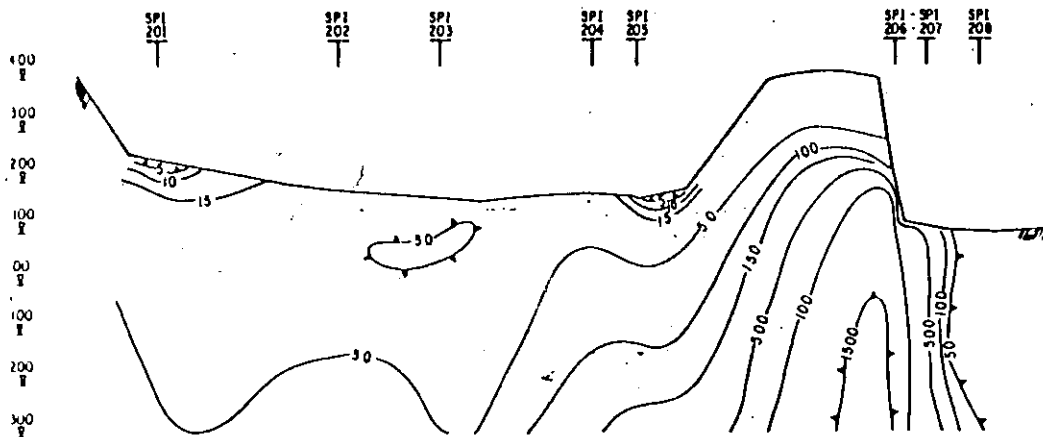
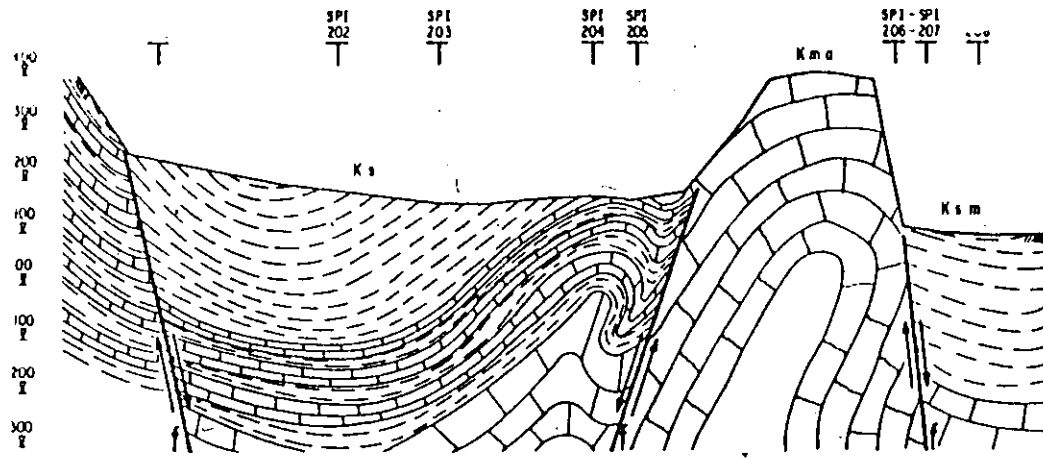
Con estos valores aparentes se formulan perfiles de igual porcentaje efecto de frecuencia que son manipulados exactamente igual que los datos de resistividad.

De igual forma existen las técnicas del perfilaje y del sondeo en PI teniendo casi los mismos objetivos.

#### 4.4 EJEMPLOS DE APLICACION DE LA POLARIZACION INDUCIDA.

Visto anteriormente que la polarización es intensa en cuerpos arcillosos y nula en rocas sanas (excepto con un cierto contenido de minerales) se puede emplear como una técnica de mapeo de diferentes estructuras como son: lutitas, areniscas, calizas fracturadas, etc. El primer ejemplo es para definir las estructuras sedimentarias en Ocampo-Antiguo Morelos, Tamaulipas. El perfil de isorresistividades

ELEVACIONES EN METROS SOBRE EL NIVEL DEL MAR

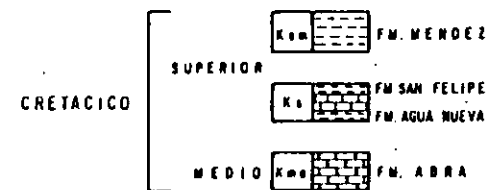


## EXPLICACION

- SONDEO DE POLARIZACION INDUCIDA SPI-201
- CURVA DE ISORRESISTIVIDAD EN OHMS METRO. 50
- CURVA DE IGUAL EFECTO DE FRECUENCIA APARENTE. 5
- FALLA
- MINIMO
- MAXIMO

ESCALAS GRAFICAS

## COLUMNA GEOLOGICA



## CORRELACION GEOLOGICO - GEOFISICA

PERFIL DE ISORRESISTIVIDADES APARENTES A 0.5 Hz

K <sub>2m</sub>	5 ≤ ρ <sub>a</sub> ≤ 15	OHMS-METRO
K <sub>1</sub>	50 ≤ ρ <sub>a</sub> ≤ 100	OHMS-METRO
K <sub>2m</sub>	100 ≤ ρ <sub>a</sub> ≤ 1500	OHMS-METRO

## PERFIL DE EFECTO DE FRECUENCIA APARENTE

$$PEF = \frac{\rho_a - \rho_m}{\rho_m} \cdot 100$$

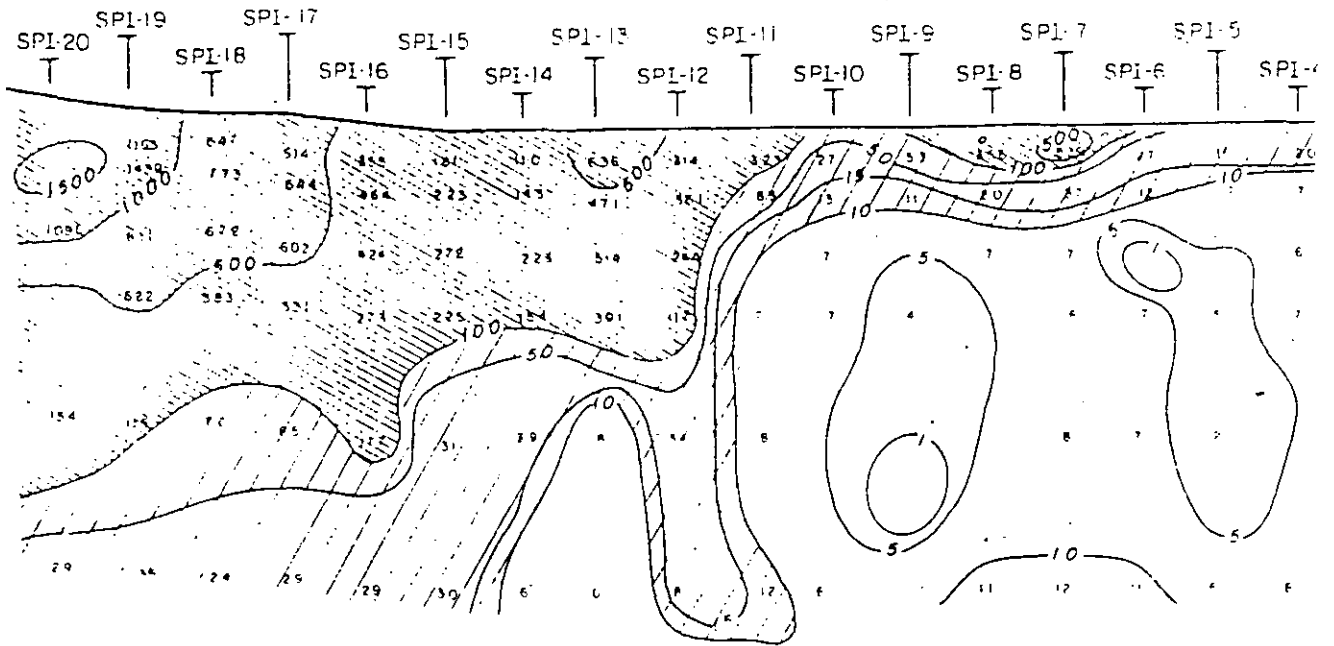
ρ<sub>a</sub> RESISTIVIDAD A FRECUENCIA BAJA 0.5 Hz.  
ρ<sub>m</sub> RESISTIVIDAD A FRECUENCIA ALTA 5.0 Hz.

K <sub>2m</sub>	15 ≤ PEF <sub>a</sub> ≤ 50	POR CIENTO (%)
K <sub>1</sub>	5 ≤ PEF <sub>a</sub> ≤ 15	POR CIENTO (%)
K <sub>2m</sub>	1 ≤ PEF <sub>a</sub> ≤ 5	POR CIENTO (%)

50 ANIVERSARIO DE LA CREACION DE LA CARRERA DE GEOLOGIA EN LA UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO.

Figura 4.3 Datos comparativos de resistividad y porcentaje efecto de frecuencia aparentes en una secuencia de rocas sedimentarias.

# RESISTIVIDAD EN OHMS-METRO



# POLARIZACION INDUCIDA PORCIENTO DE EFECTO DE FRECUENCIA

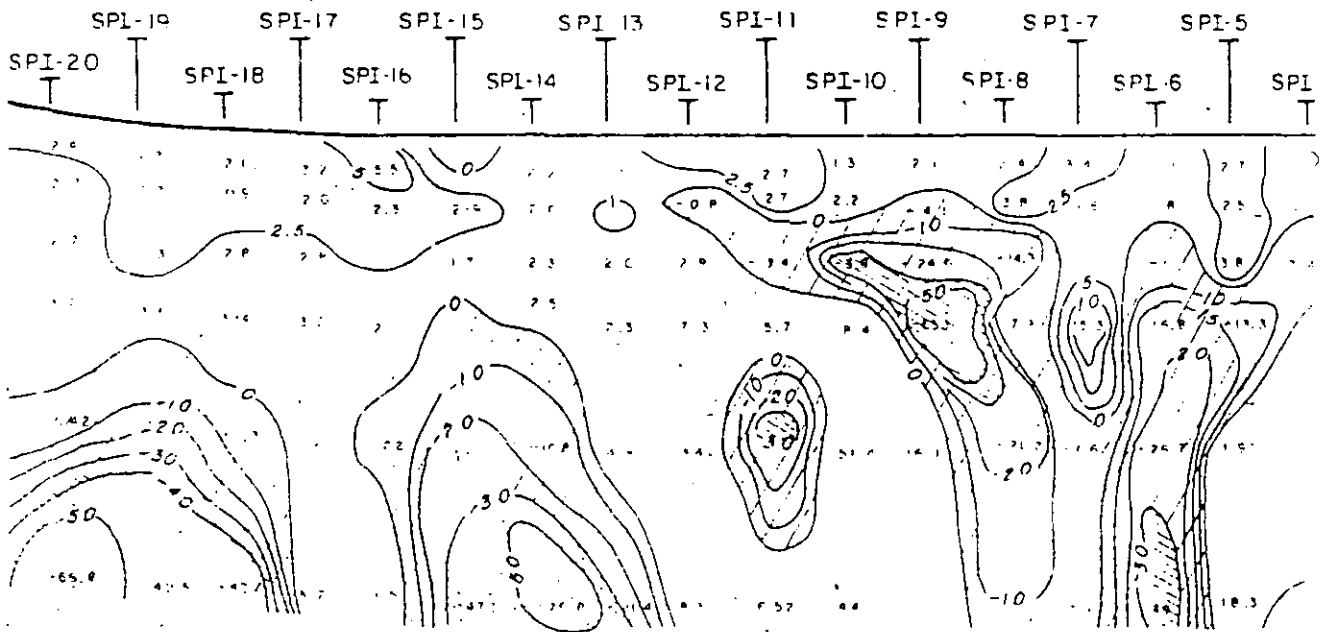


Figura 4.4 Perfiles de isorresistividad y polarización en zonas generadoras de metales.

se muestra tímido, por el contrario el perfil de efecto de frecuencia diferencia las rocas sedimentarias certeramente. Las calizas presentan un bajo valor de polarización, las lutitas alto y las areniscas intercaladas con lutitas moderado. Figura 4.3 .

El segundo ejemplo se da empleando la PI en la detección de zonas anómalas posibles generadoras de gas metano en la Cuenca del Valle de México. Se diferencia muy bien los depósitos lacustres de la zona de transición y colada lávica. Figura 4.4 .

Como tercer ejemplo, en el poblado de Real del Monte , Hidalgo se utilizó con objeto de mapear zonas de alteración de la roca que provocaran una disminución en la resistencia mecánica de la roca. Figura 4.5 .

Por último, en la Zona Industrial de Guadalajara, Jalisco; se utilizó para monitorear la pluma de contaminación por infiltración de agua residual. Figura 4.6 . Se presentan dos secciones una Norte-Sur, y otra Suroeste- Noreste .



Figura 4.5 Polarización Inducida en el mapeo de zonas de alteración por infiltración de agua residual.

# PERFIL DE PORCENTAJE EFECTO DE FRECUENCIA

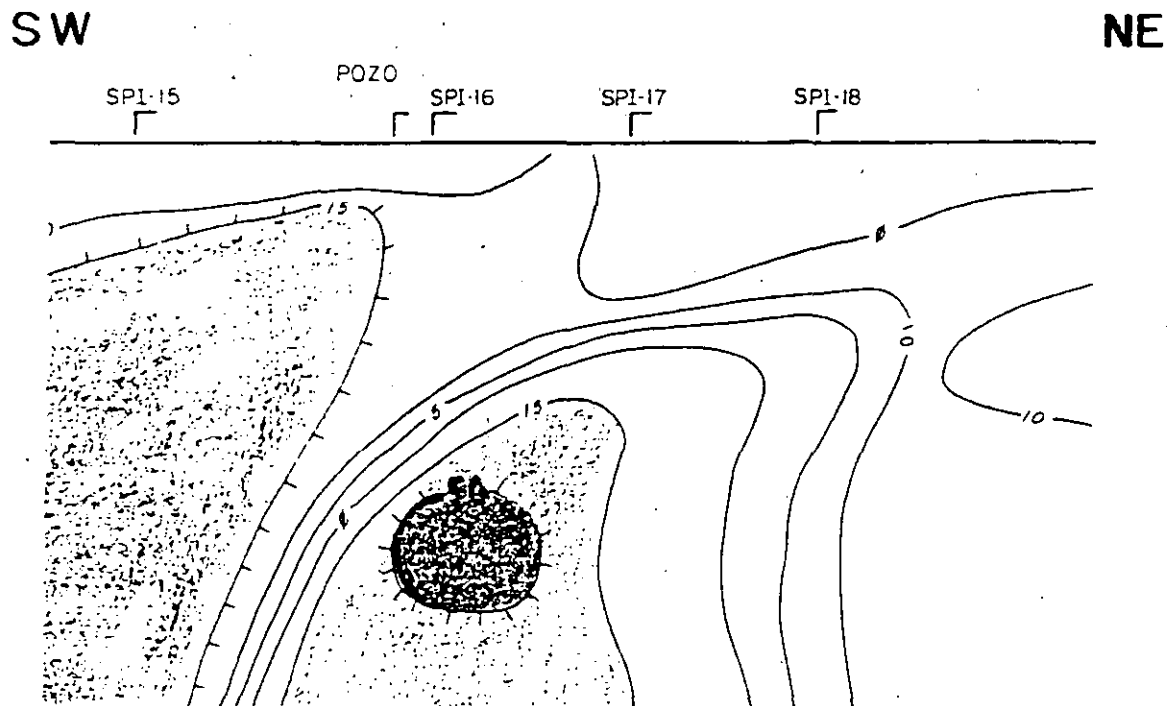
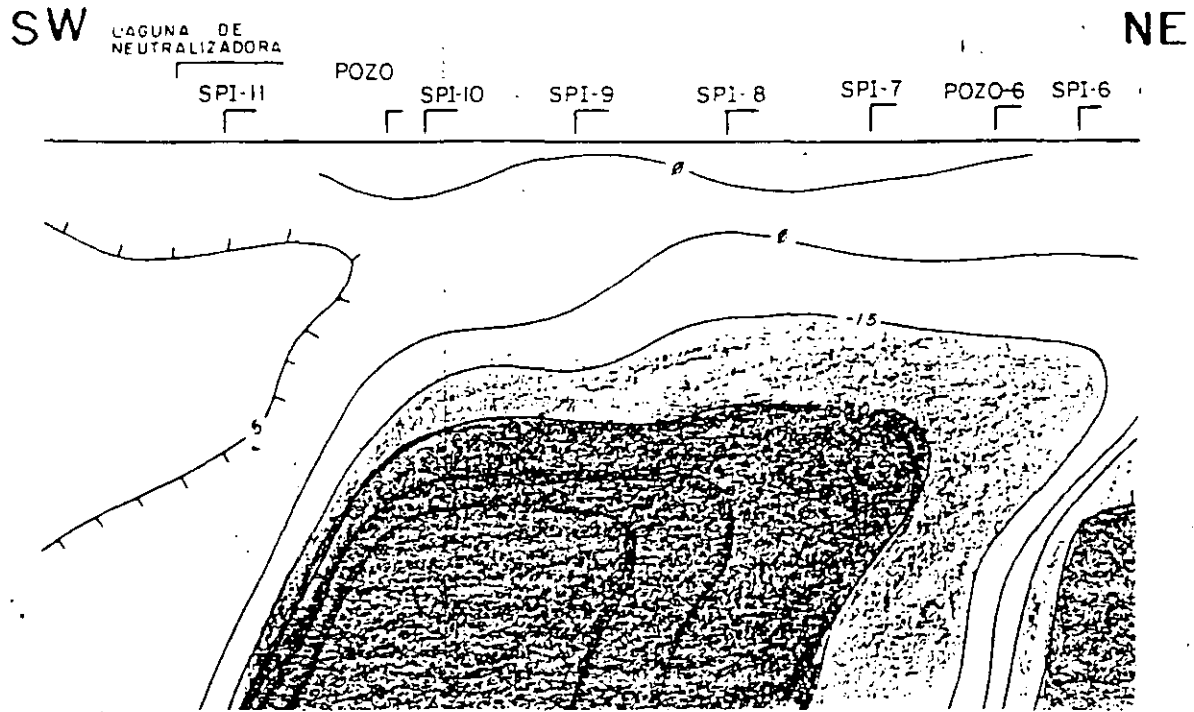


Figura 4.6 Polarización Inducida en el monitoreo de la pluma de contaminación en una zona industrial.



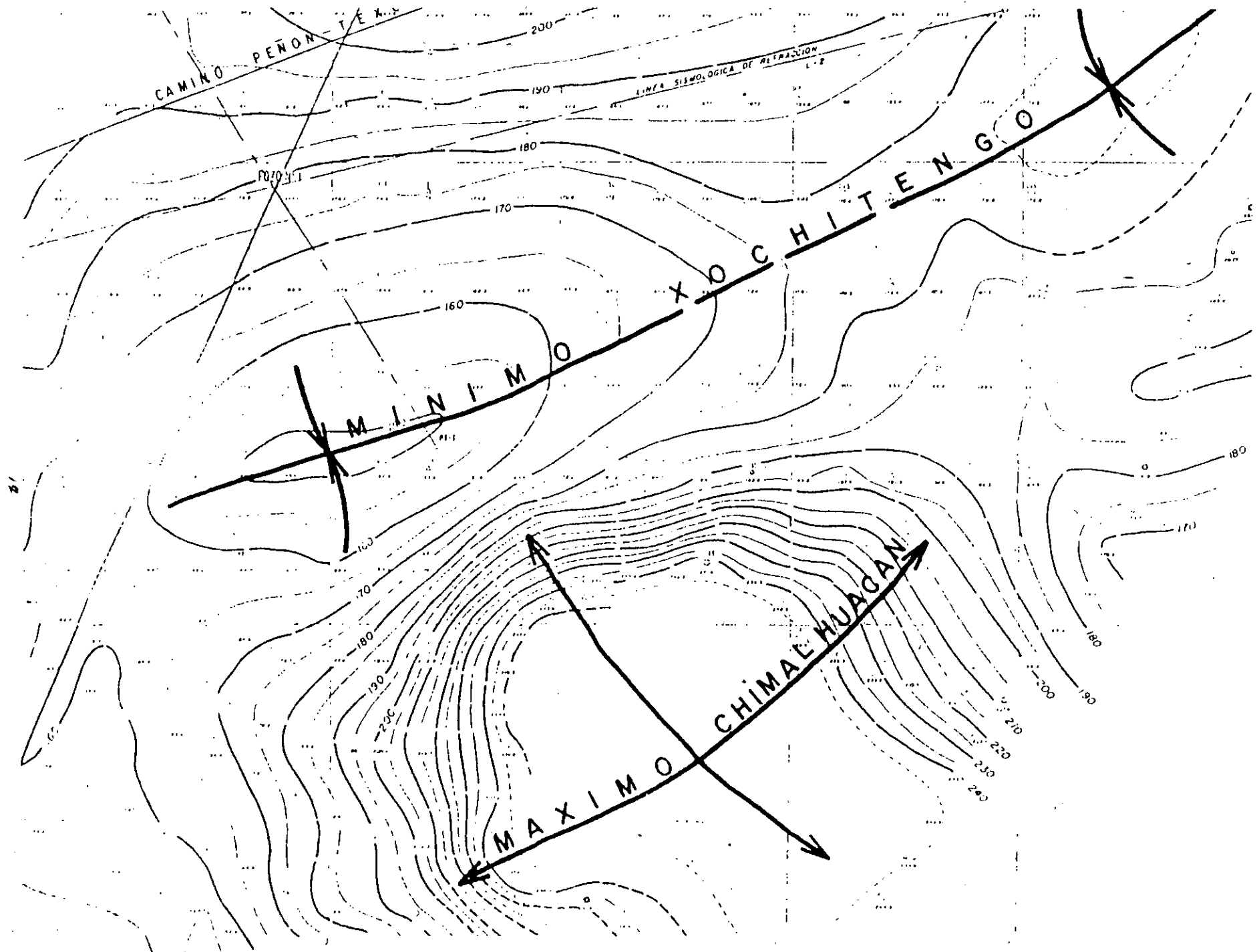


Figura 5.1 Anomalia de Bouguer en la definición de la topografía del basamento, Ex-Vaso de Texcoco.

## 5. OTROS METODOS DE EXPLORACION.

La exploración geofísica abarca una gran cantidad de técnicas que es posible aplicar cuando los métodos tradicionales fallan o no son propios para el proyecto .

La Gravimetría, Magnetometría, Sismología de Refracción y Reflexión son las herramientas de que se puede hacer uso en caso requerido.

Por causa de espacio y por no ser objeto de este curso no se tratan las bases físico-matemáticas de estas técnicas, pero se presenta una colección de casos históricos de aplicación.

### 5.1 GRAVIMETRIA.

Cuando el costo de la exploración eléctrica es muy alto por la cantidad de SEV requeridos y el tiempo envuelto es bastante; es necesario buscar un método apropiado.

Si la necesidad es reconocer los cauces sepultados o zonas donde los aluviones presentan un potente espesor y se sabe por la geología superficial que la propiedad que brinda un fuerte contraste es la densidad, entonces la técnica adecuada para la prospección es la Gravimetría.

Las figuras 5.1 y 5.2 muestran dos ejemplos de reconocimiento de valles y cauces sepultados.

En el Valle de Salina Cruz, Oaxaca, solo se perforaba en el subálveo del Río Salina Cruz, y efectuar un reconocimiento mediante SEVs en todo el Valle resultaría un trabajo de titanes y por más costoso, por ello y conociendo el contraste fuerte de densidad entre los sedimentos y el basamento se optó por realizar la prospección gravimétrica. Con el levantamiento se localizaron nuevos paleocauces en los que se emplazaron pozos con éxito.

Servicios Geofísicos, S.A. de C.V. realizó en el año de 1968 los levantamientos de gravimetría y magnetometría en el Ex-Vaso de Texcoco con objeto de conocer la distribución en el subsuelo de los sedimentos lacustres, aluviones y tobas. En la figura 5.2 se presenta una porción del mapa de anomalía de Bouger donde se ve en la parte Sur un máximo gravimétrico progresivo asociado al flujo de lava del Cerro de Chimalhuacán, cuya alta viscosidad permitió poco avance. En la parte Norte de este máximo se localiza un extenso mínimo asociado a un potente espesor de aluviones.

### 5.2 MAGNETOMETRIA.

Si se desea conocer cual es la geometría del basamento o de alguna estructura volcánica que forme una barrera o trampa al agua subterránea y en el entendimiento de que la susceptibilidad magnética presen

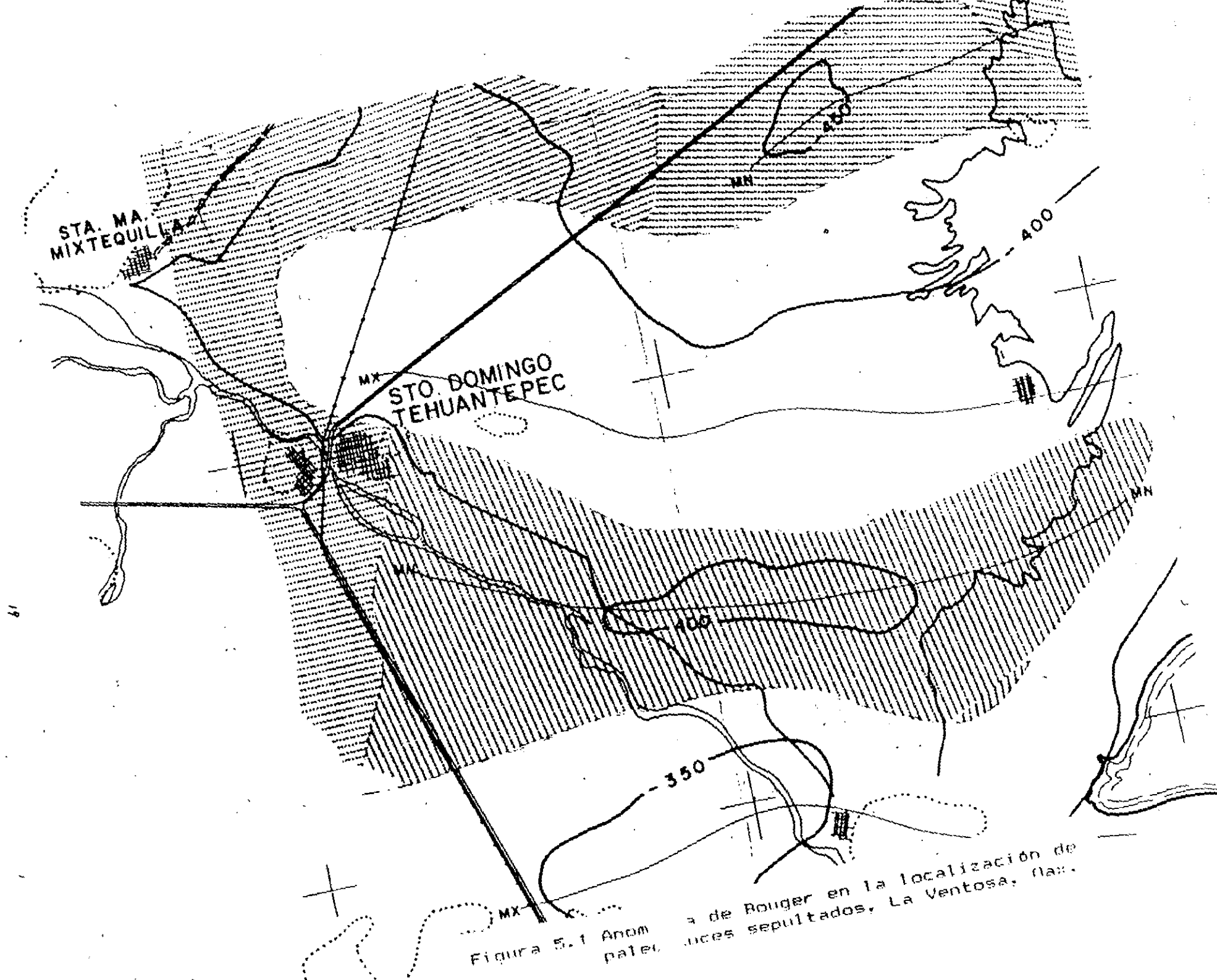


Figura 5.1 Anomalia de Bouguer en la localización de paleontológicos sepultados, La Ventosa, Oax.

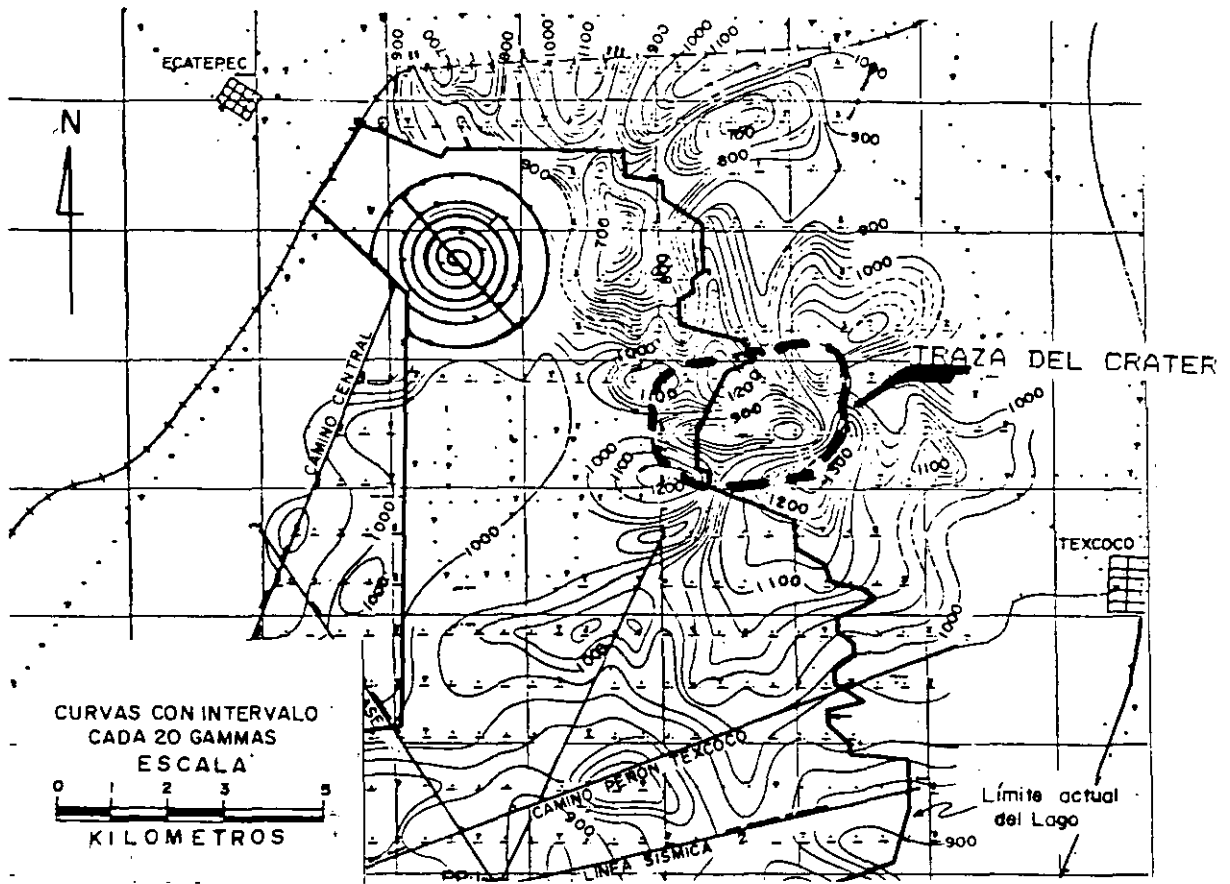


Figura 5.2 Volcanes sepultados según los levantamientos magnetométricos. Ex-Vaso de Texcoco y Valle de Toluquilla, Jalisco.

te un fuerte contraste, entonces la Magnetometría es la técnica ideal para la prospección.

Por otro lado la magnetometría es sensible a detectar las fracturas en rocas volcánicas manifestándose como anomalías negativas aún en el caso de estar sepultadas bajo una gruesa capa aluvial.

Las figuras 5.3 y 5.4 presentan las anomalías magnéticas provocadas por aparatos volcánicos sepultados, uno se localiza en la porción Nor-este del Ex-Vaso de Texcoco, Estado de México, y el segundo en el Valle de Toluquilla, Jalisco. Este último se detectó originalmente al no ajustar el modelo de predicción del acuífero a ninguna configuración piezométrica.

### 5.3 SISMOLOGIA.

La propagación de las ondas elásticas en el subsuelo dependen de las características físicas del medio. Las velocidades de las ondas compresionales varían entre 300 y 7000 metros/segundo (m/s). La velocidad de propagación de las ondas depende de :

- \* acidez de la roca
- \* consolidación
- \* compactación
- \* humedad
- \* fracturamiento
- \* fallamiento
- \* edad
- \* profundidad

La tabla 5.1 de los rangos de propagación de las ondas elásticas longitudinales de algunos materiales del subsuelo, según Jakosky (1950) los valores pueden variar dependiendo lo antes mencionado.

-----  
TABLA 5.1 . Velocidades de propagación longitudinales  
-----

MATERIAL	VELOCIDAD (m/s)	
MATERIAL SUPERFICIAL ALTERADO	305	- 610
GRAVA Y ARENA SECA	468	- 915
ARENA HUMEDA	610	- 1830
ARCILLA	915	- 2750
AGUA (DEPENDIENDO DE LA TEMPERATURA)	1430	- 1680
AGUA DE MAR	1460	- 1530
ARENISCA	1830	- 3970
LUTITA	2750	- 4270
CALIZA	2140	- 6100
GRANITO	4580	- 5800
ROCAS METAMORFICAS	3050	- 7020

-----

La exploración sísmológica es una técnica definitiva pero muy costosa, es prácticamente como obtener una radiografía del subsuelo y en la interpretación no existe la ambigüedad de los métodos eléctricos. Solamente en ocasiones donde se encuentra una capa de alta velocidad sobre una de menor velocidad es difícil la interpretación.

En las figuras 5.5 y 5.6 se presentan dos ejemplos de levantamientos sísmicos, uno de refracción y otro de reflexión.

En el Ex-Vaso de Texcoco se determinó con refracción los distintos estratos que conforman el subsuelo conociendo la profundidad del basamento.

La sísmología de reflexión se ilustra con el levantamiento post-sísmico en el Valle de México, en la sección se muestran los sedimentos lacustres y vulcanitas diferenciadas.

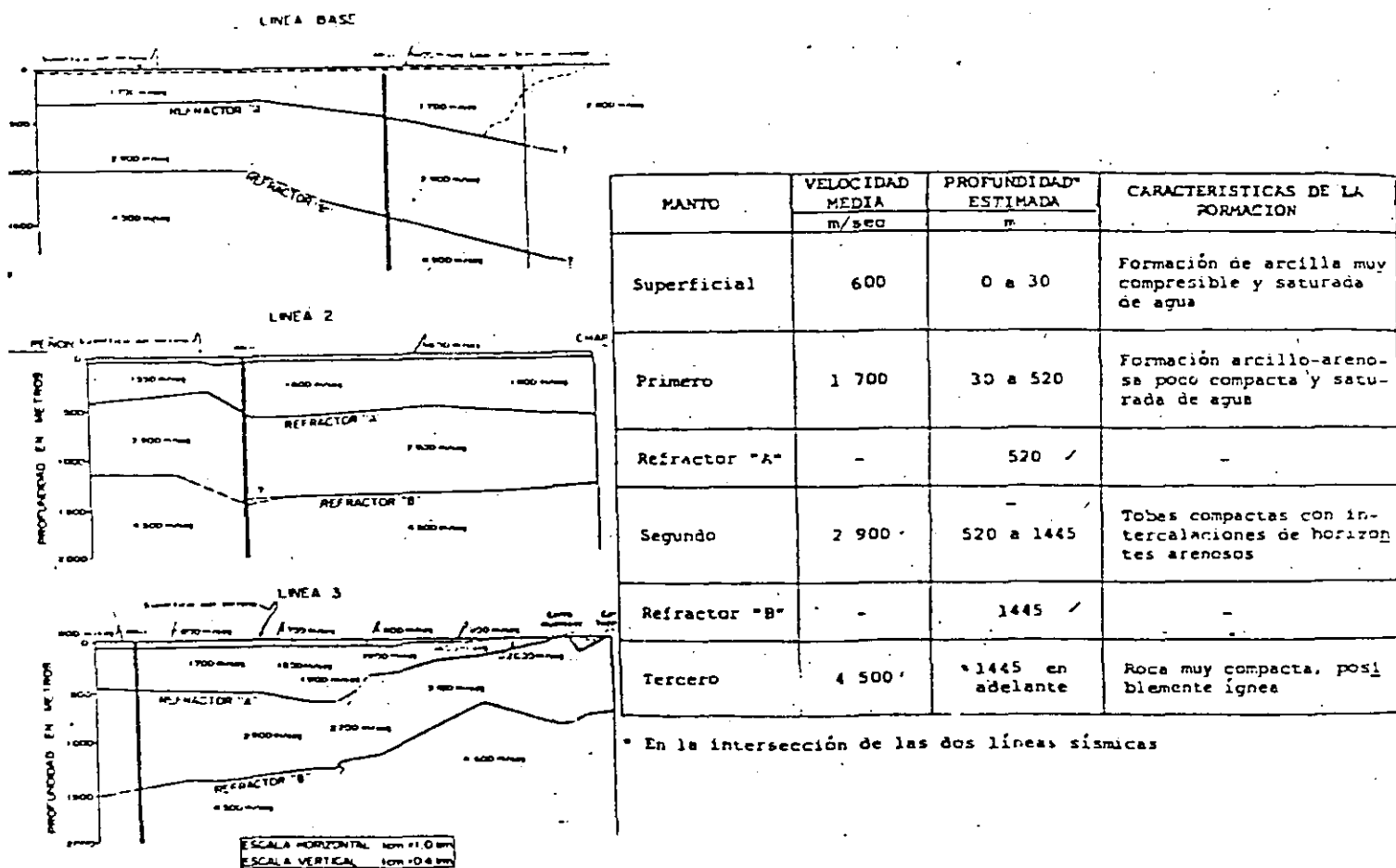
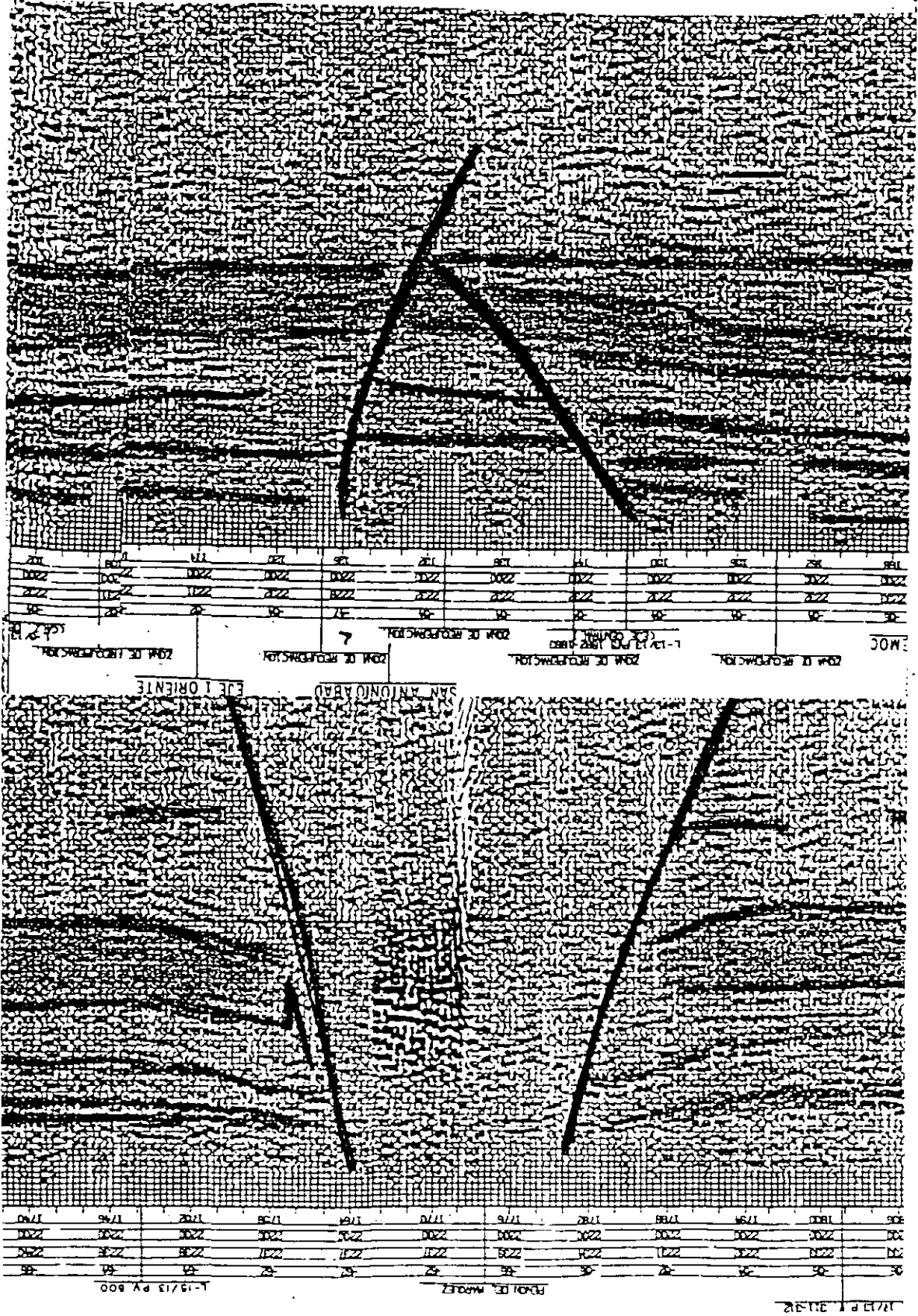


Figura 5.5 Sección sísmica de refracción, Ex-Vaso de Texcoco.

Figura 5.6 Sección Sísmica de reflexión, Valle de México.





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

*CURSOS ABIERTOS:*

*IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION  
DE ACUIFEROS*

*17 DE AGOSTO AL 11 DE SEPTIEMBRE DE 1992*

*PRUEBAS DE BOMBEO*

*ING. OSCAR A. ESCOLERO FUENTES*

*PALACIO DE MINERIA*



## PRUEBAS DE BOMBEO.

## 1.- REGIMEN ESTABLECIDO.

## 1.1.- Método de Thiem. (Acuífero confinado)

El flujo radial hacia un pozo, a través de un cilindro concéntrico al pozo, de anchura  $dr$ , viene dado por:

$$Q = 2\pi r \cdot K \cdot \frac{dh}{dr} \quad (.1.)$$

o sea:

$$dh = \frac{Q}{2\pi} \frac{dr}{r \cdot b \cdot K}$$

que integrada entre los valores,  $r_1$  y  $r_2$ , de  $r$ , a los que corresponden las alturas piezométricas,  $h_1$  y  $h_2$ , da:

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

o lo que es lo mismo:

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

Esta última es la ecuación de THIEM, que permite calcular  $K$ , si se conoce:

$Q$  = caudal extraído en un pozo de bombeo

$h_1, h_2$  = alturas piezométricas en dos pozos de observación

$r_1, r_2$  = distancias de los pozos de observación al de bombeo

Este método sólo se aplica a acuíferos confinados, en régimen permanente y una vez estabilizado el cono de depresión. Estas condiciones son muy restrictivas, pues no se suelen dar en la realidad, por lo cual pocas veces da buen resultado. Puede comprobarse si el método da una buena aproximación, en un caso real, si se dispone de varios pozos de observación a distintas distancias del de bombeo. Se dibuja la gráfica, descensos-distancias, en escala semilogarítmica, o sea,  $S - \log r$ , y si los puntos correspondientes resultan alineados, es que el método es aplicable.

La integral de la ecuación (.1.) también puede escribirse en forma:

$$h = \frac{Q}{2\pi K \cdot b} \ln r + C'$$

Tomando unos ejes cualesquiera, las coordenadas del eje del pozo son  $(x_0, y_0)$  y entonces la altura piezométrica,  $h$ , necesaria en el punto  $(x, y)$  para proporcionar un caudal constante  $Q$ , en el pozo  $(x_0, y_0)$  es:

$$h(x, y) = \frac{Q}{4\pi K b} \cdot \ln \left( (x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 \right) + C$$

En esta forma se aplica inmediatamente al caso de varios pozos localizados en los puntos  $(x_i, y_i)$ , con caudales respectivos,  $Q_i$ :

Para el pozo i:

$$h_i = \frac{Q_i}{4\pi K b} \ln \left( (x-x_i)^2 + (y-y_i)^2 \right) + C_i$$

y sumando para todos los pozos:

$$h(x,y) = \frac{1}{4\pi K b} \sum_{i=1}^n Q_i \ln \left( (x-x_i)^2 + (y-y_i)^2 \right) + C$$

donde C es una constante que se determina en cada caso particular.

### 1.2.- Método de Dupuit. (Acuífero libre)

Este método se aplica al caso de un acuífero libre en régimen permanente. Se basa en la hipótesis de Dupuit: para una superficie piezométrica casi horizontal, se puede identificar el gradiente hidráulico con la pendiente de la superficie.

En estas condiciones, el flujo radial hacia el pozo, a través del cilindro elemental, dr, es:

$$Q = 2\pi r K h \cdot \frac{dh}{dr}$$

cuya integración da:

$$Q = \frac{K\pi \cdot (h_1^2 - h_2^2)}{\ln(r_1/r_2)}$$

que permite calcular K conociendo:

Q = caudal extraído en el pozo de bombeo

$h_1, h_2$  = alturas piezométricas en dos pozos de observación

$r_1, r_2$  = distancias de los pozos de observación al de bombeo

La integral también se puede poner en la forma:

$$h^2 = \frac{Q}{\pi k} \ln r + C$$

o tomando ejes cualesquiera:

$$h^2(xy) = \frac{Q}{2\pi k} \cdot \ln \left( (x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 \right) + C$$

En caso de que haya varios pozos en  $(x_i, y_i)$ , con caudales  $Q_i$ :

$$h^2(xy) = \frac{1}{2\pi k} \sum_{i=1}^n Q_i \ln \left( (x-x_i)^2 + (y-y_i)^2 \right) + C$$

La hipótesis de Dupuit se ha considerado durante muchos años como una simplificación, pero se ha comprobado su validez matemática, de tal modo que el método de Dupuit es perfectamente aplicable al caso de un acuífero libre en régimen permanente. Sólo hay desviaciones importantes respecto de las previsiones teóricas en las proximidades del pozo.

## 2.- REGIMEN TRANSITORIO

### 2.1.- Método de Theis.

Theis desarrolló un método analítico, aplicable en condiciones de no-equilibrio, basándose en la analogía entre las expresiones matemáticas del flujo de agua subterránea en acuíferos confinados en régimen variable y el transporte de calor. En ambos casos la ecuación diferencial es formalmente la misma:

$$\Delta h = \frac{S}{T} \cdot \frac{\delta h}{\delta t}$$

Anteriormente se disponía del método de Thiem, que sólo es aplicable cuando se estabiliza el cono de depresión, lo que supone serias limitaciones en cuanto al tipo de acuíferos a que se puede aplicar, y además requiere realizar el ensayo de bombeo durante un intervalo de tiempo muy largo.

El método de Theis se aplica a un acuífero confinado de extensión infinita que no recibe alimentación vertical ni lateral, y que en la descarga, por tanto, procede exclusivamente de la compresibilidad del acuífero y del agua.

En un intervalo,  $dt$ , el caudal descargado,  $dQ$ , a través del pozo, por la definición del coeficiente de almacenamiento,  $S$ , vale:

$$dQ = -S \cdot r \cdot d\theta \cdot dr \cdot \frac{\delta h}{\delta t} \cdot dt$$

y el caudal total extraído en  $dt$ :

$$Q(t) = -S \cdot \int_{r_w}^{\infty} \int_0^{2\pi} r \cdot \frac{\delta h(r, \theta, t)}{\delta t} \cdot d\theta \cdot dr$$

siendo  $r_w$  = radio del pozo.

Si el acuífero es homogéneo e isótropo:

$$Q = -2\pi S \int_{r_w}^{\infty} r \cdot \frac{\delta h}{\delta t} \cdot dr$$

Para que  $Q$  pueda alcanzar un valor constante es condición necesaria, según esta integral, que  $\frac{\delta h}{\delta t}$  disminuya al aumentar  $t$ .

supuesto que S permanece constante. Así pues, el flujo ha de ser e régimen variable.

Theis resuelve la ecuación general,  $\Delta h = \frac{S}{T} \frac{\delta h}{\delta t}$ , puestas en coordenadas cilíndricas, tomando como eje vertical el eje del pozo:

$$\frac{\delta^2 h}{\delta r^2} + \frac{1}{r} \frac{\delta h}{\delta r} = \frac{S}{T} \cdot \frac{\delta h}{\delta t}$$

con las condiciones de contorno:

$$h(r, 0) = h_0 \quad \text{para } t \leq 0$$

$$h = h_0 \quad \text{para } r \rightarrow \infty \quad \text{para } t > 0$$

$$\lim_{r \rightarrow 0} (r, \frac{\delta h}{\delta r}) = \frac{Q}{2\pi T} \quad \text{para } t > 0$$

En estas condiciones la solución es:

$$h = h_0 - \frac{Q}{4\pi T} \int_u^{\infty} \frac{e^{-x}}{x} dx$$

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

La integral escrita es la integral exponencial, que se suele denotar como  $W(u)$ , función del pozo, y que está tabulada para diversos valores de  $u$ .

Como el descenso de nivel piezométrico,  $s$ , en cada punto, es

$$s = h_0 - h, \text{ queda:}$$

$$\left. \begin{aligned} s &= \frac{Q}{4\pi T} \cdot W(u) \\ u &= \frac{r^2 S}{4 T \cdot t} \end{aligned} \right\} (2)$$

En estas ecuaciones conocemos los valores de:

t = tiempo transcurrido desde el comienzo del ensayo

r = distancia del pozo o sondeo de observación al pozo de bombeo

s = descenso del nivel piezométrico observado, para cada t

Q = caudal constante extraído

y queremos determinar los valores de S y T. Se hace mediante un procedimiento gráfico, ideado por Theis, que se basa en que la relación funcional entre W(u) y u es la misma que entre s y  $\frac{r^2}{t}$ , como se deduce de la simple inspección de las ecuaciones, al ser constantes S, T y Q.

El procedimiento es el siguiente:

Se dibuja (o se tiene ya disponible) la curva W en función de u, en papel logarítmico.

Sobre ella se superpone la curva s en función de  $r^2/t$ , dibujada también en papel logarítmico y, manteniendo los ejes en ambas gráficas paralelos, se ajustan las dos curvas lo mejor posible. Se escoge luego un punto común a ambas curvas, que nos da simultáneamente valores de u, W, s y  $r^2/t$  que cumplen las dos ecuaciones.

En estas dos ecuaciones solamente quedan entonces S y T como incógnitas y se pueden despejar inmediatamente. Una observación importante es que una vez ajustadas las dos gráficas, no es necesario

tomar el punto común sobre las propias curvas; en general, es más cómodo tomar el punto  $u = 1$ ,  $W = 1$  y leer directamente los valores de  $s$  y  $r^2/t$  en los ejes de la otra gráfica.

Si se dispone de un solo pozo de observación es  $r = \text{constante}$ , se utiliza la gráfica de  $s$  en función de  $1/t$ , que se superpone sobre la curva tipo  $W(u)$ .

En el campo es más cómodo tomar los descensos en función de  $t/r^2$  o de  $t$  (si sólo hay un pozo de observación). Las gráficas de  $s(t)$  o  $s(t/r^2)$  se superponen entonces sobre  $W(1/u)$ . Esta última se puede dibujar fácilmente, pues es la misma de  $W(u)$  invirtiendo el sentido del eje  $u$  y poniendo los valores de  $1/u$  en abscisas, en lugar de los valores de  $u$ . El resto del método es el mismo.

La ecuación de Theis es aplicable con todo rigor sólo cuando se cumplen las siguientes condiciones:

1. el acuífero es homogéneo e isótropo
2. el acuífero tiene una extensión superficial infinita
3. la transmisividad,  $T$ , es constante, no dependiendo del tiempo ni del lugar
4. el agua descarga instantáneamente y procede exclusivamente de la almacenada en el acuífero, que no es alimentado lateral ni verticalmente.
5. el pozo penetra a través de toda la altura vertical del acuífero, hasta su base impermeable.
6. el pozo de extracción tiene un diámetro infinitesimal.

Es obvio que las cuatro primeras condiciones no se cumplen en la realidad, mientras que la quinta lo es a veces y la sexta se puede aceptar razonablemente, puesto que el diámetro del pozo de bombeo



suele ser muy pequeño en comparación al diámetro del cono de depresión, pasado un breve período de ensayo.

La condición de homogeneidad e isotropía es la que más raramente se cumple en la naturaleza, pues casi siempre el acuífero está instalado en un medio sedimentario estratificado cuyas capas tienen permeabilidades distintas, además de que puede haber cambios laterales de facies. En general, la permeabilidad horizontal suele ser mayor que la vertical. Todo esto provoca perturbaciones en la curva,  $s = r^2/t$ , que a veces son de difícil interpretación; sobre todo en el caso de los acuíferos en medios kársticos, que pueden ser altamente heterogéneos y anisótropos.

A veces se utilizan pozos de observación que penetran el acuífero hasta distintas profundidades y que se sitúan a la misma distancia del pozo de bombeo, con la finalidad de determinar con más precisión las permeabilidades horizontales de las diversas capas de un acuífero estratificado, así como la permeabilidad vertical.

El método de Theis no es aplicable, en sentido estricto, a los acuíferos libres. En éstos no suele mantenerse constante la transmisividad durante la realización del ensayo de bombeo, sino que va disminuyendo, lo que se refleja en que los descensos observados son mayores que en un acuífero confinado, con la misma transmisividad inicial. Jacob propone la siguiente fórmula de ajuste:

$$(h_0 - h)' = (h_0 - h) - \frac{(h_0 - h)^2}{2b}$$

donde:

$h_0 - h$  = descenso observado en el acuífero libre

$(h_0 - h)'$  = descenso equivalente en un acuífero confinado, con la

misma transmisividad inicial

b = espesor de la parte saturada del acuífero, antes de comenzar el bombeo.

Otro efecto que hay que tener en cuenta en un acuífero libre es que cuando desciende la superficie piezométrica, que da una cierta cantidad de agua retenida entre la posición original y la correspondiente a un instante,  $t$ , del período de bombeo, que va drenando lentamente hacia la capa freática, lo cual se refleja en que el coeficiente de almacenamiento,  $S$ , va aumentando poco a poco, hasta llegar finalmente a coincidir con la porosidad efectiva. Así, los valores de  $S$  determinados en ensayos de bombeo no muy prolongados, de unas cuantas horas o incluso uno o dos días, suelen ser mucho menores que el valor real de la porosidad efectiva.

A pesar de estas objeciones, el método de Theis se aplica con resultados razonables en gran número de situaciones hidrológicas que no corresponden exactamente a las condiciones supuestas en su base teórica. Sin embargo, es necesario conocer estos supuestos con exactitud para poder interpretar los resultados de un ensayo que presente desviaciones respecto de las curvas establecidas teóricamente.

## 2.2 Método de Jacob.

En 1946, Jacob observó lo siguiente: el desarrollo en serie de  $W(u)$ , en la ecuación de Theis, da:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \cdot (-0,5772 - \log u + u - \frac{u^2}{2 \cdot 2!} + \frac{u^3}{3 \cdot 3!} + \frac{u^4}{4 \cdot 4!} + \dots)$$

que para valores de  $u$  pequeños se puede reemplazar por:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} (-0,5772 - \log u)$$

que en logaritmos decimales es:

$$s = \frac{2.30 \cdot Q}{4\pi T} \log \frac{2.25 T \cdot t}{r^2 S} \quad (...3...)$$

Esta aproximación logarítmica es válida, según Jacob, para  $u < 0.01$ . Como:

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

la combinación de los valores de distancia,  $r$ , y tiempo,  $t$ , que hacen  $u < 0.01$  depende de los parámetros  $S$  y  $T$  del acuífero.

La ecuación (...3...) se puede aplicar en los tres casos:

1. Un pozo de observación con descensos medidos en tiempos distintos.
2. Descensos medidos en el mismo instante, en pozos de observación distintos.
3. Observaciones en varios pozos y en instantes diversos.

Veamos la aplicación práctica del método en los tres casos:

**Caso 1.** -  $r$  es constante y  $t$  variable, en la ecuación (...3...), que se puede poner en la forma:

$$s = \frac{2.30 Q}{4\pi T} \log \frac{2.25 T}{r^2 S} + \frac{2.30 Q}{4\pi T} \cdot \log t$$

La función,  $s - \log t$ , viene representada por una recta de pendiente  $\frac{2.30 Q}{4\pi T}$ . Así, en la práctica, se halla  $T$  dibujando los descensos observados,  $s$ , en función de los tiempos,  $t$ , en escala semilogarítmica, y tomando  $\Delta \log t = 1$ , el  $\Delta s$  correspondiente, que se lee directamente, es:

$$\frac{2.30 Q}{4\pi T}$$

lo que permite calcular  $T$ . Se puede calcular introduciendo  $T$  y las coordenadas de un punto cualquiera de la recta en la ecuación (...3...) o bien observando que la abscisa en el origen de la recta es  $t_0$ , tal que:

$$\frac{2.25 \cdot T \cdot t_0}{r^2 \cdot S} = 1$$

**Caso 2.** -  $t$  es constante y  $r$  variable, en la ecuación (...3...), que se puede poner en la forma:

$$s = \frac{2.30 \cdot Q}{4\pi T} \log \frac{2.25 T \cdot t}{S} - \frac{2.30 \cdot Q}{2\pi T} \log r^2$$

La gráfica,  $s - \log r$ , es una recta de pendiente  $\frac{-2.30 \cdot Q}{2\pi T}$ . Se hallan  $T$  y  $S$  siguiendo un método análogo al del caso 1.

**Caso 3.** -  $r$  y  $t$  son variables. La ecuación (...3...) se puede poner:

$$s = \frac{2.30 \cdot Q}{4\pi T} \log \frac{2.25 \cdot T}{S} + \frac{2.30 \cdot Q}{4\pi T} \cdot \log \frac{t}{r^2}$$

La gráfica,  $s - \log \frac{t}{r^2}$ , es una recta de pendiente  $\frac{2.30 \cdot Q}{4\pi T}$

Se determina S y T análogamente a los dos casos anteriores.

El método de Jacob da resultados óptimos en condiciones de régimen permanente y/o de equilibrio del cono de depresión. Este último puede alcanzarse pronto en zonas próximas al pozo de bombeo, pero si los pozos de observación están situados a gran distancia, el método sólo es aplicable cuando transcurre un largo periodo del ensayo. Tanto la distancia como el tiempo, que determinan la aplicabilidad de este método, dependen de la relación S/T.

Cuando se aplica este método en acuíferos libres, que requieren un periodo de bombeo muy largo hasta alcanzar la posición de equilibrio del cono de depresión, puede dar lugar a interpretaciones falsas si no se tiene en cuenta esta circunstancia. En rigor, el método de Jacob sólo es aplicable en acuíferos confinados y en las condiciones especificadas. No es aplicable, por tanto, si el acuífero recibe alguna alimentación a través de capas semi-confinantes, o si entran en acción zonas de recarga durante el ensayo.

Cuando el pozo de bombeo penetra sólo parcialmente en el acuífero, la interpretación basada en la gráfica,  $s - \log r$ , da valores erróneos de T, mientras que se obtiene un valor bastante aproximado basándose en la  $s - \log t$ , pero si a su vez los pozos de observación son parciales, los valores de s, obtenidos de  $s - \log t$ , también son erróneos.

La ecuación de Jacob, aproximación logarítmica de la de Theis, se puede poner en la forma:

$$\frac{s}{Q} = \frac{0.183}{T} \cdot \log \frac{2.25 \cdot T}{S \cdot r^2} + \frac{0.183}{T} \cdot \log t$$

La gráfica de  $s/Q - \log t$  es una recta, cuya pendiente es  $0.183/T$ , lo que permite calcular  $T$  inmediatamente, con un sólo pozo o observación, así como  $S \cdot r^2$ .

### 2.3.-Método de Hantush. (Acuífero semiconfinado.)

En la naturaleza es raro que un acuífero esté perfectamente confinado entre dos capas totalmente impermeables. En general, un acuífero "confinado" puede ser recargado o descargado a través de las capas adyacentes, pero este efecto es muchas veces despreciable y no se tiene en cuenta en las ecuaciones ni en los ensayos de bombeo.

Sin embargo, en algunas ocasiones se ha comprobado que la recarga del acuífero a través de las capas semipermeables que le rodean es importante, sobre todo en el caso de un acuífero situado entre un sustrato impermeable y una capa semipermeable sobre la cual hay un agua freática instalada, por ejemplo, en arenas. Inicialmente se puede considerar un sólo acuífero, con el nivel piezométrico a la altura,  $H$ , sobre el sustrato impermeable. Pero si se extrae agua del acuífero semiconfinado, el nivel piezométrico en éste baja bruscamente a  $h < H$ , y se establece una circulación vertical a través de la capa semipermeable, ya que hay un gradiente entre el nivel superior y el inferior de ella,  $H - h/b'$ .

Si  $K' \ll K$  se puede suponer que la dirección del flujo es vertical en B y horizontal en A. Entonces, el descenso,  $s = H - h$ , en el acuífero semi-confinado A satisface:

$$\Delta s = \frac{s}{B^2} = \frac{S}{T} \cdot \frac{\delta s}{\delta t}$$

donde:

S = coeficiente de almacenamiento del acuífero A

T = transmisividad del mismo

B = coeficiente de filtración, dado por  $B = \sqrt{\frac{k \cdot b \cdot b'}{k}}$ . Valores grandes de B indican valores pequeños de la recarga a través de la capa B, y viceversa. Los valores de  $k'/b'$  suelen variar entre los órdenes,  $10^{-10} - 10^{-7} \text{ seg}^{-1}$ .

La solución de la ecuación, dada por Hantush - Jacob es:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \cdot W\left(u, \frac{r}{B}\right),$$

donde:

$$W\left(u, \frac{r}{B}\right) = \int_u^\infty \frac{1}{x} \cdot e^{-x - \frac{r^2}{4B^2 x}} dx,$$

siendo:

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

y los símbolos tienen el mismo significado que en la fórmula de Theis, a la cual se reduce la fórmula anterior cuando  $B \rightarrow \infty$ .

El método práctico de resolución es análogo al de la curva-tipo de Theis:

$$\log s = \log W\left(u, \frac{r}{B}\right) + \log \frac{Q}{4\pi T}$$

$$\log t = \log \frac{1}{u} + \log \frac{r^2 S}{4T}$$

$$\frac{r}{B} = \frac{r}{\sqrt{T/(K'/b')}}}$$

En un ensayo de bombeo con un pozo de observación  $r =$  constante, y se representan los descensos,  $s$ , en función de los tiempos,  $t$ , en escalas logarítmicas, que se superponen a las curvas-tipo obtenidas, manteniendo los ejes paralelos hasta conseguir el ajuste mejor. Se obtiene así el valor de  $r/B$  y las coordenadas de un punto común, que serán valores de  $s$ ,  $t$ ,  $u$  y  $W$  que satisfacen las ecuaciones escritas. De ellas se obtienen, entonces, los valores de  $S$ ,  $T$  y  $K'/b'$ .

Suele suceder que en los primeros instantes del ensayo los valores de  $s$  corresponden a los de la curva de Theis y se aparta posteriormente, tomando valores menores que los correspondientes a esta curva, cuando la recarga a través de la capa semi-confinante se hace apreciable. Finalmente puede predominar esta y estabilizarse en un régimen.



# PRUEBA DE BOMBEO

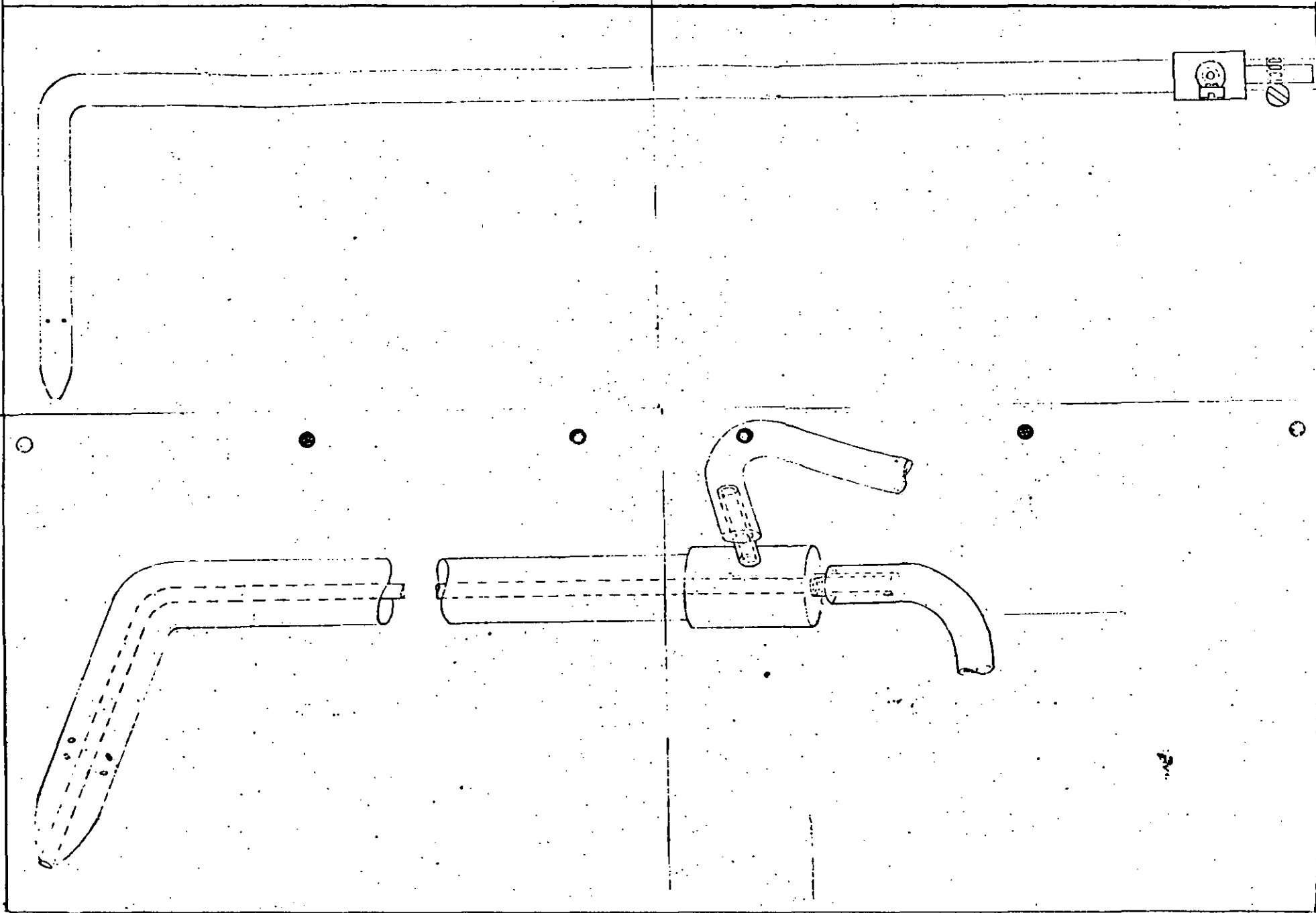
APROVECHAMIENTO TIPO _____	No. _____
HORA DE INICIO _____	TIPO DE DESCARGA _____
DIAM. DE DESC. _____	CAUDAL _____ LPS
NE. _____ N.D. _____	FECHA _____

LECTURAS	Seg. Min. Hrs.	ABATIMIENTO NIVEL EN METS.	RECUPERACION NIVEL EN METS.	POZO DE OBS. NIVEL EN METS.
1	0.04			
2	0.08			
3	0.15			
4	0.30			
5	1.00			
6	2.00			
7	4.00			
8	8.00			
9	15.00			
10	30.00			
11	1.00			
12	2.00			
13	4.00			
14	8.00			
15	16.00			
16	24.00			
17	32.00			
18	40.00			
19	48.00			
20	56.00			
21	64.00			
22	72.00			

## OBSERVACIONES


TOMO DATOS \_\_\_\_\_

LESSER Y ASOCIADOS, S. A.



ZONA :

ESTADO :

POZO No. \_\_\_\_\_

Ø DESC. \_\_\_\_\_ pulgs.

CAUDAL \_\_\_\_\_ l.p.s.

PROF. \_\_\_\_\_ mts.

N.E. \_\_\_\_\_ mts.

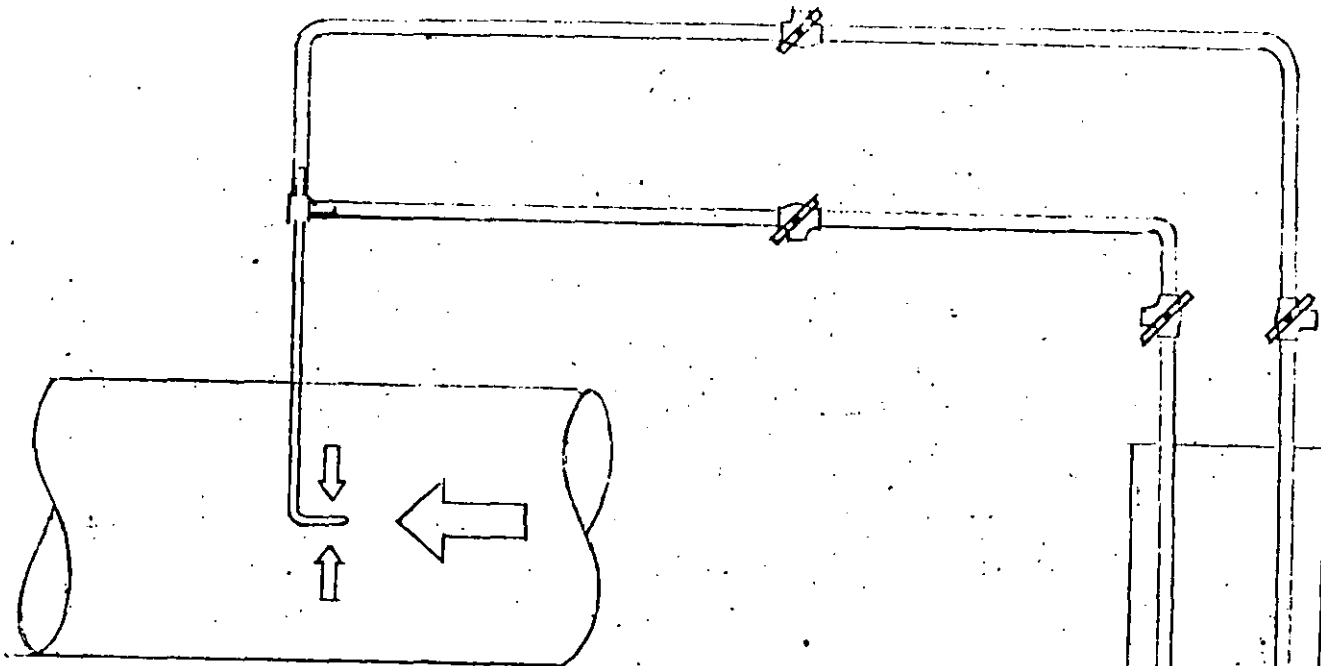
CEDAZO (s)

DE \_\_\_\_\_ A \_\_\_\_\_ mts.

LONG. TUB.

DE SUCC. \_\_\_\_\_ mts.

H O R A DE LECTURA	SECUENCIA DE LECTURAS PROPUESTA	TIE M P O E N MINUTOS	PROFUNDIDAD AL NIVEL DINAMICO
	0 seg.	0.00	
	1 5 "	0.25	
	3 0 "	0.50	
	4 5 "	0.75	
	1.0 min.	1.00	
	2.0 "	2.00	
	3.0 "	3.00	
	4.0 "	4.00	
	6.0 "	6.00	
	8.0 "	8.00	
	12.0 "	12.00	
	15.0 "	15.00	
	30.0 " -	30.00	
	45.0 "	45.00	
	1.0 hr.	60.00	
	1.5 "	90.00	
	2.0 "	120.00	
	2.5 "	150.00	
	3.0 "	180.00	
	3.5 "	210.00	
	4.0 "	240.00	
	4.5 "	270.00	
	5.0 "	300.00	
	5.5 "	330.00	
	6.0 "	360.00	
	6.5 "	390.00	
	7.0 "	420.00	
	7.5 "	450.00	
	8.0 "	480.00	
	8.5 "	510.00	
	9.0 "	540.00	
	9.5 "	570.00	
	10.0 "	600.00	



MERCURIO  $\rho = 13.6$

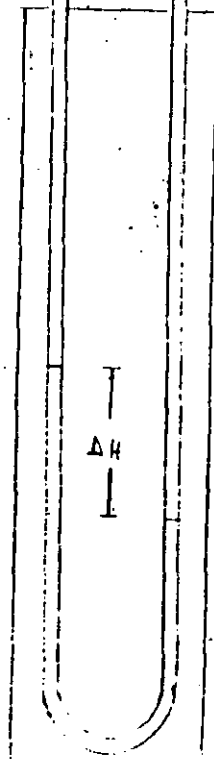
$$V = \sqrt{2g \left( \frac{\rho_{\text{Hg}}}{\rho_{\text{H}_2\text{O}}} - 1 \right) \Delta H} = \sqrt{246.96 \times \Delta H}$$

TETRA CLORURO DE CARBONO  $\rho_{\text{CCl}_4} = 1.589$

$$V = \sqrt{2g \left( \frac{\rho_{\text{CCl}_4}}{\rho_{\text{H}_2\text{O}}} - 1 \right) \Delta H} = \sqrt{11.44 \times \Delta H}$$

AGUA  $\rho_{\text{H}_2\text{O}} = 1$

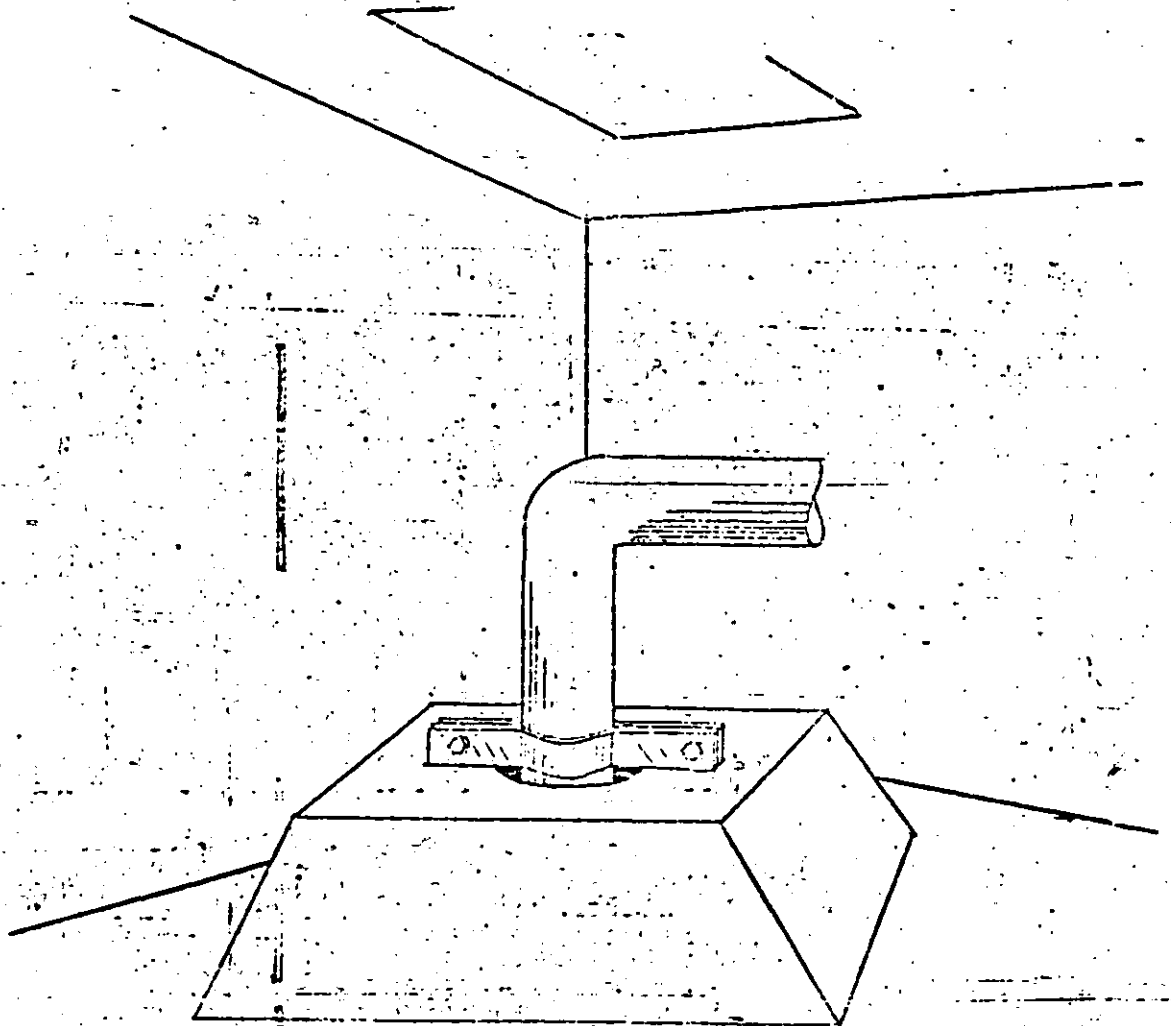
$$V = \sqrt{2g \times \Delta H} = \sqrt{19.6 \Delta H}$$



Croquis descriptivo del lugar exacto, donde fue referida la medición del nivel estático

Pozo N° \_\_\_\_\_ NE \_\_\_\_\_ m.

Localización \_\_\_\_\_



OBSERVACIONES \_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_



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

*CURSOS ABIERTOS*

*IV CURSO INTERANCIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION  
DE ACUIFEROS*

*17 DE AGOSTO AL 11 DE SEPTIEMBRE DE 1992*

*DISEÑO DE POZOS DE AGUA*

*ING. JOSE MARIA BOLIVAR DEL VALLE*

*PALACIO DE MINERIA*

De no ser así se modificarán los dos tamaños, para que la condición anterior se cumpla.

En el mismo ejemplo:

$$d_{85} \times 5 = 0.96 \times 5 = 4.8$$

$$d_{50} \times 5 = 0.60 \times 5 = 3.00$$

$$d_{15} \times 5 = 0.265 \times 5 = 1.3 \text{ m}$$

$$\frac{d_{85}}{d_{15}} = 3.69 < 5, \text{ se cumple la condición.}$$

F-2.4 Método de Kruse (1960).- Considera la relación Filtro + acuífero (F/A) en su  $d_{50}$ . Los valores recomendados para estabilizar las arenas son los siguientes:

ACUIFERO	FILTRO	F/A MAXIMO
Uniforme	Uniforme	9.5
No uniforme	Uniforme	13.5
Uniforme	No uniforme	13.5
No uniforme	No uniforme	17.5

En el ejemplo se trata de una arena no uniforme y supon-  
dremos que no podemos conseguir un filtro graduado; En-  
tonces:

Acuífero - No uniforme

Filtro - Uniforme

$$F/A = 13.5 \text{ como máximo}$$

$$A d_{50} = 0.60$$

$$F d_{50} = 8.10 \text{ máximo}$$

En la práctica se ha observado que:

- A igual F/A se produce menos movimiento de arena con -  
filtros no uniformes que si lo son.

- Para F/A bajas el movimiento de arenas al principio del  
desarrollo aumenta proporcionalmente al coeficiente de -  
uniformidad del acuífero.

- Si se selecciona un filtro no uniforme, resulta adecuado  
que a partir del F  $d_{50}$  calculado se trace para el filtro-  
una curva más o menos semejante a la del acuífero, si es  
posible sin rebasar un coeficiente de uniformidad de 3.

F-2.5 Método de Fichs (1963).- Es recomendable preferentemente  
a acuíferos no uniformes, sin que lo excluya de los uni-  
formes.

El filtro se diseña de acuerdo a las siguientes relaciones:

$$\begin{aligned} F d_{50} &= 4 A d_{85} \\ F d_{50} &= 16 A d_{50} \quad \text{Cuando el acuifero es uniforme} \\ F d_{50} &= 10 A d_{50} \quad \text{Cuando el acuifero no es uniforme} \end{aligned}$$

Se seleccionará el menor valor obtenido o un rango entre los dos valores.

En el ejemplo: No es uniforme.

$$\begin{aligned} A d_{85} &= 0.96 \text{ mm} \\ A d_{50} &= 0.60 \text{ mm} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} F d_{50} &= 0.96 \quad \times \quad 4 \quad = \quad 3.84 \text{ mm} \\ F d_{50} &= 10 \quad \times \quad 0.60 \quad = \quad 6.00 \text{ mm} \end{aligned}$$

F-2.6 Método de Johnson (1966).- Es uno de los métodos más recomendables si se tiene la posibilidad de obtener un filtro graduado en la zona donde se construyen los pozos, y si se cuenta además con un cedazo con buen porcentaje de área libre.

Para la selección del filtro se procede del siguiente modo:

-Se elaborará la curva granulométrica del material más fino.

-En la curva se obtendrá su  $d_{30}$  o sea el 70% retenido y se multiplicará por un factor variable entre 4 y 9.

- 4 Si el material del acuifero es fino y uniforme
- 6 Si el material es más grueso y menos uniforme
- 6-9 Si fuera muy poco uniforme y tuviera limos.

- El producto de esta multiplicación será el tamaño  $d_{30}$  del filtro granular.

-Con base en este punto se traza una curva con coeficiente de uniformidad igual  $\sigma$  menor que 2.5

-Esta será la curva del filtro y se permitiraán tolerancias de  $\pm 8\%$ .

En el ejemplo:

$$\begin{aligned} d_{30} &= 0.41 \text{ mm y tomaremos un factor de 4} \\ d_{30} \text{ del filtro} &= 1.64 \text{ mm} \end{aligned}$$

Se trazó la curva cuyo coeficiente de uniformidad fué:

$$\frac{d_{60}}{d_{10}} = \frac{2.85}{1.18} = 2.42$$



F-2.7 Método de Campbell-Lehr (1973).- Se basa en la llamada -- "Relación del empaque de grava" que se obtiene:

$$\text{Reg} = \frac{50\% \text{ Filtro}}{50\% \text{ formación}}$$

Si la Reg vale entre 4 y 5, los pozos normalmente tienen una alta eficiencia y al agua producida estará libre de arena.

Si Reg varía entre 7 y 10 la eficiencia disminuye notablemente.

Valores de Reg del orden de 10 pueden significar pozos productores de arena en cantidades moderadas.

Valores del orden de 20 implican filtros completamente - - ineficientes.

A mayores coeficientes de uniformidad en la formación se podrá disminuir el de el filtro, como ejemplo de un caso práctico podemos citar un coeficiente de uniformidad de - 1.5 para un material acuífero de 8.3 sin que produjera - arena.

En el ejemplo:

$$d_{50} = 0.6 \quad \text{y tomaremos} \quad \text{Reg} = 4$$

$$\text{entonces: } d_{50} = 0.6 \times 4 = 2.4 \text{ mm}$$

La curva se trazó con un coeficiente de uniformidad semejante al empleado en el método de Johnson.

#### IV.- EJEMPLO DE DISEÑO

Supondremos que se ha efectuado una perforación exploratoria hasta 235 m. en la cuál se ha encontrado la siguiente columna estratigráfica:

Prof.	Litología
0-5 m	Suelo vegetal
5-17 m	Arenas de grano medio. El registro eléctrico muestra alta salinidad.
17-93 m	Arcillas plásticas de color café con poca arena.
93-142 m	Alternancias de estratos delgados de arenas finas, medias, gruesas, gravillas y mezclas de estos materiales.
142-196	Limos arcillosos
196-225	Arenas finas
225-230	Granito intemperizado
230-235	Granito sano.

Nivel estático = 6.50 m

Caudal requerido = un mínimo de 100 lt/seg. o más si fuera posible.

Durante la perforación se tuvieron pérdidas considerables de lodo en el tramo 100-142 m y en el 200-210 m, por lo que se puede esperar el caudal requerido con un nivel dinámico que según experiencias de la zona para 100 lt/seg. oscilaría entre 40 y 60 m.

Las aguas de la región no tienen propiedades incrustantes ni corrosivas.

En base a la información obtenida se decide clausurar el acuífero superior de agua de mala calidad y explotar el localizado entre 93 y 142 m y el de 196 a 225.

#### DIAMETRO DE TUBERIAS

Cámara de Bombeo.- Un caudal de 100 lt/seg. requiere una bomba con tazón de 12" o sea que el diámetro óptimo de la cámara de bombeo sería de 16". Además este tamaño permitiría si el aforo lo aconsejara instalar tazones de 14"

Para 100 lt/seg. se tendrían niveles del orden de los 50 m., - pero como podemos explotar más caudal y en previsión de futuros abatimientos regionales prolongaremos la cámara hasta 96 m.

Entonces:

Cámara de bombeo: 0-96 m. en 16" ciega

Porción Filtrante.- En este caso, dado que se tienen acuíferos de arenas finas homogéneas se impone un pozo con filtro granular.

El análisis granulométrico indica un filtro con  $d_{10} = 0.8$  mm - por lo que seleccionamos un cedazo de 1 mm.

Los acuíferos no muestran artesianismo o sea que los trataremos como libres y dejaremos abierto el 50% inferior de cada uno.

Utilizaremos cedazo de P.V.C.

Entonces:

$$\text{Acuífero} = (142-93) + (225-196) = 78 \text{ m}$$

$$\text{Cedazo} = 78 \times 0.5 = 39 \text{ m.}$$

Calcularemos la ranura previendo un caudal de 150 lt/seg.

Entonces la base de cálculo sería:

$$Q = 150 \text{ lt/seg.} = 150,000 \text{ cm}^3/\text{seg.}$$

$$L = 39 \text{ m}$$

$$v = 3 \text{ cm/seg.}$$

Probaremos por ejemplo un ademe de PVC con ranura de 1 mm y 8". En la tabla vemos que ofrece un área libre de 504 cm<sup>2</sup>/m

$$\text{Area libre total} = 504 \times 39 = 19,656 \text{ cm}^2$$

$$v = \frac{Q}{A} = \frac{150,000}{19,656} = 7.63 \text{ cm.}$$

resulta una velocidad muy alta

Probaremos 12", entonces el área libre es de 700 cm<sup>2</sup>/m.

$$A_{lt} = 700 \times 39 = 27,300 \text{ cm}^2$$

$$v = \frac{150,000}{27,300} = 5.49 \text{ también alta}$$

$$\text{Con } \emptyset = 14", \quad A_l = 840 \text{ cm}^2/\text{m}$$

$$v = \frac{150,000}{32,760} = 4.57 \text{ cm/seg.}$$

Resulta entonces necesario contar con una mayor longitud de cedazo con lo que disminuirémos la velocidad, perderémos caudal, y ganaremos capacidad específica. Dejemos con cedazo el 80% inferior de cada acuífero. Entonces:

$$L = 78 \text{ m} \times 0.8 = 62.4 \text{ m}$$

$$\text{Con } \emptyset = 12": \quad A_{lt} = 700 \times 62.4 = 43,680 \text{ cm}^2$$

$$v = \frac{150,000}{43,680} = 3.43 \text{ cm/seg.}$$

Esta velocidad resulta ligeramente alta, pero como tomamos una Q excedida de las necesidades la podemos considerar adecuada.

Veamos que caudal podremos manejar sin exceder la velocidad crítica. En la tabla No. vemos que 12" con 1 mm admite 2.10 lt/m entonces.

$$2.10 \times 62.4 = 131.04 \text{ lt/seg.}$$

Hasta el momento hemos diseñado un pozo de las siguientes características:

0-96	m	Ø 16"	Ciega
96-102		12"	Ciega
102-138		12"	Cedazo con ranura de 1 mm
138-198		12"	Ciega
198-222		12"	Cedazo con ranura de 1 mm
222-228		12"	Ciega

Además se va a proteger el pozo de la contaminación del acuífero superior con una cementación de 0-25 m, por lo que en ese tramo colócaremos un casquillo de tubo liso de 24"

El croquis de terminación del pozo sería entonces como se muestra en la fig. 5 y solo restaría solicitar oportunamente los materiales necesarios, poniendo especial atención a la granulometría del filtro granular que se deberá plegar a lo especificado anteriormente al tratar el tema.

4.- LONGITUD DEL CEDAZO O REJILLA.

a) Acuíferos Artesianos Homogéneos.

En este tipo de pozos se deberá tratar de que la depresión no rebasé el techo del acuífero artesiano. El cedazo se deberá instalar centrado en el acuífero y abarcando entre el 70% y el 80% del mismo; 70% cuando el espesor no exceda de 10 m. y 80% si sobrepasa esta medida.

b) Acuíferos Artesianos no Homogéneos.

En este tipo de acuíferos resulta conveniente colocar la rejilla en el estrato más permeable, lo cual se podrá determinar mediante una prueba de permeabilidad o un estudio granulométrico de las muestras de perforación o bien mediante el registro eléctrico del pozo. Si no es posible ninguna de las soluciones anteriores mediante una inspección visual cuidadosa en que se atiendan primordialmente los aspectos de granulometría y limpieza.

Si se opta por el método sencillo de la curva granulométrica se podrá establecer la permeabilidad relativa de la muestra estableciendo el "tamaño" efectivo de la misma. El tamaño efectivo es aquel que se establece por el 90% retenido o bien lo que es lo mismo por el 10% que pasa.

La permeabilidad relativa de dos muestras se establece elevando al cuadrado el tamaño efectivo de las muestras, por ejemplo:

Muestra	Tamaño efectivo	Permeabilidad relativa
1	0.2 mm	0.04
2	0.1 mm	0.01

En el ejemplo, la muestra 1 tiene una permeabilidad unas 4 veces mayor que la muestra 2.

c) Acuíferos libres homogéneos.

Para el diseño de la rejilla en este tipo de acuíferos presenta dos situaciones contradictorias, pues por una parte el disponer de un cedazo lo más largo posible reduce la convergencia del flujo y por tanto la velocidad de entrada del agua, con lo que se consigue mayor capacidad específica. Por otra parte el instalar un cedazo lo más corto posible aumenta la capacidad de abatimiento y por tanto de obtener mayor caudal.

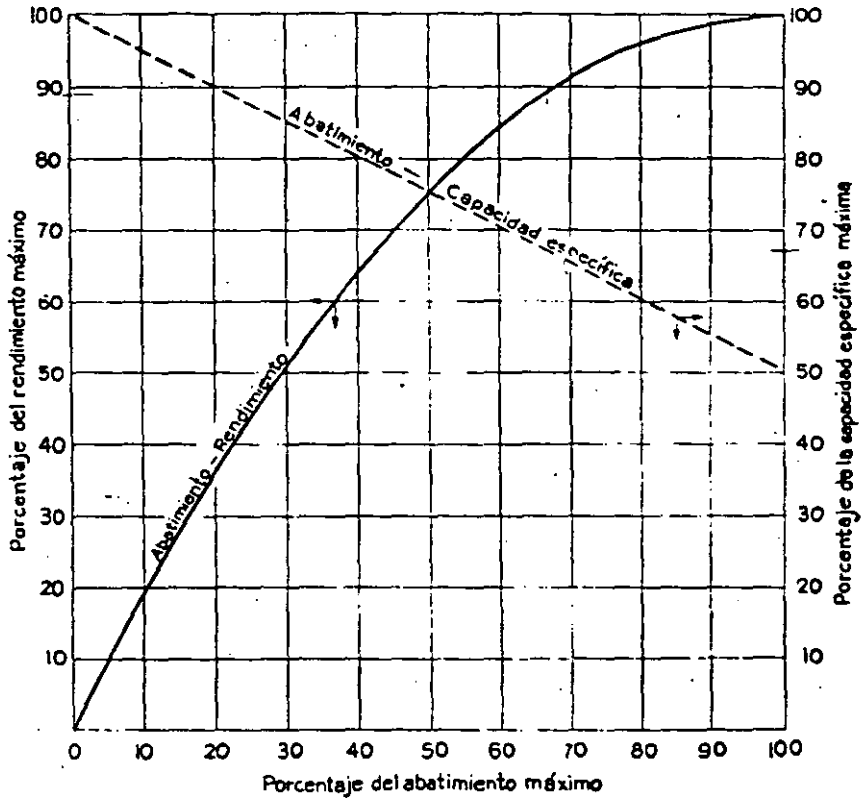
O sea, si se pretende que el costo del agua extraída sea el menor posible o por cualquier política de extracción deseamos poco abatimiento, la rejilla deberá encarar la mayor parte del acuífero. Pero si se pretende el mayor caudal se deberá colocar solo en la parte inferior de él, aunque en este caso el costo unitario del agua extraída será mayor y crecerá también la posibilidad de arrastre de sólidos al tener también una mayor velocidad de entrada.

En términos generales se puede decir que el mejor diseño para un acuífero libre homogéneo consiste en colocar el cedazo en la parte inferior del acuífero con una longitud variable entre el 30% y el 50% del acuífero y abatir el nivel estático hasta una cota ligeramente superior a la de la rejilla.

Trataremos este tema con mayor amplitud para que se entienda más claramente el porqué de los porcentajes antes citados. Primero debe quedar establecido que la óptima explotación de un pozo se logra cuando se logra un abatimiento tal que ofrezca un valor máximo para el producto de el caudal por la capacidad específica.

Explotación óptima si  $Q \times \frac{Q}{\Delta h}$  es máximo .

Observemos la figura 1, en ella la curva continua muestra la relación entre abatimiento y rendimiento y el "0" corresponde a la ausencia de explotación (pozo parado), mientras que el 100% lo hará cuando el abatimiento llegue al fondo del pozo. El rendimiento máximo es la cantidad de agua que el pozo producirá cuando se provoque el máximo abatimiento.



Acetato 1

La línea recta interrumpida muestra la relación entre el abatimiento y la capacidad específica. Podemos ver que la máxima capacidad específica corresponde a la ausencia de abatimiento y la mínima cuando ocurre el máximo abatimiento. Conviene hacer notar que la mínima capacidad específica es solo el 50% de la máxima.

Vamos a demostrar el uso de la curva con un ejemplo. Supondremos un pozo con una profundidad de 145 m. con un nivel estático a 30 m. Por tanto el espesor saturado será de 115 m. Se bombeó el pozo a 120 lt/seg. y se estabilizó el nivel dinámico a 55 m., o sea que el abatimiento fué de 25 m.

Cuál sería el posible rendimiento del pozo con un nivel de 80 m. (50 m. de abatimiento).

Porcentaje de abatimiento con 120 lt/seg.

$$25/115 = 0.217 = 22\%$$

En la gráfica podemos ver que a un porcentaje de abatimiento máximo de 22% corresponde un porcentaje de rendimiento de 38%

Porcentaje de abatimiento correspondiente a 50 m.

$$50/115 = 0.43 = 43\%$$

En la gráfica

43% abatimiento = 68% de rendimiento.

Si el 38% del rendimiento son 120 lt/seg.:

$$38 - 120$$

$$68 - X$$

$$\therefore X = 215 \text{ lt/seg.}$$

O sea que con un abatimiento de 50 m. (hasta el nivel de 80 m.), se podrían esperar 215 lt/seg.



Veamos ahora que capacidades específicas corresponden a estos valores.

22% de abatimiento = 88% de capacidad específica

43% de abatimiento = 79% de capacidad específica

Para finalizar veamos cual de los dos caudales resulta más adecuado por acercarse más al caudal óptimo.

$$\frac{120}{25} \times 120 = 576 \times 10^3 \text{ m}^5/\text{seg.}^2$$

$$\frac{215}{50} \times 215 = 924 \times 10^3 \text{ m}^5/\text{seg.}^2$$

924 > 576 ó sea que resulta más conveniente el caudal de 215 lt/seg.

Y que significado tiene la unidad  $\text{m}^5/\text{seg.}^2$  ? Es la aceleración que se le imprime a un metro cúbico a lo largo de un metro.

Si volvemos a la gráfica podemos hacer diversas tentativas para establecer -- cual es el máximo producto de rendimiento por capacidad específica y llegaremos a la conclusión de este corresponde a un abatimiento de 67% con el cuál - se obtiene un rendimiento del 88% y una capacidad específica del 67%. Esta es la razón de recomendar abatir el acuífero hasta el 30% inferior.

#### a) Acuíferos Libres Heterogéneos.

En este tipo de acuífero son válidas las reglas establecidas para los acuíferos artesianos heterogéneos con la única salvedad de que la rejilla se colocará - en la parte interior del acuífero más permeable.

#### APERTURA DE LAS RAMURAS DE LA REJILLA

##### 1.- Pozos de desarrollo natural.

La base para seleccionar la apertura de las ranuras de la rejilla es la curva granulométrica acumulativa de las muestras.

Formación homogénea. Se seleccionará un tamaño tal que retenga del 40 al 50% - del material muestreado. Se seleccionará el tamaño que retenga el 40% si las

aguas no son corrosivas y 50% si lo son. Se seleccionará 50% en el segundo caso previendo que la corrosión pueda agrandar las ranuras y para evitar un posible paso de la arena al pozo y también resulta apropiado este porcentaje si hay duda sobre la calidad de las muestras.

Se debe considerar que cuanto menor sea el porcentaje seleccionado, mas cantidad de material penetrará al pozo durante el desarrollo y por tanto más durará éste, pero en cambio se dispondrá de más área abierta con lo que disminuye el peligro de incrustación cuando las aguas tengan esta tendencia, y mejoran las condiciones hidráulicas y la capacidad de penetración del desarrollo.

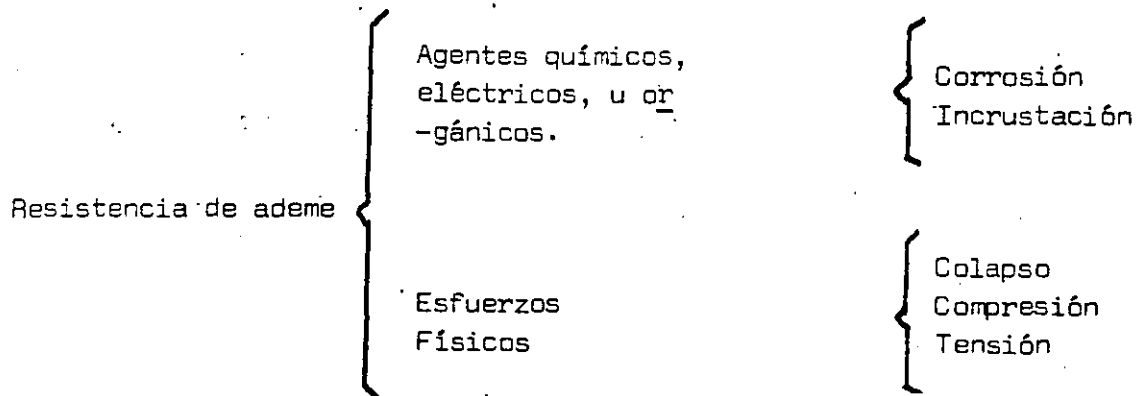
Formación Heterogénea. Si como es el caso más frecuente en la naturaleza el acuífero está constituido por una alternancia de capas de distinta granulometría la mejor política, desde el punto de vista técnico, es tratar cada estrato en forma independiente y diseñar un filtro de ranuras múltiples, pero esto en la práctica frecuentemente no es posible debido a la dificultad en disponer en corto tiempo de cedazos de diferentes ranuras.

- 2.- Pozos en empaque de grava. Difieren de los de desarrollo natural en el hecho de que en ellos se coloca un filtro granular entre el acuífero y el cedazo, en lugar de formar un filtro natural en el propio acuífero mediante un proceso de desarrollo.

Estos son con mucha ventaja los más comunes en México y por tanto merecen ser tratados por separado. Veremos entonces la selección de tamaño de la ranura de la rejilla.

#### RESISTENCIA DE LAS REJILLAS

Al seleccionar el material de que se construirá una rejilla y en general todo el ademe de un pozo se deben considerar esencialmente dos tipos de fenómenos que actuarán contra ella:



La característica de un agua a ser corrosiva o incrustante no siempre se puede establecer desde el momento de la construcción de un pozo, pero si se cuenta con análisis químicos de sus aguas se puede preveer este inconveniente — aunque sin saberse la intensidad del fenómeno.

1.- Aguas corrosivas.

La corrosión es un fenómeno o conjunto de fenómenos cuyo resultado es la destrucción del material corroído con su disgregación o puesta en solución

Los indicadores de corrosión que permiten sospechar la posibilidad del fenómeno son:

- a) Bajo pH  
 pH < 7 agua corrosiva
- b) Oxígeno disuelto (O<sub>2</sub>). Supresencia contribuye a la corrosión. El oxígeno disuelto es común en acuíferos libres poco profundos.
- c) Sulfuro de Hidrógeno (H<sub>2</sub> S). Este gas produce un olor característico de huevo podrido. Si el gas se puede detectar por su olor o sabor, su concentración es suficiente para provocar una severa corrosión.
- d) Sólidos disueltos totales. Si el total de sólidos excede de 1000 p.p.m. el agua es lo suficientemente conductora de la electricidad para poder ocasionar corrosión electrolítica, sobre todo si existen distintos metales en contacto.

- e) Dioxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ). En concentraciones de más de 50 p.p.m. el agua es corrosiva.
- f) Cloruros (CL). En concentraciones de más de 500 p.p.s. se debe esperar corrosión.

La corrosión, cualquiera que sea su origen, ataca preferentemente la zona de cedazo del pozo, pues la ranura representa una zona con caras libres — accesible a su ataque. El resultado inmediato, generalmente, consiste en un aumento del tamaño de la ranura que permite el paso al pozo de material fino, a veces en cantidades que obligan al abandono del pozo. La bomba es otro elemento susceptible a su ataque, pero no será tratada aquí.

## 2.- Aguas Incrustantes.

Son aquellas que depositan minerales en el cedazo provocando su obturación, o bien en los poros del acuífero cercano al pozo. En los dos casos el efecto resultante es una disminución de la producción del pozo o un aumento en el nivel de bombeo, provocado por mayores pérdidas de carga.

Los indicadores de incrustación son los siguientes:

- a) Dureza total de carbonatos. Si excede de 300 p.p.m. se puede esperar incrustación por acumulación de carbonato de calcio.
- b) Hierro total (Fe). Si el contenido excede de 2 p.p.m. este ión puede precipitar provocando incrustación.
- c) Manganeso total (Mn). Si excede de 1 p.p.m., el pH es alto y existe oxígeno, es muy posible que el manganeso se precipite provocando incrustación.

Como una guía para seleccionar el cedazo se presentan varias tablas:

En la primera de ellas se presentan varios tipos de metales utilizados en E.E.U.U. y Europa pero que no se fabrican en México a excepción del acero, pero que pueden ser utilizados en casos muy especiales si se importarán.

En la figura se muestran límites de profundidad para el uso de tubo de acero liso según fórmula de la A.P.I. Debe considerarse que si se tratara de tubo ranurado, decrece la resistencia mecánica.

En la siguiente tabla aparecen las propiedades mecánicas del ademe y cedazo de P.V.C., este material tiene la gran ventaja de ser inatacable por la corrosión e incrustación, unido a varios tamaños de ranura, buenos porcentajes de área libre y de fácil instalación, en cambio su resistencia mecánica es menor que la del acero.

Las dos tablas subsecuentes presentan comparativamente las características hidráulicas de los cedazos de fabricación nacional y la última es un resumen de las propiedades de los mismos.

METALES UTILIZADOS EN LA FABRICACIÓN DE REJILLAS  
Y SUS VENTAJAS

Nombre del metal	Análisis	Factor de costo	Recomendado para:
MONEL . . . . .	70 % níquel 30 % cobre	1,5	Grandes cantidades de cloruro de sodio combinado con oxígeno disuelto, tal como agua salada. Usualmente no necesita instalarse en pozos para agua potable.
SUPER NÍQUEL . . . . .	70 % cobre 30 % níquel	1,2	Casos como el anterior, pero con aguas no tan corrosivas.
EVERDUR . . . . .	96 % cobre 3 % silicón 1 % manganeso	1,0	Dureza total muy alta, altos contenidos de cloruro de sodio (sin oxígeno disuelto presente). Alto contenido de hierro. Es el metal más usado para pozos municipales e industriales. Es extremadamente resistente al tratamiento con ácido.
ACERO INOXIDABLE . . . . .	74 % acero 18 % cromo 8 % níquel	1,0	Sulfuro de hidrógeno. Oxígeno disuelto. Dióxido de carbono. Bacterias ferruginosas. Resistencia. Ocupa el segundo lugar, después de everdur, en el uso para pozos municipales e industriales.
LATÓN COBRIZO SILÍCO . . . . .	83 % cobre 15 % zinc 1 % silicón	0,9	Tiene los mismos usos que el everdur, pero no es tan bueno ni tan resistente. Se usa en aguas relativamente inactivas.
HIERRO GARMCOB . . . . .	99,84 % hierro puro (doblemente galvanizado)	0,6	No es resistente a la corrosión, pero la experiencia indica que funciona satisfactoriamente en algunas áreas. Se usa para pozos de irrigación en zonas donde las aguas son relativamente neutras.
ACERO . . . . .	99,35/99,72 % hierro 0,08/0,15 % carbono 0,20/0,50 % manganeso (doblemente galvanizado)	0,5	No es resistente a la corrosión. Generalmente se usa en pozos provisionales como pozos de prueba o pozos de drenaje. Sin embargo, ha dado duración satisfactoria en algunas áreas del Sur-Oeste de los Estados Unidos, donde las aguas no son ni corrosivas ni incrustantes.

Tabla 1

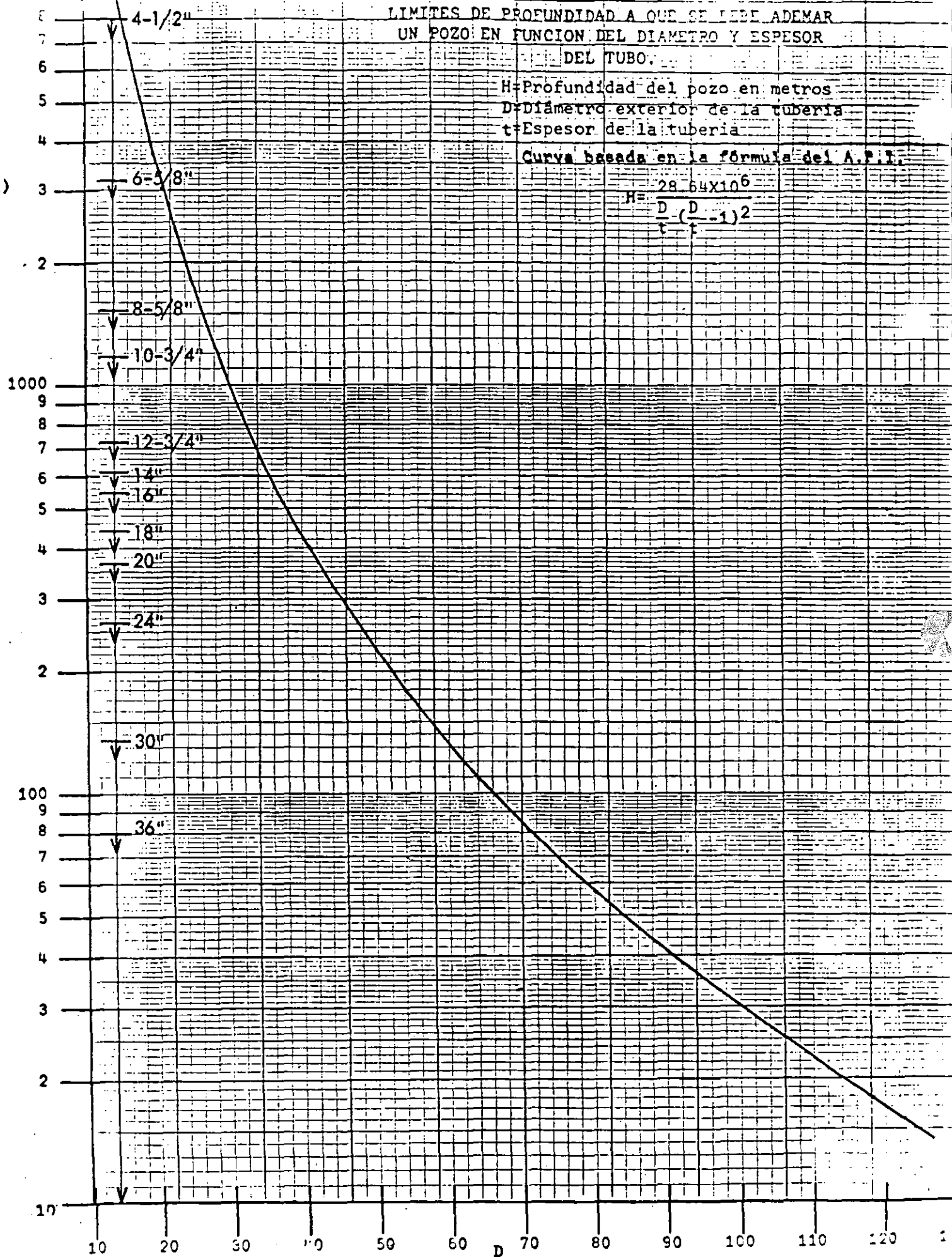
LIMITES DE PROFUNDIDAD A QUE SE DEBE ADEMAR UN POZO EN FUNCION DEL DIAMETRO Y ESPESOR DEL TUBO.

H=Profundidad del pozo en metros  
 D=Diámetro exterior de la tubería  
 t=Espesor de la tubería

Curva basada en la fórmula del A.P.I.

$$H = \frac{28.64 \times 10^6}{\frac{D}{t} \left( \frac{D}{t} - 1 \right)^2}$$

H  
m)



C7P-22

FIG 2

D/t

PROPIEDADES MECANICAS.  
DEL ADEME P. V. C.

DIAMETRO NOMINAL EN PULGADAS	4	6	8	10	12	14
Diámetro exterior en mm ( t )	114.5	168.6	219.5	273.3	324.2	355.1
Espesor de pared en mm ( D )	6.5	6.7	8.4	10.5	12.5	13.6
RD=D/t	17	26	26	26	26	26
Resistencia a la tensión en Ton (tiempo hasta falla 100,000 hr. = 11 años)	6.2	9.5	15.6	23.8	34.4	40.60
Resistencia a la tensión equivalente a m tubo colgado.	1937	2065	2025	1966	2011	1933
Resistencia a la compresión en Ton (Tiempo 100,000 Hr.)	11.9	18.2	30.0	45.70	66.0	77.0
Resistencia a la compresión equivalente a m. de tubo cargado.	3718	3956	3896	3776	3859	3666
Resistencia al colapso en Kg/cm2.	15.15	4.1	4.1	4.1	4.1	4.1
<b>TUBO RANURADO.</b>						
Resistencia a la tensión 8 ranuras	1.24	1.9	3.1	4.76	6.88	8.12
Resistencia equivalente a m. tubo colgado	387	413	402	393	402	386
Resistencia a la tensión 6 ranuras	2.48	3.8	6.24	9.52	13.76	16.24
Resistencia equivalente a m tubo colgado	775	826	810	786	804	773
Resistencia al colapso en kg./cm <sup>2</sup> (ranura de 0.5 a 3mm.)	14.4 a 11.8	3.9 a 3.2	3.9 a 3.3	3.9 a 3.4	3.9 a 3.3	3.9 a 3.4

Tabla 2

Flecha 2



LIMITES DE PROFUNDIDAD A QUE SE DEBE ADOPTAR UN POZO EN FUNCION DEL DIAMETRO Y ESPESOR DEL TUBO.

H=Profundidad del pozo en metros  
 D=Diámetro exterior de la tubería  
 t=Espesor de la tubería

Curva basada en la fórmula del A.P.I.

$$H = \frac{28.64 \times 10^6}{t} \left( \frac{D}{t} - 1 \right)^2$$

H (m)

1000

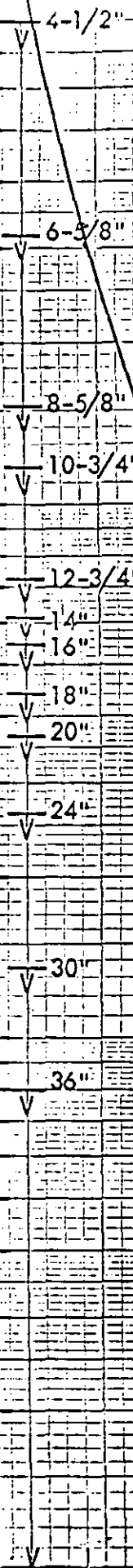
100

10

10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 110 120

$\frac{D}{t}$

Acetato 2



C. rcciones

Horizonte,

S. A. de C. V.

OBRA

LOCALIZACION

ENSAYE N°

SONDEON°

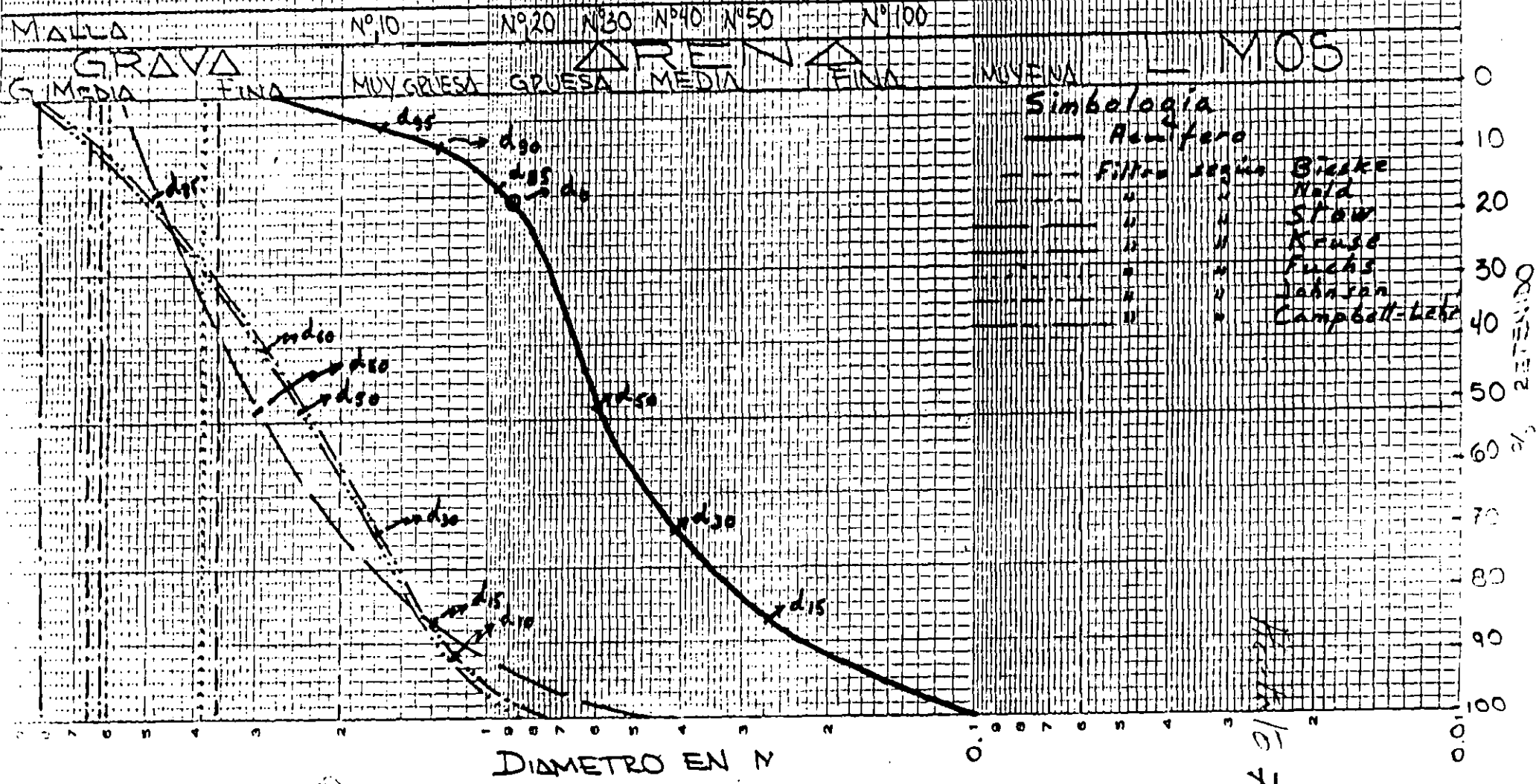
MUESTRA N°

PROF

DESCRIPCION

PESO DE LA MUESTRA

MAJLA N°	ABER. TOPA MM	PESO SUELO RETENIDO ST	PORCIENTO RET. PARCIAL %	PIENTO QUE PASA %
0	1.68			
20	0.840			
30	0.59			
40	0.42			
50	0.297			
100	0.149			
PASA 100				
SUMA				



CUADRO RESUMEN COMPARATIVO DE LOS CEDAZOS MAS COMUNES

CONCEPTO	MALO	BUENO	MEJOR	OPTIMO
Propiedades Mecánicas (Resistencias, tensión, compresión y colapso).	Alambre Heli- coidal.		Cedazo P.V.C.	Tubo ranurado Tipo Concha, Tipo Canastilla
Tamaño ranura	Tubo ranurado, Tipo concha		Tipo Canastilla	Cedazo P.V.C. Alambre Heli- coidal.
Area de infiltración	Tubo ranurado, Tipo Concha	Tipo Canastilla	Cedazo P.V.C.	Alambre Heli- coidal.
Resistencia corrosión	Alambre Heli- coidal.	Tubo ranurado, Tipo Concha, Tipo Canastilla.		Cedazo P.V.C.
Resistencia incrustación	Tubo ranurado, Tipo Concha, Tipo Canastilla	Alambre Heli- coidal.		Cedazo P.V.C.

Tabla 5

Resistencia C

## DISEÑO DEL EMPAQUE DE GRAVA

- 1.- Se construirán las curvas granulométricas de los diferentes estratos del acuífero y se determina cual es el mas fino, que será el que se considere para el diseño.
- 2.- En esta curva se tomará el tamaño que corresponde al 70% retenido y se multiplicará por un factor variable entre 4 y 6. Se utilizará 4 si la formación es fina y uniforme y 6 si es gruesa y no uniforme. Estos, factores son los mas usuales para depósitos regularmente clasificados en áreas húmedas, pero si fueran muy mal clasificados en zonas áridas, los factores deberán variar entre 6 y 9.

En la gráfica que sigue se muestra la curva de la formación natural y el 70% retenido corresponde a un tamaño de 7.6 mlesmas de pulgada (0.19 mm). Escogeremos 4 como factor pues la muestra es fina y uniforme:

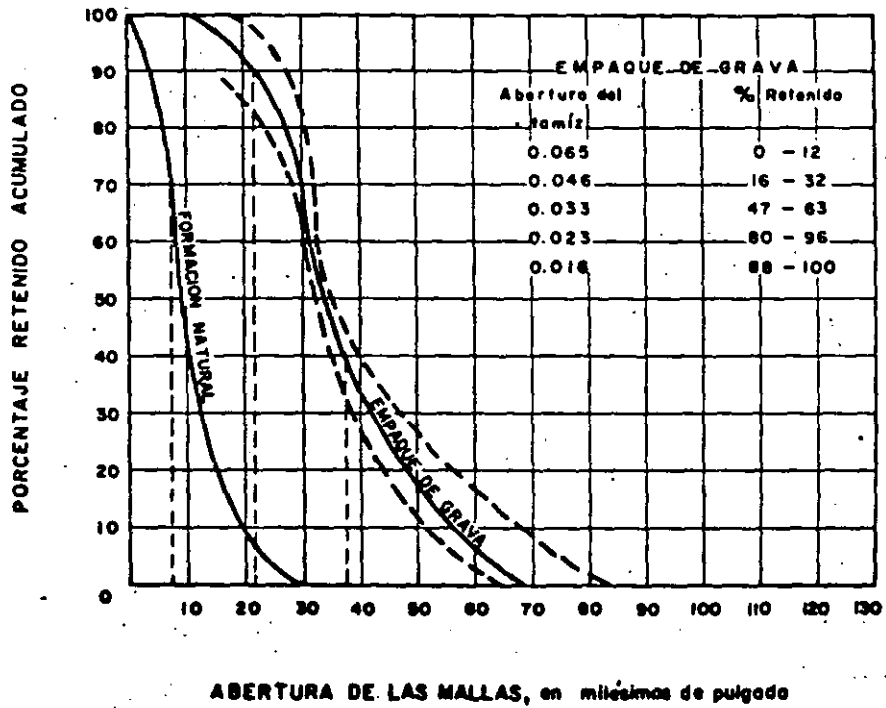
$$7.6 \times 4 = 30.4 \text{ mlesimas pulgada} = 7.62\text{mm.}$$

- 3.- Este valor se localiza sobre la horizontal correspondiente al 70% retenido con lo que tenemos un primer punto de la curva del filtro granular.
- 4.- Por ese punto se construye por tanteos una curva relación  $d_{40}/d_{60}$  sea de 2.5 o menos.

En el ejemplo:

$$\frac{d_{40}}{d_{60}} = \frac{38}{21.5} = 1.76$$

- 5.- Con 4 ó 5 tamíes se especifica el filtro granular dándose tolerancias al porcentaje retenido en cada malla de  $\pm 8\%$ .



d) p H. Si excede de 7.5 el agua puede resultar incrustante.

e) Películas bacterianas. Existen en las aguas subterráneas bacterias no perjudiciales a la salud, pero que requieren de la presencia de hierro y magnesio para su ciclo vital. Son conocidas como "bacterias ferruginosas" (Crenothrix) y aparentemente oxidan y precipitan el hierro y manganeso disueltos en el agua. Los minerales junto con los organismos (materia gelatinosa) forman una masa que obstruye cedazo y poros del acuífero, pudiendo en corto tiempo cerrar completamente el paso del agua al pozo. Para corregir esta situación se utiliza cloro que mata los organismos y posteriormente ácido clorídrico (HCl) que disuelven el Fe y Mn precipitados.

Como vimos en el inciso e), y esto lo podemos generalizar a cualquier incrustación de las presentes en las aguas subterráneas, el tratamiento a la incrustación es a base de sustancias altamente agresivas (Cl y HCl), por lo cual, si se espera incrustación, el material seleccionado para el cedazo de el pozo deberá ser resistente a la corrosión.

Por lo que respecta a los esfuerzos físicos a que está sometida la tubería debe decirse que cualquier tubo es mas resistente a la tensión que a la compresión, por lo cual resulta una buena práctica el dejar la tubería colgada en el pozo, en lugar de apoyada en el fondo. Los esfuerzos que resultan críticos, son entonces el de compresión y los de presión lateral.

Lateral. La resistencia que opone una rejilla o tubo a ellos es directamente proporcional al módulo de elasticidad del material.

- 6.- Una vez determinada la curva del filtro granular se selecciona el tamaño de la ranura en función del tamaño que retenga al 90% del material de la grava.
- 7.- Espesor del empaque de filtro granular. Se ha comprobado en el laboratorio que un empaque de filtro granular cuyo espesor sea solo 2 ó 3 veces mayor que el diámetro de granular, es suficiente para retener el material del acuífero, si el cálculo se ha realizado convenientemente, pero en la práctica no es posible colocar empaques demasiado delgados con la seguridad de que envuelvan por completo la rejilla. Por lo anterior el espesor práctico de un empaque de filtro granular varía 7 y 20 cm (2.5 y 8").

Empaques muy gruesos dificultan los trabajos de desarrollo del pozo y no reduce la posibilidad de bombear arena, pues es la granulometría y no el espesor del filtro la que impide su paso. Además un filtro grueso significa mayor costo tanto por el filtro en sí, como por el mayor diámetro de perforación que requiere.

#### ALGUNOS ERRORES COMUNES EN EL DISEÑO DE POZOS.

- 1.- Para incrementar el caudal se debe colocar cedazo en todo el espesor del acuífero.

Ya hemos visto que esto solo es válido para el caso de acuíferos artesianos, pero que en el caso de acuíferos libres, solo se mejora la capacidad específica con lo que disminuye el gradiente y por tanto el caudal.

Vimos que el mayor caudal se obtiene al colocar el cedazo en la parte inferior del acuífero.

- 2.- Al incrementar el diámetro de un pozo se incrementa proporcionalmente el caudal.

Esta creencia aunque muy difundida es falsa. En realidad al doblar el diámetro de un pozo, el caudal solo se incrementa en menos de un 10% lo cual evidentemente resulta antieconómico.

En la gráfica siguiente se muestra el incremento en el caudal relativo al incrementarse el diámetro, asumiendo desde luego que todas las demás características del pozo son semejantes.

- 3.- Existe un flujo notable vertical a través de los empaques de filtro granular.

Esta idea a llevado a pensar en comunicar acuíferos mediante el filtro de material granular explotando los por medio de un cedazo colocado en el acuífero inferior.

Esta suposición es totalmente falsa y para ilustrarlo utilizaremos la figura que continua, mediante la cual trataremos de calcular el flujo a través del filtro, en el espacio anular.

La formula con la que calcularemos el flujo es:

$$Q = P \cdot I \cdot A \quad \text{Donde:}$$

Q= caudal a través del espacio anular en  $m^3/día$ .

P= permeabilidad del filtro granular en  $m^3/día$ , bajo un gradiente = 1.

I= gradiente hidraulico que provoca el flujo a través del filtro.

A= Area de la sección transversal del espacio anular en  $m^2$ .



$l$  es la carga que hace fluir el agua, dividida entre la distancia a través de la cual se mueve, en el ejemplo es de 45 m. que es la diferencia entre el nivel dinámico y estático.

La distancia a recorrer por el agua del acuífero superior es de  $a$  aproximadamente 50 m. que es la distancia entre los puntos medios de los dos acuíferos.

$$l = \frac{45}{50} = 0.9$$

Area de la sección de filtro

$$A = \frac{\pi}{4} (D^2 - d^2) \text{ donde:}$$

$D$  = diámetro de la perforación = 24" = 0.61 m.

$d$  = diámetro exterior tubo = 12" = 0.30 m.

$$A = \frac{\pi}{4} (0.61^2 - 0.3^2) = 0.22 \text{ m}^2$$

Estimaremos la permeabilidad  $P$  del empaque de filtro granular, en un límite superior de unos 80 m/día que incluiría la gran mayoría de los filtros utilizados.

Por tanto la cantidad de agua transmitida verticalmente es:

$$Q = 800 \times 0.9 \times 0.22 = 158.4 \text{ m}^3/\text{día} = 1.8 \text{ lt}/\text{seg}$$

Puede verse que la cantidad resulta muy baja para un pozo de estas características, y se lograrían resultados mucho mejores colocando un cedazo en el acuífero superior.

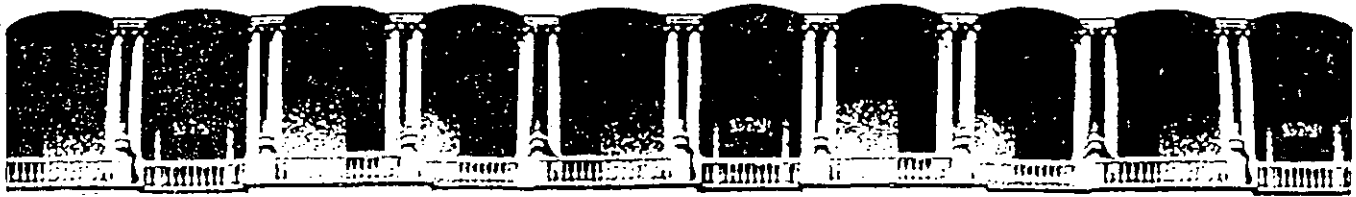
Fleets 4

## EN PORCIENTO Y cm<sup>2</sup>/m DE DIVERSOS TIPOS DE CEDAZOS PARA POZOS DE AGUA

ANILADA LONG. TIPO IV				RAMERA TIPO CONCHA					CANASTA VERTICAL			CANASTA HORIZONTAL			ARREDE P.V.						ARREDE DE ALAMBRE HELICOIDAL						
4.78 mm.		6.35 mm.		3.18 mm.		4.78 mm.		6.35 mm.		1 mm.	2 mm.	3 mm.	1 mm.	2 mm.	3 mm.	0.5 mm.	1 mm.	1.5 mm.	2.0 mm.	3.00 mm.	0.5 mm.	1 mm.	1.5 mm.	2.0 mm.			
q/b	cm <sup>2</sup> /m	q/b	cm <sup>2</sup> /m	q/b	cm <sup>2</sup> /m	q/b	cm <sup>2</sup> /m	q/b	cm <sup>2</sup> /m	q/b	cm <sup>2</sup> /m	q/b	cm <sup>2</sup> /m	q/b	cm <sup>2</sup> /m	q/b	cm <sup>2</sup> /m	q/b	cm <sup>2</sup> /m	q/b	cm <sup>2</sup> /m	q/b	cm <sup>2</sup> /m	q/b	cm <sup>2</sup> /m		
																5	160	9	278	13	419	15	478	22	718		
																5	240	9	420	13	630	15	718	22	1078	20	1059
																5	288	8	504	11	756	14	863	20	1293	17	1150
6	400	8	531	1	74	2	122	3	181	5	316	9	608	14	985												
																4	320	7	560	11	840	12	960	18	1440	17	1417
6	499	8	644	1	76	1	123	2	197	5	391	9	752	14	1218												
																4	400	7	700	11	1050	13	1200	19	1800	16	1664
6	574	8	763	2	229	4	361	5	509	5	474	9	912	14	1477												
																4	480	7	840	11	1260	12	1440	18	2160	16	1833
6	674	8	896	2	262	4	393	5	530	5	515	9	992	14	1607	4	416	9	800	12	1296						
																4	468	7	900	4	1458						
6	774	8	1029	2	311	4	480	5	647	4	574	9	1104	14	1788	4	468	7	900	4	1458						
																4	546	7	1050	12	1701						
6	874	8	1161	2	331	4	493	5	669	5	665	9	1280	14	2073	4	546	7	1050	12	1701						
																4	624	7	1200	12	1944						
6	974	8	1294	2	333	5	527	5	729	5	740	9	1424	14	2306	4	624	7	1200	12	1944						







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

*CURSOS ABIERTOS*

*IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION  
DE ACUIFEROS*

*17 DE AGOSTO AL 11 DE SEPTIEMBRE DE 1992*

*INTERPRETACION DE PRUEBAS DE AFORO*

*ING. JOSE MARIA BOLIVAR DEL VALLE*

**PALACIO DE MINERIA**

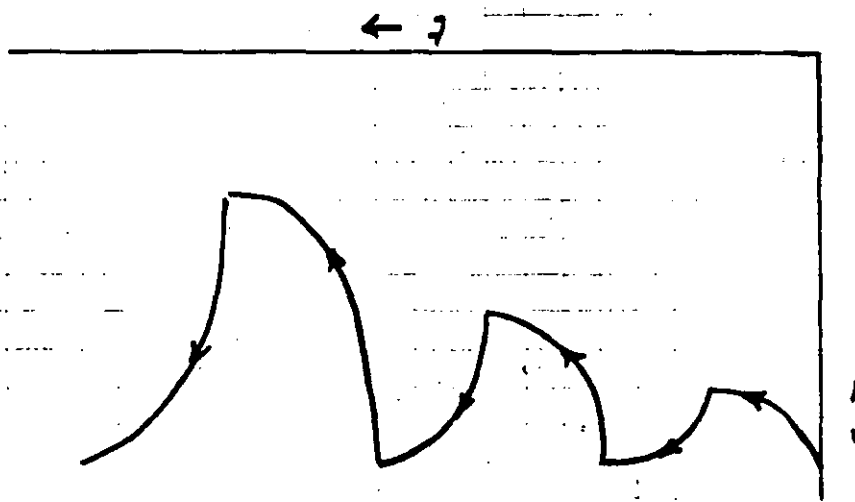
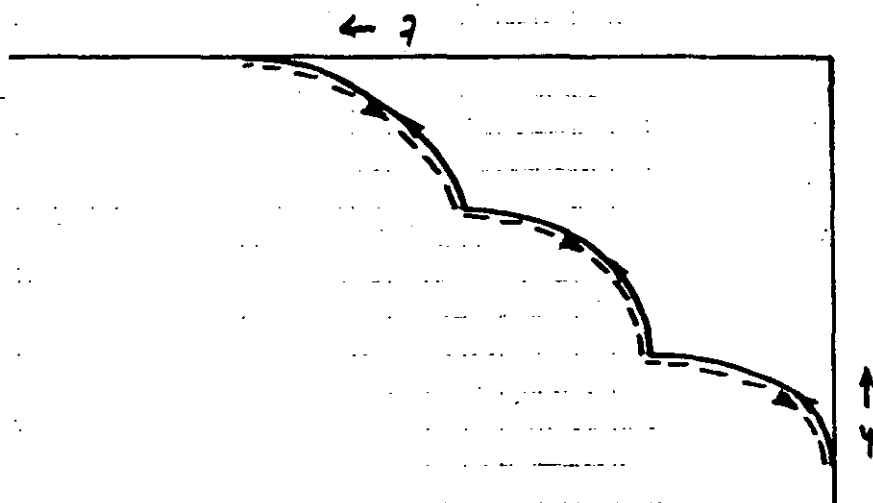
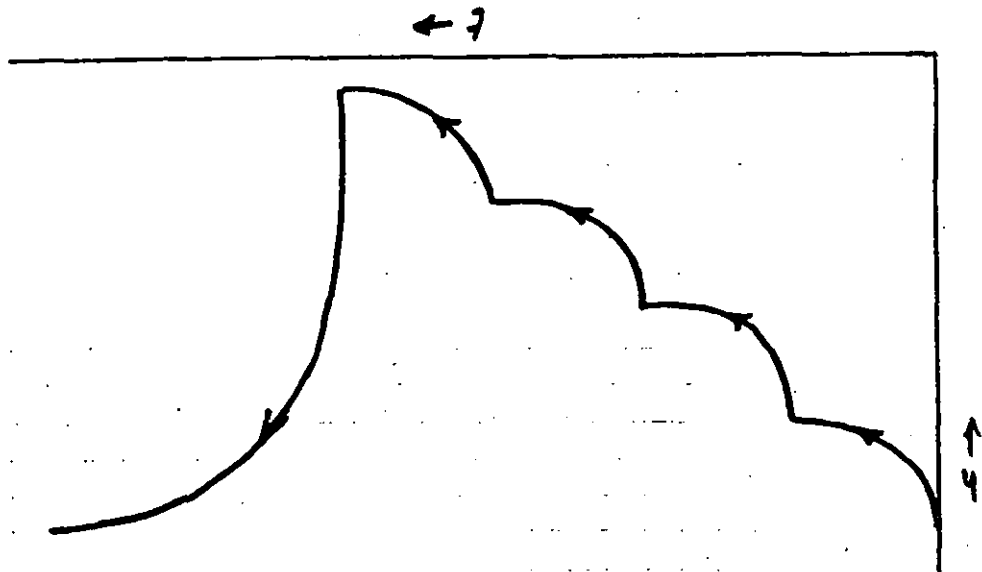
## INTERPRETACION DE PRUEBAS DE AFORO

La prueba de aforo y su posterior interpretación viene a ser la culminación del proceso constructivo del pozo pues es la que muestra la cantidad de agua que se podrá captar gracias a la obra y seleccionar la bomba con la cual se extraerá.

Practicamente se ha establecido que una duración que resulta adecuada para estas pruebas es la de 72 hr. continuas, pero a veces es suficiente 48 hr. de duración. En último caso se requerirá de un tiempo tal, que se alcance a estabilizar el nivel dinámico en cada escalón de bombeo.

La programación de una prueba de bombeo puede establecerse según tres diferentes criterios:

- 1.- Bombeos crecientes permitiendo en cada escalón la recuperación, (fig. 1). Es un metodo muy poco usado por lo poco práctico pues implica mucho tiempo parado, mientras se espera la recuperación.
- 2.- Bombeos crecientes y decrecientes con valor repetidos en ambos sentidos. Este método se emplea frecuentemente tiene la ventaja de que cada escalón de bombeo se comprueba dos veces, pero el inconveniente de obtenerse pocos puntos para la curva a no ser que la prueba fuera muy larga, además no permite medir la recuperación del pozo, lo cual es útil para el cálculo de la transmisibilidad del acuífero.
- 3.- Bombeos Crecientes sin recuperación. Probablemente sea el método que ofrece mayores ventajas, pues como todo el tiempo se emplea en un bombeo descendente, se pueden tomar numerosos escalones aunque sin verificación (en caso de que alguno se salga de la pauta de la curva se desecha).



A partir del último escalón y al finalizar este se inician las lecturas de recuperación del nivel estático, con los cuales es posible establecer la transmisibilidad del acuífero. En la fig. 1 se ilustran los tres métodos.

#### INTERPRETACION:

Sea cual sea el método empleado, para realizar el aforo las lecturas de niveles, ya establecidos se grafican contra los caudales correspondientes como <sup>se</sup> muestra en la fig. 2

Con objeto de que resulte mas claro el proceso lo ilustraremos con un ejemplo:

Supongamos que los valores que aparecen en la parte superior de la gráfica corresponden a los obtenidos durante una prueba de aforo, en los niveles donde se establecieron los niveles dinámicos despues de cierto tiempo de bombeo con los caudales correspondientes.

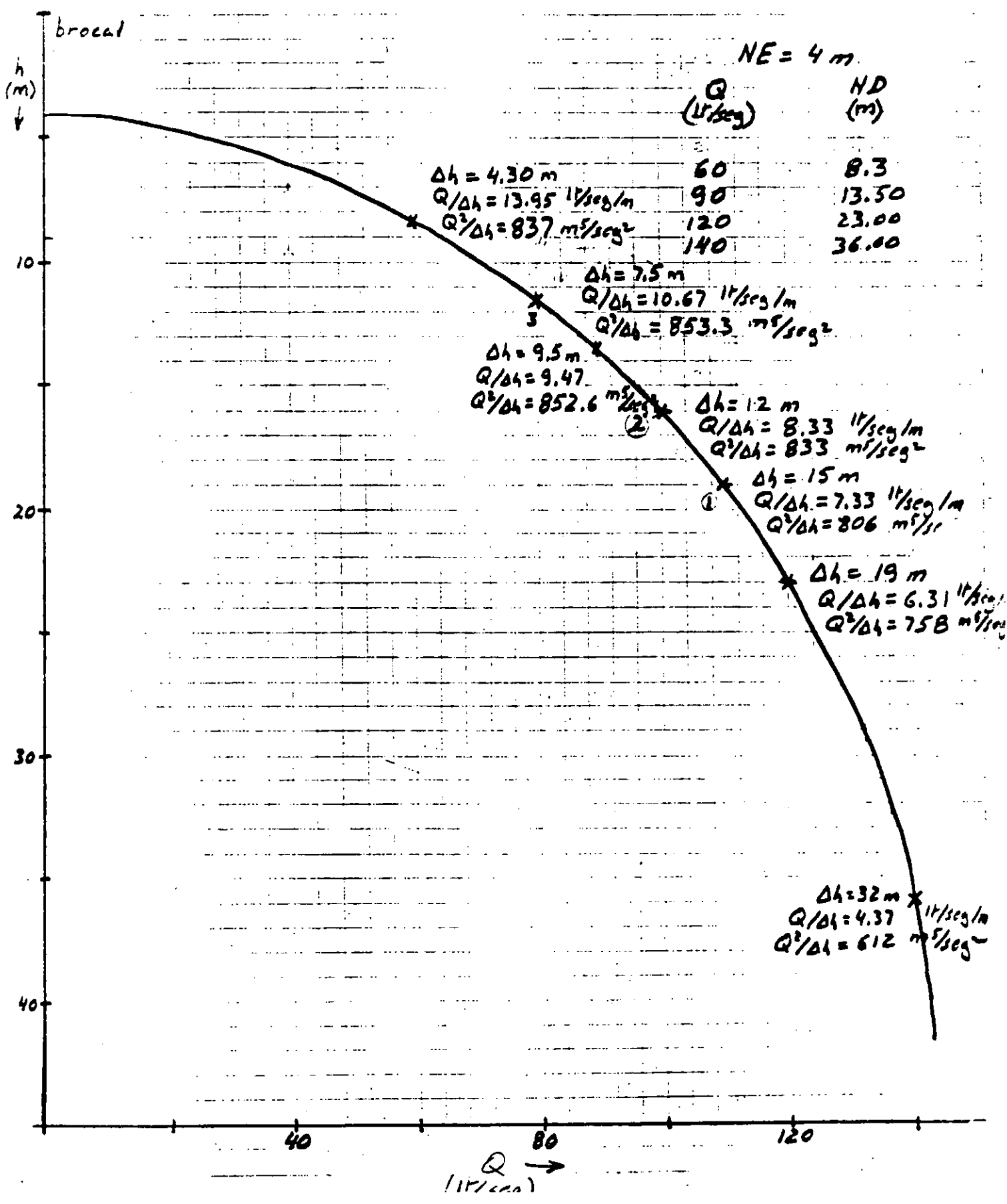
- 1.- En el eje de las abcisas graficaremos los caudales y en el de las ordenadas los niveles del espejo del agua, de modo que cada caudal con su correspondiente nivel dinamico nos señalen un punto.

Resulta práctico señalar en la parte superior del eje de profundidades como cota 0.00 el brocal del pozo, que sirve de referencia a partir de la cual se toman las lecturas. Se marcará también la posición del nivel estático que lógicamente corresponde a un caudal 0.00

Una vez graficados todos los pares de valores se obtendrá una curva de forma parecida a la del ejemplo:



CH. 11  
TECH.



2.- Esta curva nos muestra los niveles de bombeo para cualquier caudal comprendido entre  $Q = 0.00$  y el máximo, o un poco más, ha que se llegara en el aforo, aunque ese valor no se probara durante la prueba. Por ejemplo en la gráfica:

$$\text{Para } Q = 40 \text{ l}^t/\text{seg. ND} = 11\text{m. AH} = 2\text{m.}$$

3.- La curva muestra también cual es el caudal óptimo a que se deberá explotar el pozo. Tradicionalmente esta determinación se hace visualmente, en el punto donde la curva cambia su pendiente, pero esto no siempre es posible determinarlo, pues en curvas como la - del ejemplo, donde los cambios de pendientes son suaves, el punto de quiebre puede ser practicamente cualquiera.

Por tanto les sugiero utilizar un método de cálculo numérico mas preciso: Recordemos que el óptimo funcionamiento de un pozo se logra en el punto donde, el producto de el caudal por la capacidad específica es máximo.

Calculáremos primero los abatimientos, en los diversos caudales probados, restando a los niveles dinámicos el nivel estático, obtenemos así la  $A_h$ .

Con cada caudal y su correspondiente abatimiento calcularemos las capacidades específicas.

$$\text{Capacidad específica} = \frac{Q}{A_h} = \frac{\text{l}^t}{\text{seg} \cdot \text{m}}$$

Observemos que la capacidad decrece a medida que se incremente el caudal. O sea que el incremento en el caudal, significa incrementos en el nivel dinámico mayores a los que se obtuvieron en el caudal, lo que implica agua cada vez mas cara por el consumo de energía que implica su extracción.

Multiplicaremos ahora las capacidades específicas por el caudal para ver donde este valor es máximo.

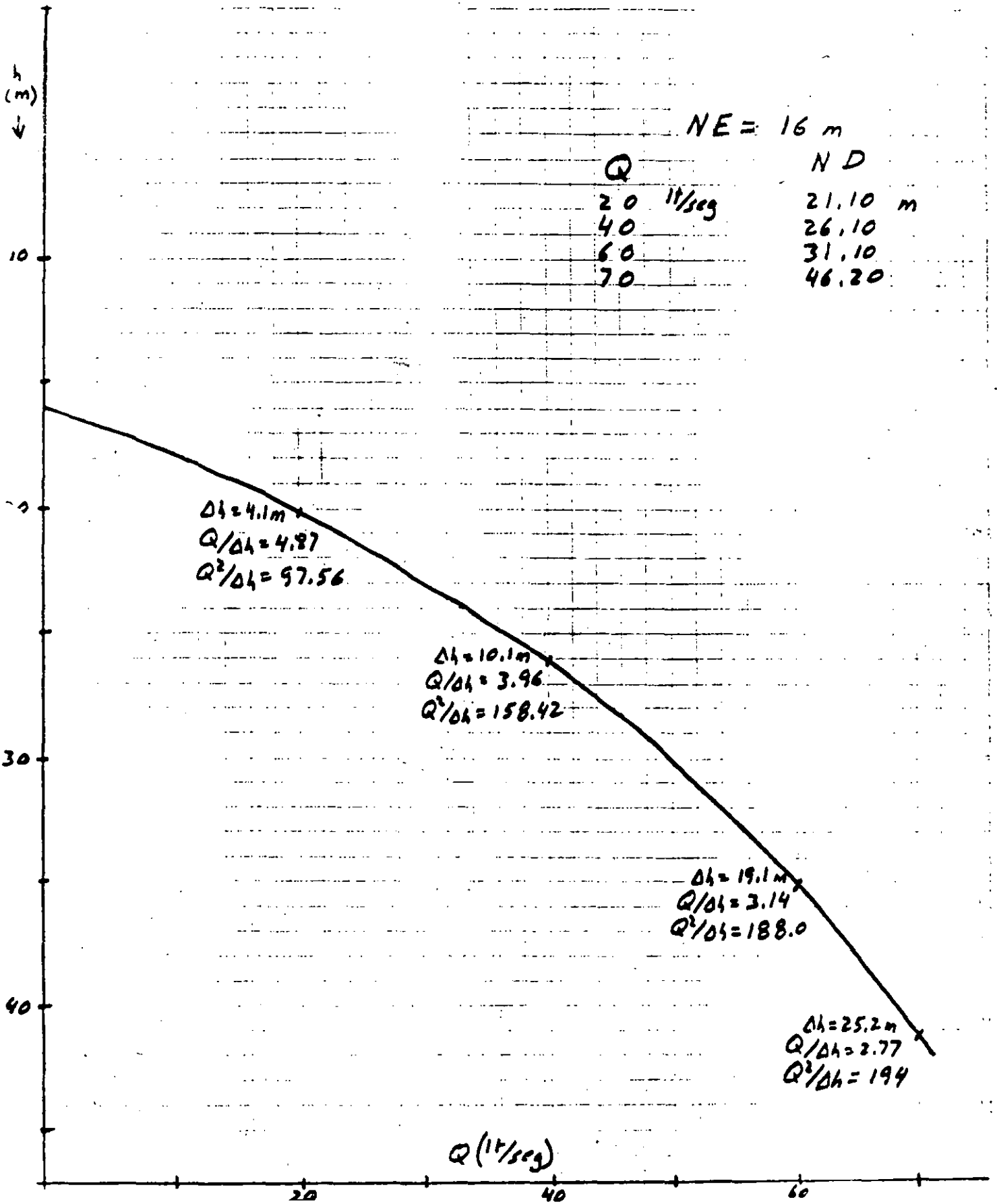
En el ejemplo se probaron primero los caudales aforados encontrándose el máximo de  $852.6 \text{ m}^5/\text{seg}$  para  $Q=90 \text{ }^1\text{t}/\text{seg}$  disminuyendo los valores en ambos sentidos de  $Q$ .

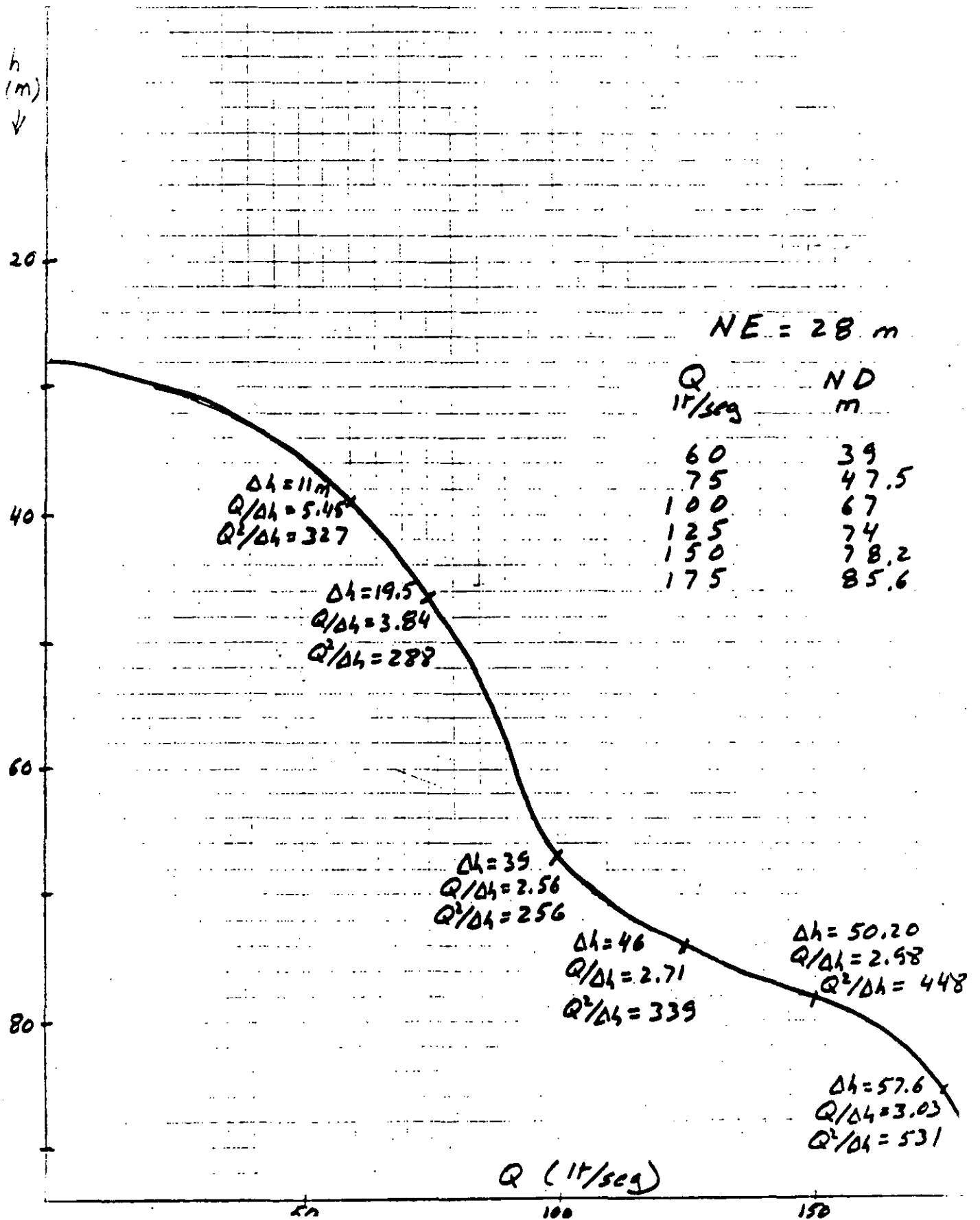
Ahora se probará si ese es efectivamente el valor máximo en la curva probando valores cercanos al máximo,. En el ejemplo se probaron los caudales  $110$  y  $100 \text{ }^1\text{t}/\text{seg}$  que resultaron también menores y por último el de  $80 \text{ }^1\text{t}/\text{seg}$  que resulto ligeramente mayor  $853.3 \text{ m}^5/\text{seg}$ . Este sería el caudal óptimo de explotación.

El hecho de establecerse cual es el caudal óptimo no implica necesariamente que sea el de explotación real, pero sí marca aquel en que la extracción del agua es mas económica, al equilibrar la inversión realizada con los consumos de energía. A la izquierda de este punto estaremos obteniendo agua barata pero por abajo de la capacidad del pozo ó sea que desperdiciamos parte de la inversión. A la derecha del punto óptimo, utilizamos intensamente el pozo, pero la baja capacidad específica encarece el bombeo en mayor proporción.

Otros tipos de curvas. Una gráfica de aforo debe incluir el punto en que se localiza el caudal óptimo pero esto puede no ocurrir o encontrarse cambios de pendiente en, sentidos opuestos. Ilustraremos estos casos en las figs. 2 y 3.

En la fig. 2 tenemos una curva que se asemeja a la recta ó sea que no presenta cambios de pendiente. En ella el valor  $Q^2/Ah$  crece dentro del rango de la curva de aforo. En otras palabras, la bomba no fue capaz de extraer el caudal que el pozo ofrece. Esta prueba de aforo no es válida y por tanto deberá repetirse, si se pueden utilizar mas de los  $70 \text{ }^1\text{t}/\text{seg}$  aforados.





En la fig. 3 se muestra una curva en que a partir de un cierto caudal decrece la pendiente (en el ejemplo  $90^{1t}/\text{seg}$ ). Vemos que hasta ese caudal las capacidades específicas decrecían, como es normal, pero a partir de él comienzan a incrementarse. Por otra parte  $Q^2/Ah$ , en la primera porción de la curva se encontrará en el entorno de los  $60^{1t}/\text{seg}$ , pero en la segunda porción de la curva vuelven a incrementarse los valores hasta el final de la curva.

Esta situación anómala se debe a que lo que se está realizando no es un aforo sino un desarrollo con bomba. Ese pozo no se había limpiado ni desarrollado correctamente antes del aforo y a partir de ese punto en que cambia la pendiente, empezó a provocarse un desptape de material que opturaba el entorno del pozo, durante el aforo esta situación se manifiesta generalmente por súbitas boqueadas, en que la bomba expulsa agua enturbiada por solidos.

Una curva como esta no tiene ningún valor para la selección del equipo pues las características del pozo han variado sustancialmente durante el transcurso de la prueba. En estas condiciones será necesario proceder a un enérgico desarrollo y posteriormente repetir el aforo.

Selección de las características del equipo de bombeo definitivo. Una vez establecido el caudal óptimo o aquel que mas convenga al propietario de la obra, se pedirá la bomba especificando: Caudal, nivel dinámico, carga dinamica total (incluyendo perdidas por conducción) y longitud de columna, y tipo de motor (combustión o eléctrico). Se acostumbra pedir, como mínimo una columna que coloque los tazones 3 m bajo el nivel dinámico, para tener una adecuada sumergencia, pero si es posible es mas recomendable una sumergencia de 9m para prevenir posibles abatimientos regionales, o mas si el problema es eminente.

Utilizaremos, para ejemplificar, la fig. 1., y se tienen además los

siguientes datos:

El pozo se ha decidido explotarlo a su caudal óptimo.

El agua se subirá a un tanque de distribución cuya cota máxima se encuentra 10m sobre el nivel del brocal.

Las pérdidas de conducción desde el pozo hasta el tanque equivalen a 2m.

La bomba se colocará 9m bajo el N.D., y se desea capacidad para bombear 6m., bajo ese nivel en previsión de futuras abatimientos

$$\text{Caudal} = 80^{1t}/\text{seg.}$$

$$\text{Columna} = 11.5\text{m.} + 9\text{m.} = 20.5 \text{ m.} \approx 21 \text{ m.}$$

Carga manométrica, sin incluir pérdidas por fricción en la bomba.

$$\text{C. M.} = 11.5 \text{ m.} + 6\text{m.} + 10\text{m.} + 2\text{m.} = 29.5 \approx 30\text{m.}$$

Estos datos son suficientes para seleccionar el equipo de bombeo.



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

*CURSOS ABIERTOS*

*IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION  
DE ACUIFEROS*

*17 DE AGOSTO AL 11 DE SEPTIEMBRE DE 1992*

*INTRODUCCION AL PROGRAMA SURFER*

*ING. FERNADO LARA G.*

*PALACIO DE MINERIA*



## INTRODUCCION AL PROGRAMA SURFER

ING. FERNANDO LARA S.

SURFER ES UN PODEROSO PROGRAMA DE COMPUTO QUE PERMITE CREAR, VISUALIZAR E IMPRIMIR GRAFICAS DE ALTA RESOLUCION EN DOS Y TRES DIMENSIONES.

SURFER POSEE UN MENU DE MAS DE 100 OPCIONES PARA CREAR MAPAS DE CONTORNO Y SUPERFICIES CON DATOS DEL TIPO (X,Y,Z). EL MENU PUEDE UNA OPCION DE DEFAULT QUE ES UNA PRE-SELECCION DE TODAS LAS OPCIONES QUE SE PUEDEN UTILIZAR EN UNA GRAFICA.

EL PAQUETE SURFER INCLUYE DOS PROGRAMAS DE APLICACION:

1).-EL PROGRAMA PLOT QUE OPTIMIZA LOS ARCHIVOS DE GRAFICAS CREADOS POR SURF O TOPO PARA SER ENVIADOS A IMPRESION.

2).-VIEW CON EL APROPIADO HARDWARE PERMITE VIZUALIZAR EN PANTALLA LAS GRAFICAS ASI COMO EXTENDER O REDUCIR EL TAMANO DE ESTAS A TRAVES DE UN "ZOOM".

### REQUERIMIENTOS:

1.-TRES DISKETTES DEL PROGRAMA SURFER CONTENIENDO:

PROGRAMA GRID

PROGRAMA TOPO Y SURF

PROGRAMA PLOTCALL

2. UTILIZAR UNA VERSION DE MS-DOS MAYOR O IGUAL A 2.0

3.-CAPACIDAD DE 256K DE MEMORIA RAM

4.-IMPRESORA O PLOTER QUE SOPORTE EL SOFTWARE DE SURFER

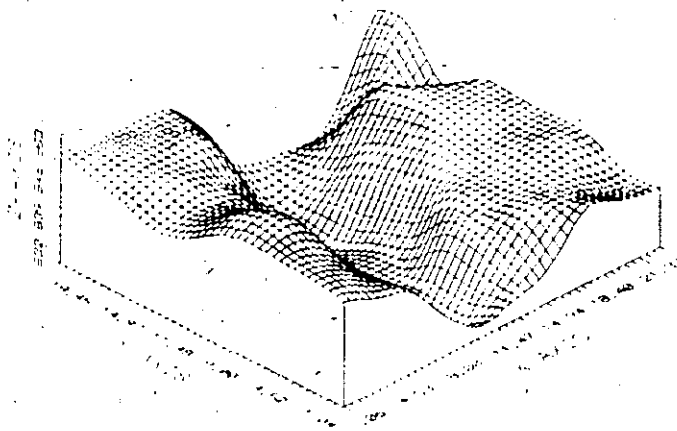
5.-EL PROGRAMA VIEW Y LA OPCION VIEW EN TOPO Y SURFER REQUIEREN DE UNA TARJETA GRAFICA.

### HARDWARE OPCIONAL:

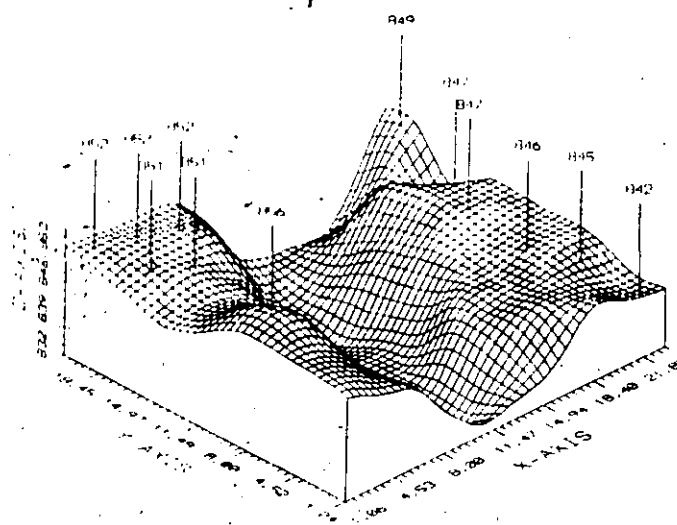
-DISCO DURO

-TARJETA GRAFICA HERCULES (ALTA RESOLUCION)

-COPROCESADOR MATEMATICO (INCREMENTO DE VELOCIDAD)

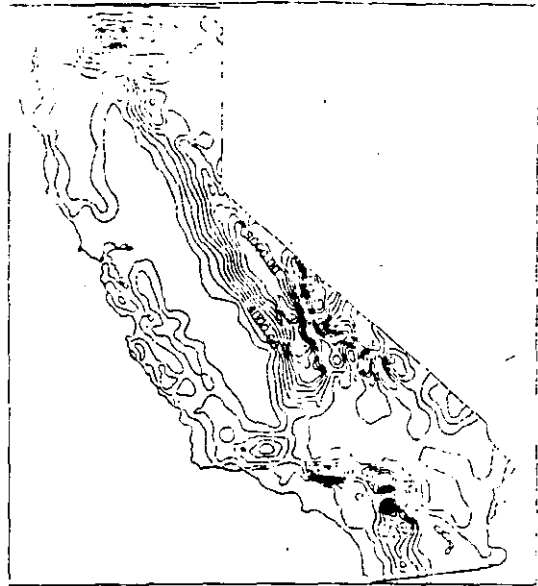


Surface Plot



Surface Plot with Labels

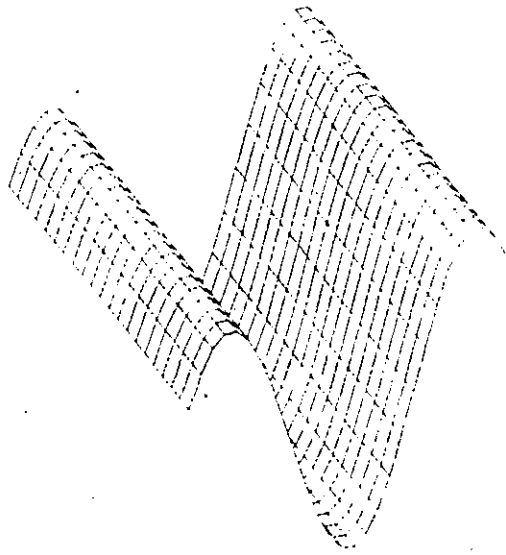
1-0 Getting Started



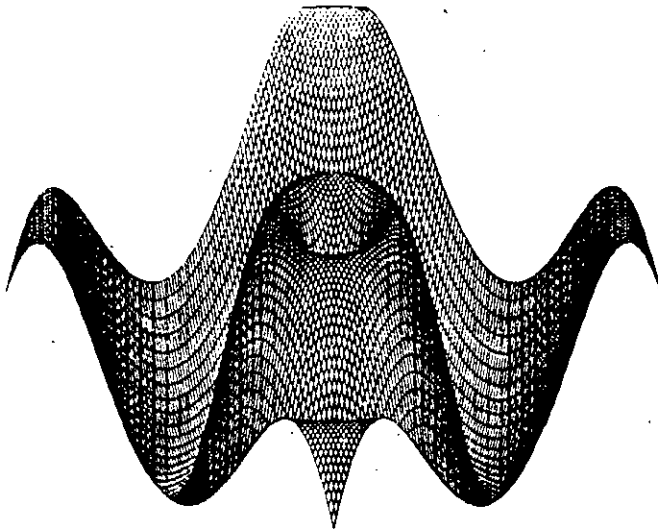
Contour Map with Irregular Shape



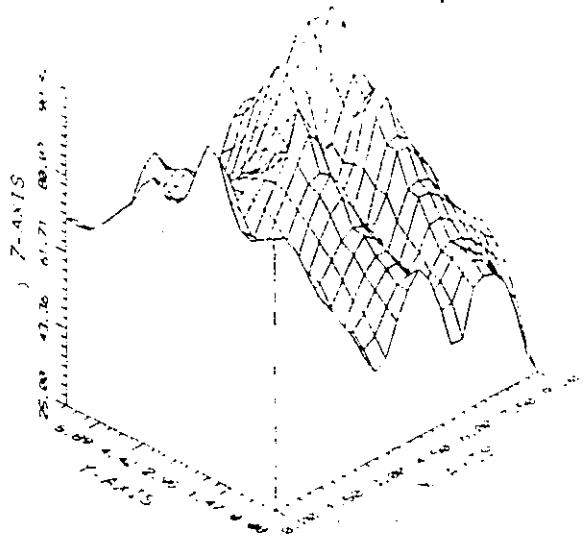
Surface Plot with Irregular Shape



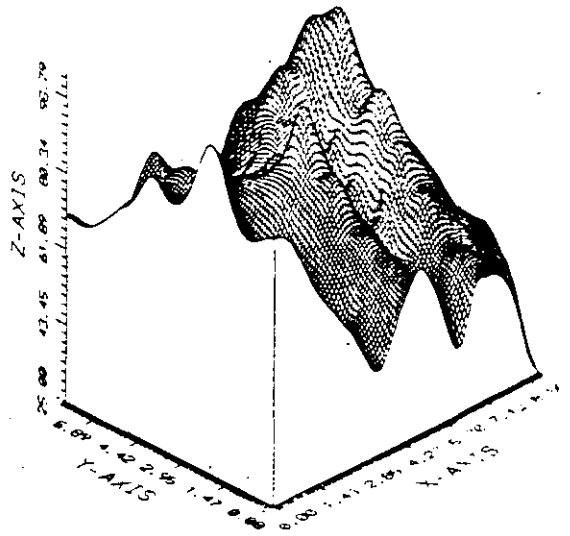
Surface Plot of  $Z = \cos(X)$



Surface Plot of  $Z = .3 * \sin(\sqrt{X^2 + Y^2})$

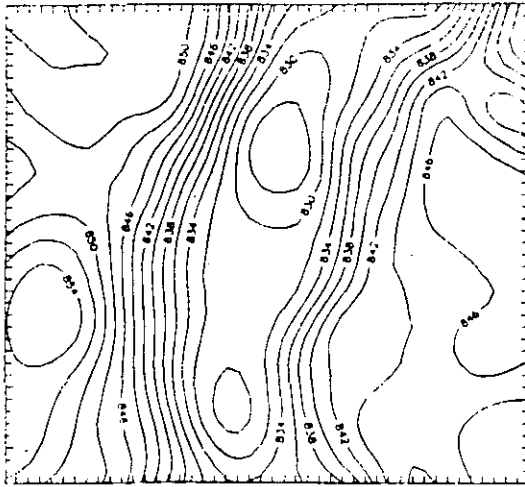


Surface Plot without Spline Smoothing



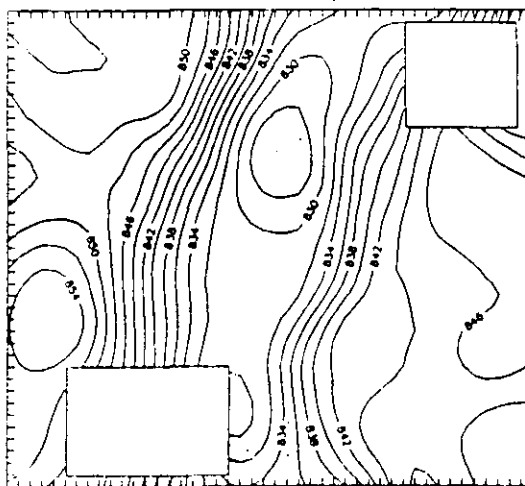
Surface Plot with Spline Smoothing

GRAVITY DATA



SCALE 1:1254

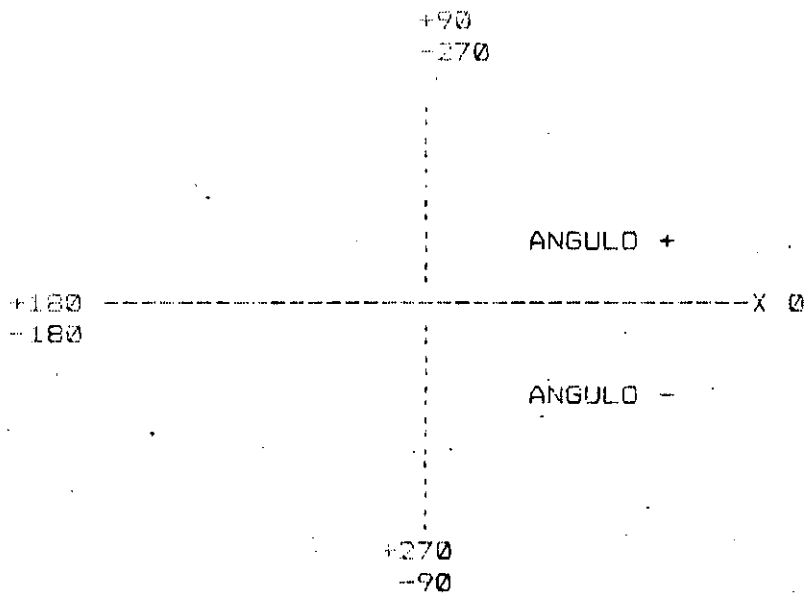
Contour Map without Blanking



Contour Map with Blanking

## PRINCIPIO

LA UBICACION DE LAS COORDENADAS DE SURFER SE BASA EN UN SISTEMA DE COORDENADAS CARTESIANAS. TODOS LOS DATOS QUE SE UTILIZAN EN EL PROGRAMA ESTARAN REFERIDOS A ESTE SISTEMA.



(X,Y), (X,Y,Z) TIPO DE COORDENADAS A SELECCIONAR

SURFER POSEE DOS TIPOS DE COORDENADAS:

- A).-COORDENADAS ABSOLUTAS.- MEDIDAS EN PULGADAS DESDE EL ORIGEN
- B).-COORDENADAS RELATIVAS.- MEDIDAS EN RELACION A LA SUPERFICIE Y DATOS QUE SE ESTEN UTILIZANDO

## PROGRAMA SURFER

EL SIGUIENTE DIAGRAMA DE FLUJO MUESTRA EN FORMA SIMPLIFICADA LA EJECUCION DEL PROGRAMA SURFER.

(X,Y,Z)  
(ARCHIVO.DAT)

INTRODUCIR DATOS BASE.  
LOS DATOS PUEDEN SER LEIDOS  
DESDE UN ARCHIVO ASCII,  
LOTUS O SER CREADOS CON  
AYUDA DE GRID.

GRID.EXE  
(ARCHIVO.GRD)

EL PROGRAMA GRID ES USADO  
PARA CREAR UNA MALLA ESPACIADA  
DE DATOS (X,Y,Z).  
CON EL SE CREA UN ARCHIVO  
TIPO GRD.

TOPO.EXE  
(ARCHIVO.PLT)

EL PROGRAMA TOPO CREA UN  
MAPA DE CONTORNO A PARTIR  
DEL ARCHIVO GRD.

SURF.EXE  
(ARCHIVO.PLT)

EL PROGRAMA SURF CREA UNA  
SUPERFICIE A PARTIR DEL  
ARCHIVO GRD.

PLOT.EXE  
(IMPRESION)

EL PROGRAMA PLOT CREA UN  
ARCHIVO DE SALIDA .PLT PARA  
LOS DISPOSITIVOS DE  
IMPRESION

GRID	PROGRAMA PARA CREAR UN ARCHIVO DE DATOS DE ENTRADA PARA SURFER O TOPO.
TOPO	PROGRAMA PARA CREAR UN MAPA DE CONTORNOS A PARTIR DE DATOS TIPO GRD.
SURF	PROGRAMA PARA CREAR UN SUPERFICIE DE 3 DIM A PARTIR DE UN ARCHIVO TIPO GRD.
VIEW	PROGRAMA PARA VISUALIZAR UN MAPA O SUPERFICIE EN PANTALLA
PLOT	PROGRAMA PARA ENVIAR UN ARCHIVO DE SALIDA A IMPRESION
QUIT	SALIDA DEL SISTEMA



## GRID

11. CREA UNA REJILLA ESPACIADA REGULARMENTE A PARTIR DE LOS DATOS ORIGINALES DE (X,Y,Z).

EL METODO QUE SE USA PARA LA INTERPOLACION DE DATOS ES EL METODO DEL INVERSO DE LA DISTANCIA O EL KRIGING. EL ALGORITMO DE INVERSO DE LA DISTANCIA ES DE 3 A 10 VECES MAS RAPIDO QUE EL ALGORITMO KRIGING PERO ESTE ULTIMO PRODUCE CONTORNOS MAS APROXIMADOS QUE EL PRIMERO.

### OPCIONES:

	INFUT	ASIGNA UN ARCHIVO DE ENTRADA
	OUTPUT	ASIGNA UN ARCHIVO DE SALIDA
	DUPPLICATE	ELIMINA DATOS DUPLICADOS
	GRIDSIZE	DETERMINA EL TAMANO DE LA REJILLA
RANDOM	METHOD	SELECCIONA EL METODO DE INTERPOLACION
	SEARCH	SELECCIONA LA BUSQUEDA DE DATOS
	LIMITS	DETERMINA LOS LIMITES DE LA REJILLA
	BEGIN	INICIA LA CONFIGURACION
FUNCTION	Z=F(X,Y)	CREA UNA REJILLA A PARTIR DE UNA FUNCION DE DOS VARIABLES
MODIFY	SMOOTH BLANK MATH	SUAVIZA LOS VALORES DE LA REJILLA DETERMINA AREAS EN BLANCO CREA UNA REJILLA A PARTIR DE OTROS DATOS
EQUIP	SCREEN TYPE MENU COLOR	SELECCIONA EL TIPO DE PANTALLA SELECCIONA EL COLOR

APLICACIONES EN GEOHIDROLOGIA:

**GEOHIDROLOGIA:**

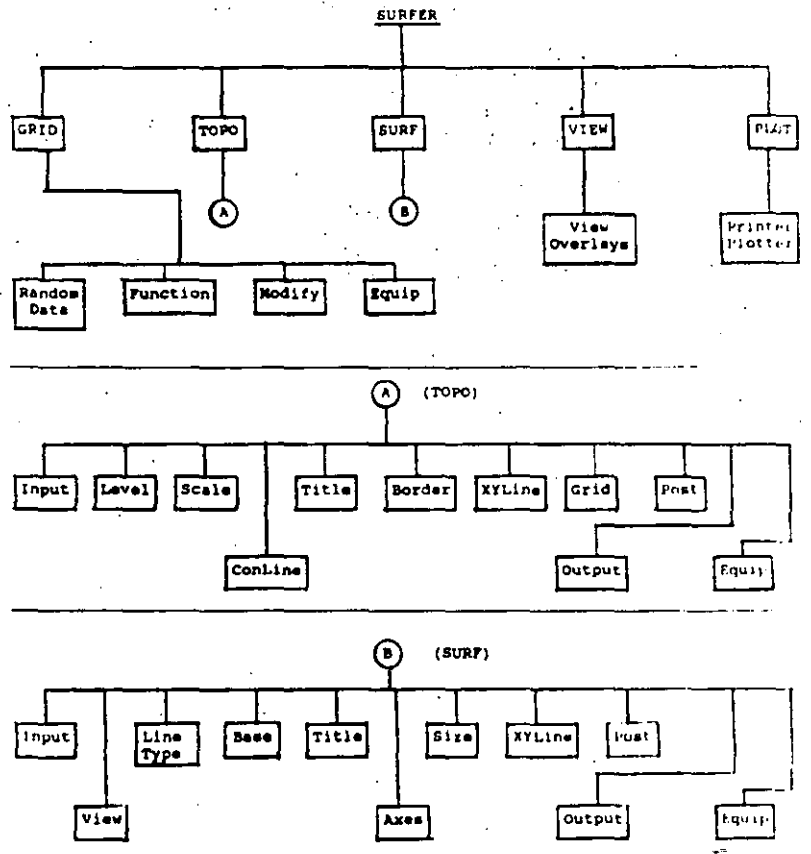
- CURVAS DE NIVEL (TOPOGRAFIA)
- MAPAS DE ISOYETAS
- MAPAS DE FLUJO SUBTERRANEO
- MAPAS DE NIVELES PIEZOMETRICOS
- MAPAS DE CALIDAD DEL AGUA.
- ETC.

**GEOFISICA:**

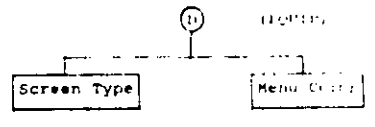
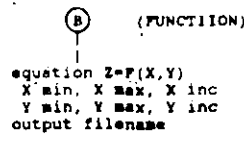
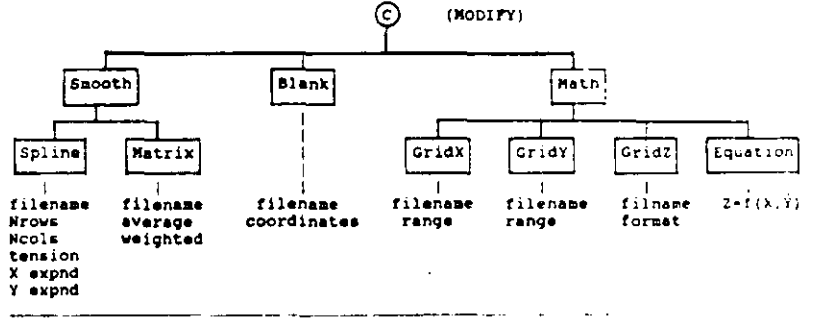
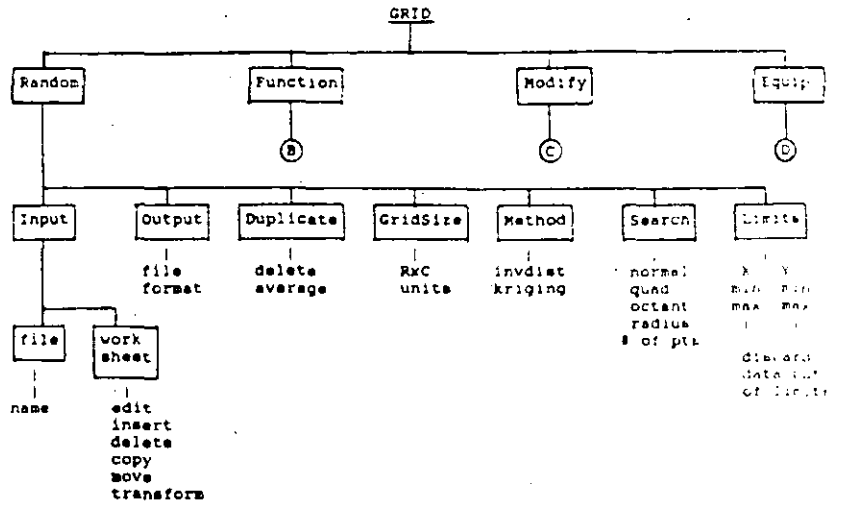
- MAPAS DE ISORRESISTIVIDAD APARENTE
- PERFILES DE ISORRESISTIVIDAD APARENTE
- PRESENTACION DE RESULTADOS DE GRAVIMETRIA Y MAGNETOMETRIA
- ETC.

**GEOLOGIA:**

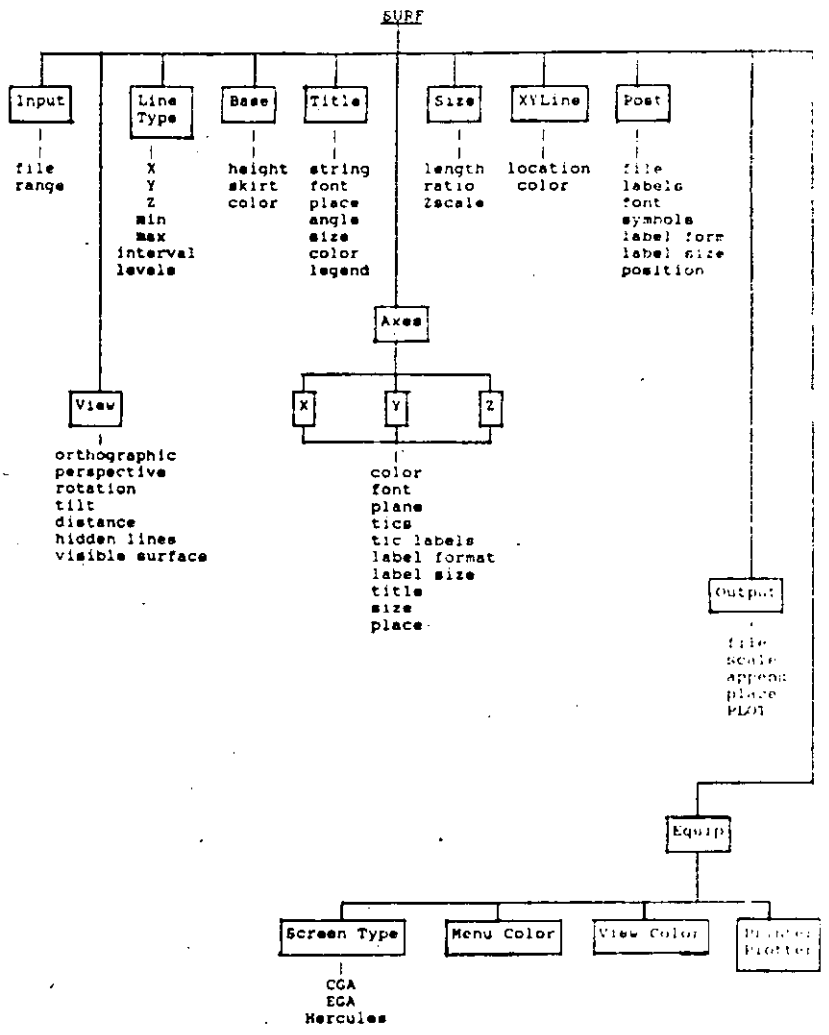
- CONFIGURACION DE BASAMENTOS O ESTRUCTURAS DE INTERES.
- CONFIGURACION DE CIMAS
- ETC.



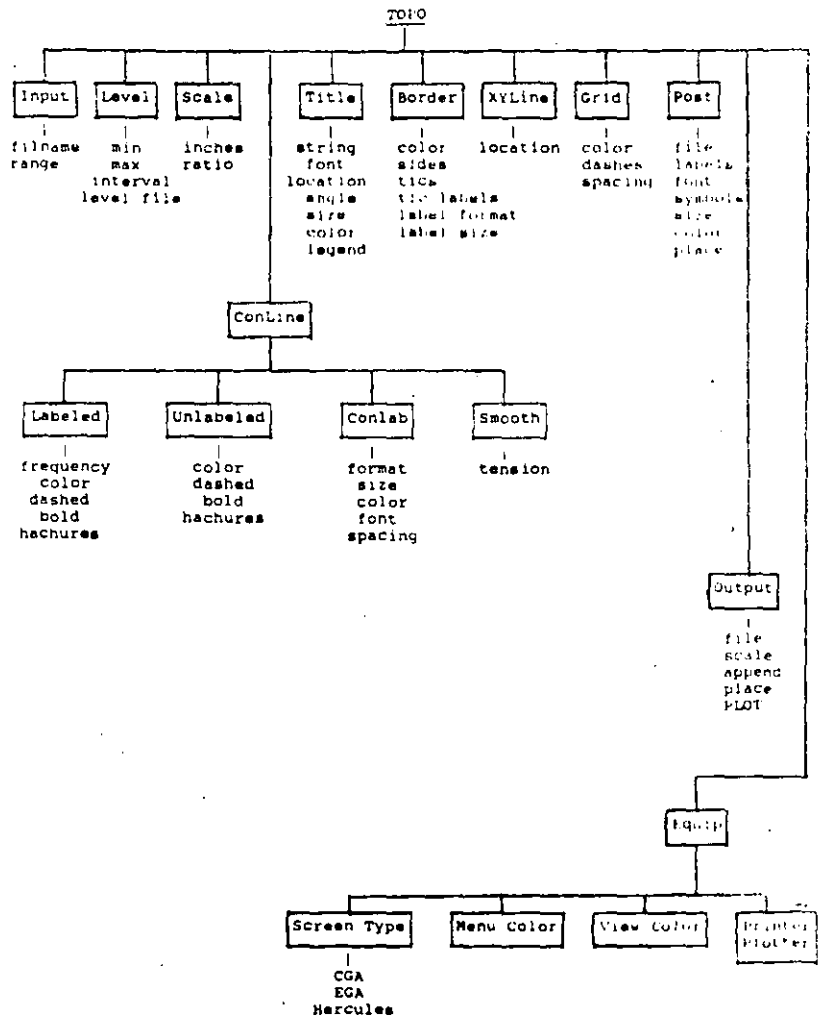
SURFER's organizational chart



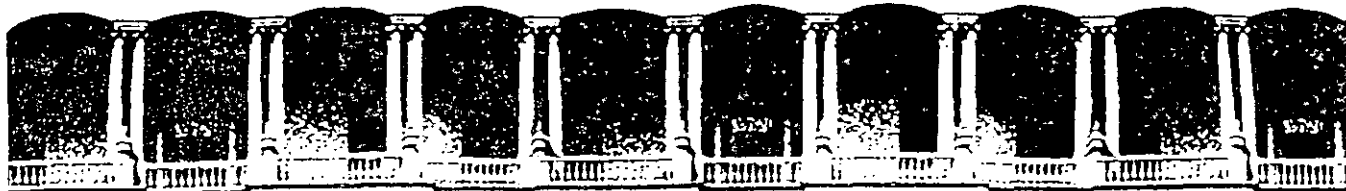
GRID's organizational chart



SURF's organizational chart



TOPO's organizational chart



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

*CURSOS ABIERTOS*

*IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION  
DE ACUIFEROS*

*17 DE AGOSTO AL 11 DE SEPTIEMBRE DE 1992*

*PROSPECCION GEOFISICA*

*ING. ALFONSO ALVAREZ MANILLA*

*PALACIO DE MINERIA*

III CURSO INTERNACIONAL DE GEOMORFOLOGIA Y  
CONTAMINACION DE ACUIFEROS  
PROSPECCION GEOFISICA

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

1. INTRODUCCION

El agua junto con cualquier otro energético se ha convertido en elemento indispensable en cualquiera de las actividades humanas, tornando cada vez más difícil su localización y cuantificación.

Cada día las técnicas de exploración consiguen sofisticarse teniendo como único objetivo develar los misterios que encierra la corteza terrestre.

En la actualidad se sabe que la naturaleza en un ente de energía, materia y estructura está gobernada por la "superfuerza"; enfocando las ciencias a la búsqueda de la unidad: Einstein pasó los últimos 14 años de su vida investigando y tratando de construir la "gran teoría unificada", tal como lo hizo Maxwell y Faraday con la electricidad y magnetismo en el exitoso "campo unificado del electromagnetismo" que se disfruta hoy en todos los avances electrónicos.

A manera de especulación tangible, al momento de conseguir la unificación del campo electromagnético y gravimétrico, se podrá escudriñar la materia, espectralmente se discriminarán sus características físicas y, ¿por qué no? realizar viajes en el tiempo.

Algunas fuerzas actúan por contacto con el cuerpo mientras que otras lo hacen a distancia, tal como la gravedad. Las fuerzas fundamentales causantes de la actividad del mundo son cuatro; del entendimiento de sus propiedades y esencia, así como del diseño de equipo para su control y aplicación, los ingenieros geofísicos investigan el medio ambiente para re-establecer un mundo mejor. Las cuatro fuerzas fundamentales son:

**GRAVEDAD.** Campo de fuerza natural reconocido por Newton; padre de la mecánica celeste.

**ELECTROMAGNETISMO.** Campos naturales reconocidos desde tiempos inmemoriales, constituyó la primera teoría unificada de campo, exitosamente elaborada por Maxwell.

**DEBIL.** Es la radioactividad descubierta por Becquerel.

**FUERTE.** Conforme la estructura del átomo se volvió clara, la fuerza fuerte nació para explicar el "algo" que sujeta dentro del núcleo a los protones cuando estos son repelidos por ellos mismos debido a

su carga eléctrica.

Estas cuatro fuerzas son las causantes de la actividad en la naturaleza, conociendo, entendiendo y visualizando la aplicación en geofísica de sus fundamentos se podrá estudiar la Tierra como ciencia pura y su estructura con fines económicos.

2. EXPLORACION GEOFISICA

Estos apuntes fueron elaborados para que los lectores adquieran simplemente los "fundamentos" de los trabajos de campo e interpretación de las técnicas distintas de exploración geofísica dejando los rigurosos tratados matemáticos y detalles para su consulta en textos especializados.

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, geotécnicos y contaminación.

La aplicación de la geofísica en el estudio del subsuelo depende fundamentalmente de la existencia de cuerpos o estratos contrastantes física, química o físico-químicamente.

Una limitación primordial en la aplicación de cualquier método, es la carencia de un suficiente contraste en cualquiera de sus

METODO	PROPIEDAD ENVUELTA	FENOMENO ENVUELTO
MAGNETICO	SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA (M)	VARIACION ESPACIAL DEL CAMPO MAGNETICO ESTACIONARIO.
GRAVIMETRICO	DENSIDAD, GRAVITRONES (G)	VARIACION ESPACIAL DE "g"
ELECTROMAGNETICO	CONDUCTIVIDAD ELECTRICA (C) PERMEABILIDAD MAGNETICA (M)	(C) FASE DEL CAMPO ALTER (M) NO ELECTRICO Y MAG.
ELECTRICO	CONDUCTIVIDAD ELECTRICA (C)	(C) CONDUCTIVIDAD
POTENCIAL NATURAL	CONDUCTIVIDAD ELECTRICA (C) POTENCIALES REDOX (Eh, pH)	(C) POTENCIALES ELECTRO- QUIMICOS
SISMICO	CONSTANTES ELASTICAS Y DENSIDAD	VELOCIDADES SISMICAS ONDAS COMPRESIONALES
RADIOACTIVO	RADIONUCLEOS	RADIACION GAMMA
TERMICO	CONDUCTIVIDAD TERMICA	FLUJO CALORIFICO

Tabla 2.1



naturales. La tabla 2.1 muestra las propiedades físico-químicas y fenomenología asociada a cada método en particular.

### 3. PROSPECCION MAGNETOMETRICA

De no haber existido la geodesia, la magnetometría sería el tópico más antiguo en geofísica.

La magnetometría puede contemplarse desde el punto de vista histórico, puesto que ha cambiado con el tiempo y sus variaciones quedaron registradas en los constituyentes ferromagnéticos de las rocas.

Por medio de los datos magnetométricos se puede obtener 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

#### 3.1 CAMPO MAGNETICO TERRESTRE

Se presume que el campo magnético terrestre (H) tiene origen en la teoría del dinamo; el cual parte del hecho de que al ser el núcleo un conductor y que hay movimiento de fluidos en diferentes zonas se genera un campo magnético que se sustenta así mismo.

La distribución del campo magnético terrestre se presenta en la figura 3.1. Las líneas de fuerza entran en el Polo Norte magnético y salen en el Sur, son contrarios a la posición de los polos geográficos.

#### 3.1 COMPONENTES DEL CAMPO MAGNETICO

Al analizar la figura 3.2 se ve que el campo magnético terrestre tiene las siguientes componentes:

**DECLINACION MAGNETICA (D).** Es el ángulo formado por la componente horizontal del campo magnético y el norte geográfico.

**INCLINACION MAGNETICA (I).** Es el ángulo que hace la componente total respecto al meridiano magnético.

**CAMPO MAGNETICO TERRESTRE O INTENSIDAD DEL CAMPO MAGNETICO (H<sub>0</sub>).** Es la magnitud del campo total.

**COMPONENTE HORIZONTAL DEL CAMPO MAGNETICO.** Medida en la dirección Este-Oeste (Y).

**COMPONENTE HORIZONTAL DEL CAMPO MAGNETICO.** En la dirección del Norte Geográfico (X).

#### COMPONENTE VERTICAL DEL CAMPO MAGNETICO (Z).

#### 3.2 VARIACIONES DEL CAMPO MAGNETICO.

El campo magnético terrestre presenta variaciones tales como:

**VARIACIONES SECULARES.** Se ha observado y medido que el campo magnético no es permanente, cambiando las lecturas de I y D en forma diferente alrededor del mundo, se explica éste fenómeno por cambios en las corrientes de convección del núcleo-manto.

**VARIACIONES CICLICAS.** Se relacionan con la actividad solar.

**VARIACIONES DIURNAS SOLARES Y LUNARES.** Son controladas por la acción del sol y la luna, la intensidad es de 30 y 2 respectivamente, el período es de 24 horas aproximadamente.

**TORRENTAS MAGNETICAS.** Corresponden a perturbaciones transientes del campo magnético con amplitudes de hasta 1000 a cualquier latitud, siendo más intensas en los polos.

**VARIACIONES MAGNETICAS LOCALES.** Son variaciones del campo magnético producidas por cambios en las características geológicas de los materiales que conforman el subsuelo, son de baja frecuencia y decaen rápidamente a distancia, son las de interés en exploración.

#### 3.3 UNIDADES

Se adoptó el sistema c.g.s.. El campo de intensidad magnético H se expresa en gammas (γ), en tanto que la susceptibilidad magnética (μ) en emus, 1 gamma = 1 nano tesla.

#### 3.4 PROPIEDADES MAGNETICAS DE LAS ROCAS

Cualquier material geológico inmerso en un campo magnético H se imana con una intensidad J, según la ley  $J = kH$ , siendo k propia de cada material, se denominada susceptibilidad magnética; en los materiales geológicos depende principalmente del contenido de minerales ferromagnéticos divididos en tres grupos:

**DIAMAGNETICOS.** La susceptibilidad magnética de estos materiales es menor a cero o permanece constante, entre ellos se tiene el agua, cuarzo, grafito, sal de roca y yesos.

**PARAMAGNETICOS.** Se caracterizan por una susceptibilidad pequeña, nombrándose a las pegmatitas, dolomitas, sienita, gneisses.

**FERROMAGNETICOS.** Corresponde a materiales con fuertes valores de susceptibilidad magnética, su constituyente principal es la magnetita, ilmenita y sales de hierro.

La tabla 3.1 presenta los tipos de roca más comunes; sus valores característicos de susceptibilidad magnética. Muchos valores quedan

traslapados; las medidas "in situ" y la experiencia del interprete allucan a una mejor interpretación.

### 3.5 TECNICA DE CAMPO Y EQUIPO DE MEDICION

Dependiendo del área por prospectar y la finalidad se escoge una rejilla densa u holgada, efectuando tres medidas y promediando para obtener el valor del campo total en cada estación. Por otro lado se tiene una estación base con objeto de monitorear las variaciones del campo magnético y poder hacer las correcciones pertinentes.

Los aparatos de medición con más demanda son los magnetómetros nucleares; en ellos, los protones de algún hidrocarburo o agua son sometidos a un intenso campo con objeto de polarizarlos, al suprimir el campo se mide la frecuencia del movimiento de precesión de los protones que dependen directamente de la intensidad del campo terrestre en el punto.

### 3.6 MODOS DE INTERPRETACION

La interpretación puede ser cualitativa y cuantitativa. La modelación en magnetometría de ninguna manera es segura; no se puede dar con certeza una solución única debido a la ambigüedad.

Mediante la interpretación cualitativa se puede obtener información en función de un mapa de campo total acerca de geología del subsuelo, alineamientos estructurales, fallas de transcurrancia, cuerpos intrusivos, etc.

En la interpretación cuantitativa se puede obtener con aproximación las características de la fuente, magnetización, geometría, profundidad y localización.

Analizando la figura 3.3; los parámetros de interés como son la profundidad (Z) e intensidad (Ho) de la anomalía se pueden obtener del gráfico de esta; estadísticamente se encontró que:

$$\text{Esfera} \quad Z=2x/2$$

$$\text{Cilindro vertical} \quad Z=1.3x/2$$

$$\text{Cilindro horizontal} \quad Z=x/2$$

$$\text{Dique angosto} \quad Z=x/2$$

Según Peters, mediante el análisis de pendientes la profundidad de la fuente queda dada como se observa en la elocuente gráfica 3.4.

### 4. PROSPECCION GRAVIMETRICA

El objetivo de la prospección gravimétrica es definir las estructuras geológicas del subsuelo por medio de los disturbios del campo gravimétrico natural terrestre.

Todos los cuerpos en el universo se atraen con una fuerza directamente proporcional al producto de sus masa e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que los separa; la formulación anterior hecha por Newton fundamenta el concepto de Potencial, matemáticamente se tiene:  $F=G(m_1m_2/r^2)$ , siendo G la constante de gravitación universal, m1, m2 masas a velocidades mucho menores que la luz y r la distancia entre ellas. El campo de atracción es equivalente a una aceleración, la formulación da como resultado:  $g=G(m/r^2)$ .

La unidad de medida es el gal, pero por las medidas tan pequeñas se utiliza el miligal equivalente a 10 gal.

#### 4.1 METODOLOGIA DEL LEVANTAMIENTO Y GRAVIMETROS

El instrumento utilizado para medir en diferentes locaciones el campo gravítico se le denomina gravímetro, siendo un dinamómetro muy sensible, constituido de una masa suspendida de un resorte que se ve elongado al compensar el peso de la masa por atracción mutua de los gravitrones de las rocas distribuidas en superficie y la masa del péndulo. El gravímetro más exacto de la industria es fabricado por LACOSTE & ROMBERG.

Las mediciones de campo de gravedad durante un proyecto son similares a las del levantamiento magnetométrico. Con el fin de que las observaciones gravimétricas reflejen los cambios debidos a estructuras geológicas subterráneas, es necesario reducir las a un plano de referencia, efectuando las correcciones por latitud, altitud y rugosidad.

#### 4.2 CORRECCIONES USUALES A LAS MEDICIONES GRAVIMETRICAS

4.2.1 CORRECCION POR ALTITUD. La fuerza de atracción gravitacional varía con la altura, por lo que es necesario reducir las lecturas a un mismo plano de referencia, se hace en dos partes: AIRE LIBRE, tomando en cuenta que el punto de observación está más alejado del centro de la tierra que el plano de referencia y la CORRECCION DE BOUGER, la cual elimina el efecto de losa de terreno de referencia. Analíticamente la corrección se hace como:

$$G_0 = G_h + 0.3086 - .0419z$$

siendo G<sub>0</sub> Gravedad reducida al nivel de referencia, G<sub>h</sub> Gravedad observada a la altura de elevación topográfica h en la estación de medida y  $\rho$  la densidad media del terreno arriba del plano.

4.2.2 CORRECCION TOPOGRAFICA. Elevaciones cercanas a la estación de medida, ejercen una fuerza de atracción gravitacional que contrarresta en parte, a la atracción dirigida hacia el interior de la tierra. Las correcciones topográficas por elevaciones o depresiones se hacen con las plantillas de Hammer.

4.2.4 CORRECCION POR LATITUD. La aceleración g varía con la latitud; el achatamiento de la tierra provoca un valor mayor de g

en los polos que en el ecuador, teniendo 983 gales y 975 gales respectivamente. Se ha medido .1 miligal por cada 125 metros en dirección norte-sur. La expresión analítica es:

$$G_1 = 978.0318 (1 + .0053024 \sin^2 \theta - .0000056 \sin^2 2\theta)$$

siendo  $G_1$  Gravedad corregida por latitud y  $\theta$  latitud en grados, minutos y segundos.

#### 4.3 MAPA DE BOUGER

Después de la correcciones pertinentes se obtiene el valor de gravedad de Bouger para cada estación dado como:

$$G_2 = G_0 + G_a - G_1 + G_t$$

donde  $G_2$  es la Gravedad de Bouger,  $G_0$  gravedad observada,  $G_a$  gravedad corregida por altitud,  $G_1$  gravedad corregida por latitud y  $G_t$  gravedad corregida por rugosidad del terreno.

La configuración del mapa de Bouger es muy importante para cualquier estimación que se desee hacer, pues en ella se encuentran implícitos los efectos de cuerpos someros y profundos. Al separar cada uno de ellos por medios manuales o de computo se consiguen las configuraciones de las ANOMALIAS REGIONAL provocadas por estructuras geológicas profundas) y RESIDUAL (devido a cuerpos someros), matemáticamente formulado como:

$$AB = AR + ARE$$

donde: AB anomalía de Bouger, AR anomalía regional y ARE anomalía residual.

#### 4.4 DENSIDAD DE LAS ROCAS

La tabla 4.1 enseña los valores comunes de densidad en los materiales geológicos; aunque existe traslapo, la ambigüedad en la interpretación se elimina con los cortes litológicos y registros geofísicos de pozos.

#### 4.5 INTERPRETACION

El interés fundamental de la prospección gravimétrica aplicado en geohidrología es el delimitar y definir cuencas. Así como manifestar todos aquellos eventos geológicos importantes; ya sea fallas, grabens, horst, etc..... la topografía del basamento se plasma generalmente en el mapa de Bouger, lográndose conocer "a priori" los sitios para establecer un campo de pozos.

La tabla de la figura 3.3 da una serie de fórmulas con las que se puede determinar la profundidad de cuerpos geométricos regulares a partir de la anomalía residual. Una expresión sencilla ampliamente aplicada para determinar la profundidad al basamento o espesor de rellenos es la de la losa; establece que:  $g = 2\pi G\sigma h$  siendo:  $\pi$  el

número 3.14159...,  $G$  la constante de gravitación universal,  $d$  el contraste y  $h$  el espesor de la losa. Para obtenerlo basta dejar  $h$  y se podrá conformar un mapa tentativo de espesor de rellenos o profundidad a la roca densa.

#### 5. PROSPECCION SISMOLÓGICA

El método más eficaz para proporcionar información del subsuelo e interior de la tierra es el sísmico. Conociendo la velocidad de propagación de las ondas elásticas en el subsuelo se pueden establecer la presencia de cuerpos de alta velocidad, gradientes de velocidad, profundidad al techo de los cuerpos de alta velocidad, tipos de estructuras, mapas estructurales, relación entre diferentes tipos de trenes estructurales, velocidad en sedimentos, estratigrafía, unconformidades, hiatus, ambientes de depósito y dirección de fuentes de sedimentos, etc.....

En el subsuelo las ondas elásticas se propagan de acuerdo a las condiciones físicas del medio. Las ondas de compresión viajan a razón de 300 y 7000 m/s, los factores que afectan la velocidad son: acidez de la roca, consolidación, compactación, humedad, fracturamiento, porosidad, edad y profundidad.

La tabla 5.1 muestra los rangos de propagación de las ondas elásticas en algunos materiales del subsuelo.

BISON INSTRUMENTS permitió reproducir sus nomogramas para interpretar velocidad, espesor en refracción y reflexión de las gráficas de tiempo-distancia T-D y sismogramas.

BISON INSTRUMENTS manufactura los mejores sismógrafos para refracción y reflexión en los cuales incluyen la técnica del punto flotante, consiguiéndose sismogramas de alta calidad, eficaces en reflexión somera o refracción profunda.

La sismología es sumamente importante para los estudios de cimentación en ingeniería civil y geohidrología.

#### 5.1 METODOLOGIA DE CAMPO

Según el objetivo, se escoge la separación óptima de geófonos y la distancia apropiada de estos a la fuente. Directamente del sismograma se lee el tiempo de arribo de las ondas de compresión, formándose las gráficas Tiempo-Distancia (T-D), en el que las abscisas corresponden a las distancias de los geófonos a la fuente y las ordenadas corresponden a los tiempos de tránsito.

El inverso de la pendiente de cada alineamiento de puntos es la velocidad. De los nomogramas se obtienen los espesores.

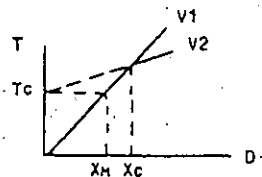
TECHNICAL MEMO NO. 101:

SUBJECT: SEISMIC DEPTH DETERMINATION METHOD USED BY BUREAU OF PUBLIC ROADS



**BISON**  
INSTRUMENTS  
INCORPORATED

MR. R. WOODWARD MOORE, BUREAU OF PUBLIC ROADS, USES A QUICK METHOD OF DETERMINING LAYER DEPTH IN WHICH HE EXTRAPOLATES THE PLOT ABOVE THE BREAK BACK TO THE TIME AXIS AND THEN TAKES AS HIS DEPTH ONE-HALF OF THE DISTANCE VALUE, AS DETERMINED BY THIS TIME INTERCEPT VALUE ON THE TIME/DISTANCE GRAPH. THIS IS ILLUSTRATED HERE:



$X_c$  IS THE USUAL INTERCEPT POINT;  $X_m$  IS THE MOORE DEPTH ( $D_m = X_m/2$ ); AND  $T_c$  IS THE TIME AXIS INTERCEPT FROM THE EXTRAPOLATED SECOND VELOCITY SLOPE.

THE MOORE DEPTHS ARRIVED AT USING THIS QUICK METHOD ARE SOMEWHAT LESS THAN THE ACTUAL DEPTH. HOWEVER, AS LONG AS THE LAYER VELOCITIES ARE DIFFERENT BY AT LEAST A FACTOR OF THREE, THIS APPROACH IS OF SATISFACTORY ACCURACY AND CERTAINLY THE MOST EXPEDITIOUS MEANS OF DETERMINING DEPTH.

MATHEMATICAL ANALYSIS SHOWS THIS TO BE IN ERROR BY  $\sqrt{1 - (\frac{V_1}{V_2})^2}$ .

THAT IS,  $D_m = D_a \sqrt{1 - (\frac{V_1}{V_2})^2}$ . WHERE  $D_a$  IS THE ACTUAL LAYER DEPTH.

THIS ERROR IS NOT SERIOUS AT HIGH VELOCITY RATIOS, BUT BECOMES GREATER IN ERROR AT LOW RATIOS. TABLE I GIVES THE POSSIBLE ERROR USING MR. MOORE'S APPROACH:

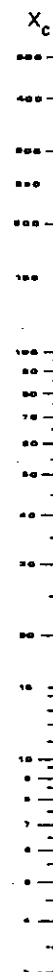
TABLE I:	$V_1/V_2$	ERROR
	1/2	13%
	1/3	6%
	1/4	3%
	1/5	2%

12/75

BISON INSTRUMENTS, INC.

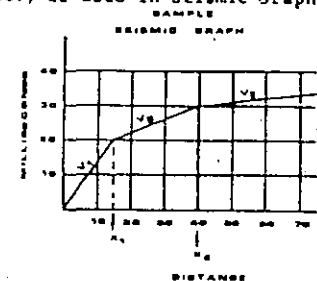
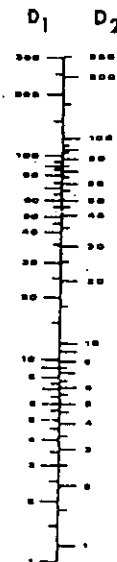
NOMOGRAPH for Depth to first 2 Interfaces

for any system of units (Feet, Meters, etc.) as used in Seismic Graph.



$$D_1 = \frac{X_{c1}}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

$$D_2 = .8D_1 + \frac{X_{c2}}{2} \sqrt{\frac{V_3 - V_2}{V_3 + V_2}}$$



#### INSTRUCTIONS FIRST LAYER DEPTH DETERMINATION

1. Obtain  $X_{c1}$  in feet from the Seismic Graph. This is  $X_c$  on the nomograph.
2. Divide  $V_2$  by  $V_1$ . This ratio is  $V$  on the nomograph.
3. Lay straightedge from  $X$  value to  $V$  value.
4. Read  $D_1$ . This equals depth of first layer.

#### SECOND LAYER DEPTH DETERMINATION

5. If second layer is present, read across from  $D_1$  to get the  $D_2$  equivalent.
6. Obtain  $X_{c2}$  from Seismic Graph. This is  $X_c$  on the nomograph.
7. Divide  $V_3$  by  $V_2$ . This ratio is  $V$  on the nomograph.
8. Lay straightedge from  $X_c$  to  $V$ .
9. Read  $D_1$ . Add to  $D_2$  equivalent from Step 5. This equals depth of second layer.

## 6. PROSPECCION ELECTRICA

Los procesos electroquímicos que regulan el comportamiento de la conducción eléctrica en el subsuelo quedan esquematizados en la figura 6.1. Los lixiviados producto de la degradación y degeneración de los diferentes tipos de desechos sólidos generan formas diferentes de alteración en las rocas huesped. Dependiendo de la estratigrafía y sus condiciones termodinámicas presentarán fenomenologías eléctricas distinguibles en superficie.

Por medio de las diferentes técnicas de prospección eléctrica las fases de alteración/percolación de lixiviados, pueden ser mapeadas y monitoreadas.

En este inciso se mencionan diferentes técnicas de prospección eléctrica empleadas en geohidrología y estudios de contaminación, haciendo incapie que en múltiples ambitos, la geofísica puede ser aplicada exitosamente.

### 6.1 PROPIEDADES ELECTRICAS DE LAS ROCAS

Las rocas se encuentran constituidas por agregados de minerales metálicos y no metálicos, donde la corriente eléctrica que fluye a través de ellos, lo hace por medio de los iones disueltos en el agua ó por los electrones que forman las partículas minerales.

Los minerales que constituyen los diferentes tipos de materiales geológicos se pueden dividir en tres clases: aisladores, Conductores Electrónicos e Intercambiadores de Iones.

#### 6.1.1 RESISTIVIDAD, CONSTANTE DIELECTRICA Y POLARIZACION INDUCIDA.

Resistividad y constante dieléctrica son las dos propiedades eléctricas principales. La resistividad es el ratio del gradiente de voltaje (E) y la densidad de corriente (J), teniendo  $\phi = E/J$ . El cambio de fase o retraso en tiempo entre el voltaje y la corriente es equivalente al comportamiento dieléctrico, expresado como:  $K = \delta/\rho c \cdot 2\pi f$ , siendo  $\delta$  cambio de fase en milliradianes,  $\epsilon$  permitividad del espacio vacío, y  $f$  la frecuencia angular. El fenómeno de polarización inducida se debe al comportamiento eléctrico microscópico entre las interfases de sólidos y líquidos.

#### 6.1.2 PORTADORES Y MOBILIDAD

Un portador de carga libre es el que sustenta una velocidad bajo la influencia de un voltaje, una carga latente sufre solo pequeños desplazamientos y no tienen movimiento permanente. La movilidad se define como la relación de velocidad y voltaje ( $m^2/vs$ ). Existen varios tipos de portadores, mencionando algunos de ellos se tiene:

IONES EN SOLUCION. Al aplicarse un voltaje presentan mobilities de 0.05 microns, menos que la resolución del microscopio óptico, pero es la movilidad que da a las rocas su conductividad eléctrica.

ELECTRONES METALICOS. Existen los delocalizados o colectivos compartiendo el sólido junto con los átomos, su movilidad es  $10^3$  más grande que la de iones en solución.

METALES. La baja resistividad ó buena conductividad eléctrica se debe a la alta concentración portadores y a su gran movilidad. La agitación térmica o alta temperatura incrementa la movilidad.

SEMICONDUCTORES. Son aquellos minerales que no tienen portadores latentes; solo libres debido a imperfecciones del cristal. Existen dos tipos de semiconducción: intrínseca cuando es por puros defectos electrónicos, y extrínseca cuando los portadores dependen de los defectos atómicos.

La conductividad eléctrica es el producto de la movilidad por la concentración de portadores.

¿ Se podría utilizar la movilidad como técnica de exploración ?

#### 6.1.3 ANALOGIA ENTRE SEMICONDUCTORES Y AGUA

Subsiste analogía entre los semiconductores minerales y las soluciones contenidas en los espacios porosos de las rocas; las concentraciones de  $H_2O$  en agua y de metal en minerales son del mismo orden de magnitud.

La presencia de cationes y aniones en fluidos de poros son análogos a los electrones en semiconductores.

#### 6.1.4 ARCILLAS E INTERCAMBIO CATIONICO

La característica principal de las arcillas es su pequeña medida, menos de 2 micrones en contraste de minerales no arcillosos. El pequeño tamaño produce mayor superficie por masa; dando incremento a sus propiedades eléctricas. Las arcillas son silicatos hidratados, entre las principales se nombran a: illitas, caolín, montmorillonita, etc.....

La cantidad medible para describir los efectos de carga de superficie en arcillas es la capacidad de intercambio catiónico ó el número de adsorción catiónico por masa de mineral. La capacidad de intercambio aniónico es extremadamente difícil de medir.

#### 6.1.5 REACCIONES ELECTROQUIMICAS

La corriente eléctrica en el subsuelo es transportada por iones en solución, algunas veces viaja a través de metal. En la interfase sólido-líquido existe una reacción electroquímica propiciada al cambiar de corriente iónica a electrónica. Esto da origen al fenómeno denominado "POLARIZACION ó SOBREVOLTAJE".

Tiene dos génesis, las polarizaciones de MEMBRANA y ELECTRODO.

POLARIZACION DE MEMBRANA. Ocurre cuando las arcillas dispersas a lo

largo de las tortuosidades de la roca son cubiertas por nubes de cargas positivas que bloquean las trayectorias de las cargas negativas produciendo dicho fenómeno.

**POLARIZACION DE ELECTRODO.** Es cuando una partícula metálica bloquea el poro de la roca. Cambiando la conductividad electrolítica a electrónica. La polarización de electrodo es mayor a la de membrana.

En la interfase líquido-sólido se crea una doble capa electroquímica (Debye, 1929) cuyo comportamiento es análogo a un capacitor, la caída de voltaje se denomina "potencial zeta". Helmholtz en 1879 propuso el modelo original de la doble capa, posteriormente fue modificado varias veces con objeto de mejorarlo, la figura 6.2 muestra el modelo de Helmholtz y el modificado por Ruckris-Devenathan y Muller.

#### 6.1.6 ANALOGIA FISICA

Con objeto de estudiar el comportamiento eléctrico de una roca es necesario representarla mediante un circuito eléctrico. La representación eléctrica más sencilla de una roca es con un solo elemento, un resistor R que marca la caída óhmica de voltaje V cuando se pase una corriente I por sus bornes, ver figura 6.3a.

Cabe recordar que las rocas contienen partículas arcillosas o minerales que bloquean el poro saturado por algún electrolito, celebrándose en la interfase la creación de la doble capa electroquímica cuyo comportamiento eléctrico es similar a un capacitor C. El circuito eléctrico sencillo que simula el comportamiento de la roca será un RC paralelo. La figura 6.3b muestra el circuito equivalente RC.

La ecuación matemática que rige el modelo del circuito RC está dada por:

$$Z(i\omega) = (i\omega C + 1/R)^{-1}$$

donde Z es la impedancia o resistencia compleja del circuito, C capacitancia de la doble capa, R resistencia eléctrica de la roca,  $\omega$  frecuencia angular e  $i = \sqrt{-1}$ . R representa la corriente óhmica y C las corrientes de desplazamiento o polarización. Z depende de  $\omega$  y en un análisis asintótico se puede ver que cuando  $\omega \rightarrow 0$ ,  $Z \rightarrow R$  y cuando  $\omega \rightarrow \infty$ ,  $Z \rightarrow C$ .

#### 6.2 MODALIDADES Y DEFINICION DE PARAMETROS

Existen tres modalidades básicas para medir las propiedades eléctricas de las rocas, siendo: Técnica del Tiempo, Técnica de la Frecuencia Variable y Técnica de Fase.

En cualquiera de las modalidades la resistencia característica se evalúa mediante la Ley de Ohm, o sea  $\rho = E/J$ .

El efecto de polarización en el Dominio del Tiempo es detectado

como un pequeño voltaje de decaimiento cuando la corriente directa aplicada a cesado, esto es que el voltaje no decae inmediatamente a cero, sino que lo hace de manera exponencial? . Al analizar las ondas de la figura 6.4a, la polarización está representada por la cargaabilidad M, analíticamente representada por:

$$M = 1/V_c \int_{t_2}^{t_1} V(t) dt$$

En el dominio de frecuencia la polarización es detectada como un decremento en la resistividad al elevar la frecuencia de transmisión de corriente. Las formas de onda presentadas en la figura 6.4b el parámetro propio de polarización es el efecto de frecuencia EF, expresado como:

$$EF = (V_0 - V_{\infty})/V_{\infty} \text{ ó bien } EF = (\rho_0 - \rho_{\infty})/\rho_{\infty}$$

donde las resistividades y voltajes medidos corresponden a baja y alta frecuencia.

En la Técnica de Fase o "Polarización Inducida Espectral" se mide la magnitud de la resistividad compleja y fase existente entre la onda de transmisión y recepción en un ancho rango de frecuencias; generalmente de 10 a 10 cps. La derivada de la fase respecto a la frecuencia es igual al tiempo de retardo, esto es:  $d\theta/dt = \tau$ . La figura 6.4c presenta las formas de medir fase.

Con objeto de visualizar las relaciones entre los dominios del tiempo y frecuencia; aplicando la transformada de Laplace según Wait y Seigel (1959) obtienen:

$$M = \frac{(\lim_{t \rightarrow 0} V(t) - \lim_{t \rightarrow \infty} V(t))}{\lim_{t \rightarrow \infty} V(t)}$$

Además se sabe que:  $\lim_{t \rightarrow 0} V(t) = J_0 \rho_{dc} = J_0 \rho_0$ ,  $\lim_{t \rightarrow \infty} V(t) = J_0 \rho_{ac} = J_0 \rho_{\infty}$

recordando que  $EF = (\rho_0 - \rho_{\infty})/\rho_{\infty}$ ; entonces al hacer

sustituciones queda que:  $M = EF/(1 + EF)$ , y cuando EF es menor a 1 resulta  $M \approx EF$ .

Finalmente se puede establecer que los Dominios del Tiempo y Frecuencia son similares en el aspecto físico pero nunca equivalentes debido a la naturaleza de sus parámetros.

La figura 6.5 muestra las relajaciones eléctricas en los dominios de tiempo, frecuencia y fase de agua pura a temperatura de 20°C.

#### 6.3 PRACTICA DEL SONDEO GEODELECTRICO

**6.3.1 ECUACIONES BASICAS.** Considerada una fuente puntual A situada en un plano que divide a un perfecto aislador de extensión semi-infinita, isotrópico, homogéneo de resistividad  $\rho$ , según la figura

6.6a. el potencial medido por M a la distancia r al fluir una corriente eléctrica de intensidad I a través de A es:  $V(M) = \rho I / 2\pi r$  suponiendo que existen dos fuentes denominadas A,B, y los potenciales en los puntos M,N según el cuadrípolo de la figura 6.6b el potencial queda expresado como:

$$V(M,N) = \rho I 2\pi \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right)$$

Los términos en el parentesis se definen como factor geométrico y dependen del arreglo electrodo empleado.

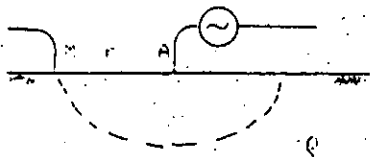


Figura 6.6a



Figura 6.6b

#### 6.4 PRACTICA DEL SONDEO

Existen dos procedimientos básicos para la práctica de la geoeléctricidad;

6.4.1 SONDEO. El centro del arreglo permanece fijo, mientras que el espacio entre electrodos de emisión A,B es incrementado. La profundidad de exploración aumenta conforme exista más distancia entre los electrodos de emisión y los contrastes de resistividad en el subsuelo sean suficientemente fuertes para ser medidos en superficie. Con el sondeo se conoce la variación vertical de la resistividad asociada a los diferentes estratos.

6.4.2 PERFILAJE O CALICATAS. En esta técnica el centro del arreglo se mueve a lo largo de la línea de exploración, manteniendo la abertura de los electrodos fijas, y por tanto la profundidad de exploración constante. En el perfilaje se conoce eficazmente la variación lateral de la resistividad asociada a cambios litológicos.

#### 6.5 ARREGLOS ELECTRODICOS

En la práctica los arreglos comúnmente empleados en exploración eléctrica son: Schlumberger, Dipolo-Dipolo, Wenner y otros.

SCHLUMBERGER. Consiste de cuatro electrodos colineales, dos de transmisión A,B y dos de recepción M,N. Deben cumplir la relación  $AB=5MN$ . M,N permanecen fijos mientras que A,B se van separando paulatina y simétricamente. La expresión para el cálculo de la resistividad aparente es:

$$\rho = \rho_a (V/I) \left( \frac{L}{a} \right)^2 - .25 ; L = AB/2, a = MN$$

WENNER. Consta de cuatro electrodos colineales, dos de transmisión A,B y dos de recepción M,N. La distancia entre los electrodos siempre debe ser la misma, esto es  $AB/3$ . La expresión para el cálculo de la resistividad es:

$$\rho = 2\pi a (V/I) ; a = AB/3$$

DIPOLO-DIPOLO. Consiste de dos dipolos, uno de transmisión A,B y otro de recepción. La distancia electrodo es x separándose múltiplos de n, siendo n=1,2,3.... La expresión para el cálculo de la resistividad es:

$$\rho = 2\pi x (V/I) \left( \frac{1}{1/n} - \frac{2}{(n+1)} + \frac{1}{(n+2)} \right) ; x = AB=nx$$

La figura 6.7 presenta los diferentes tipos de arreglos y sus puntos de atribución.

#### 6.6 REPRESENTACION DE DATOS

Después del cálculo de la resistividad aparente para cada estación lo más conveniente es representarlos en gráficas denominadas "curvas de resistividad aparente", donde los ejes son logarítmicos correspondiendo el de abscisas a la abertura electrodo y las ordenadas a la resistividad aparente. Figura 6.8

#### 6.7 INTERPRETACION

Los datos de resistividad aparente obtenidos son interpretados para determinar la equivalencia geológica. Los métodos de interpretación se dividen en cualitativo ó empírico y cuantitativo.

6.7a INTERPRETACION CUALITATIVA. Tiene por objeto obtener una primera idea de la condición estructural del subsuelo mediante el comportamiento de la distribución de corriente. No se determinan valores absolutos, sino relaciones y rangos. Las representaciones más comunes son: mapas y perfiles de isoresistividad, mapas de curvas tipo, mapas de algún parámetro de interés.

6.7b INTERPRETACION CUANTITATIVA. Consiste en evaluar la profundidad, espesor y resistividad verdaderos de cada una de las capas que comprenden el corte geoelectrico. Se llega a esta fase comparando las curvas de campo con ábacos existentes editados por H. Mooney y E. Orellana (1966) y mediante técnicas de filtrado desarrolladas por D. Gosh (1971) y O. Koefoed (1977). Zohdy (1974-1975) formuló el proceso que envuelve dos pasos para cada espaciamento electrodo; con el corte geoelectrico se calcula la función Kernel  $T(x)$ , siendo x dependiente del espaciamento electrodo  $AB/2, AB/3, nx, etc.$ , seguidamente se convienciona con el filtro de gosh para obtener finalmente la curva de resistividad aparente:

$$\rho = \sum_{j=-3}^5 b_j T(x) \quad \text{siendo: } \begin{matrix} E & \text{sumatoria} \\ b & \text{coeficientes filtro de Gosh} \end{matrix}$$

electrones en el medio.

Existen dos familias de potencial natural, el de fondo y el de mineralización. El potencial de fondo es indicador de agua en el subsuelo y el de mineralización se puede asociar con las plumas de contaminación. Los mecanismos que originan potenciales de fondo son:

- \* contacto entre electrolitos de diferente densidad
- \* actividad biocelétrica
- \* potenciales de difusión, contacto de fluidos diferentes en los intersticios de la roca
- \* electrofiltración, filtración de aguas de lluvia y ascenso de humedad por capilaridad
- \* potenciales variables con el tiempo y temperatura
- \* potenciales por percolación de salmueras.

Los potenciales de mineralización de gran interés en minería y contaminación de acuíferos son de gran magnitud y negativos.

#### 6.10.1 EQUIPO BASICO

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

#### 6.10.2 PROCEDIMIENTOS DE CAMPO

Dos métodos son clásicos, el de potenciales y gradientes. El de potenciales consiste en evaluar directamente la diferencia de potencial en estaciones respecto a un punto de referencia. El de gradientes mide la diferencia de potencial sucesivamente entre dos estaciones contiguas del perfil. La figura 6.10 muestra ambas técnicas de levantamiento.

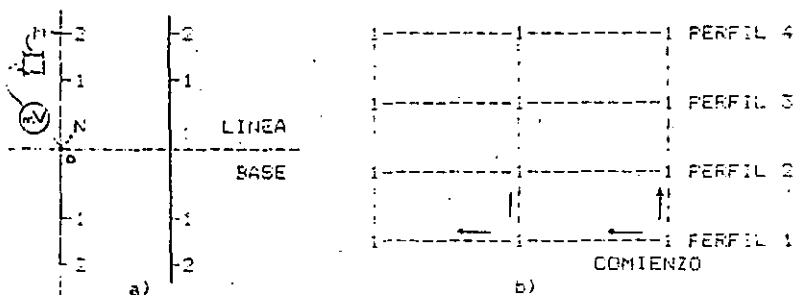


Figura 6.10. Técnicas de levantamiento en potencial natural (SP).

### 7. RESPUESTA ELECTRICA DEBIDO A EFECTOS DE ALTERACION

Regresando a la figura 6.1 y teniendo en mente las fenomenologías eléctricas estudiadas se puede resumir que las condiciones de oxidación-reducción en una pluma de alteración puede provocar

$\hat{T}(x)$  función Kernel discreta  
 $m-j$

Para la sesión de computadoras se presenta el listado de los programas solución directa e inversión de curvas de resistividad aparente en los arreglos Schlumberger, Wenner y Dipolo-Dipolo cortesía de BISON INSTRUMENTS, INC., compilados y modificados por MC. Cuahutémoc Drendain Munguia (1979).

#### 6.8 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 del terreno.

La profundidad de exploración no depende de la potencia de un equipo ó de su sensibilidad sino de que los cuerpos en el subsuelo tengan un contraste fuerte en cualquiera de sus propiedades físicas mesurables.

#### 6.9 POLARIZACION INDUCIDA

Se recuerda que la polarización es intensa en cuerpos arcillosos y nula en rocas sanas (excepto cuando tienen cierto contenido de minerales); se puede emplear como técnica de mapeo de diferentes estructuras como son: lutitas, areniscas, calizas fracturadas, plumas de contaminación, lentes arcillosas, fallas, etc....

La polarización en Frecuencia Variable se mide como el Porcentaje Efecto de Frecuencia aparente (PEFA), definida analíticamente por:

$$PEFA = \frac{\rho_0 - \rho_{00}}{\rho_{00}} \times 100 \quad \text{donde: } \rho_0 \text{ resistividad aparente a frecuencia baja}$$
$$\rho_{00} \text{ resistividad aparente a frecuencia alta}$$

La presentación de datos es similar a la de resistividad, mapas y perfiles de isoresistividad, etc...

#### 6.10 POTENCIAL NATURAL (SP) O POTENCIAL ESPONTANEO

El potencial natural usa el campo eléctrico natural debido a fenómenos electroquímicos que suceden en el subsuelo. Los fenómenos electroquímicos pueden asociarse a procesos de intercambio de carga que se dan cita en las regiones interfaciales entre sólidos y líquidos. La fase sólida corresponde a partículas minerales metálicas o no metálicas y la líquida a disolución o electrolitos. En la figura 6.9 se visualiza el mecanismo que regula el potencial natural, notando las zonas de oxidación y reducción, el cuerpo anómalo se comporta como una pila eléctrica, generando una corriente de baja intensidad por la donación y adsorción de



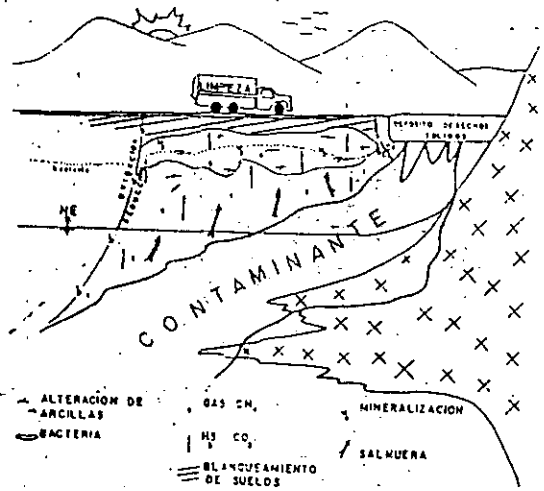


Figura 6.1 Procesos Electroquímicos y conducción eléctrica.

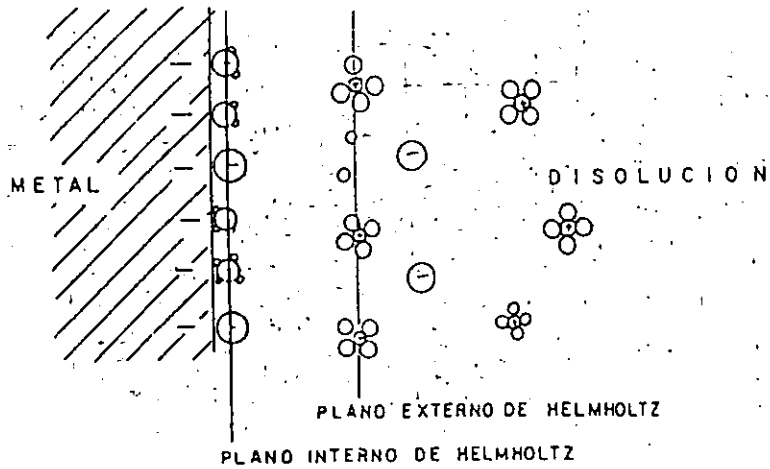
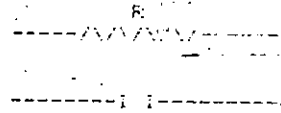
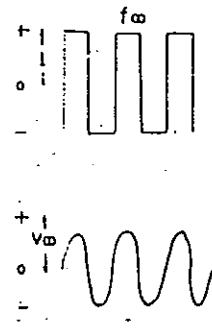
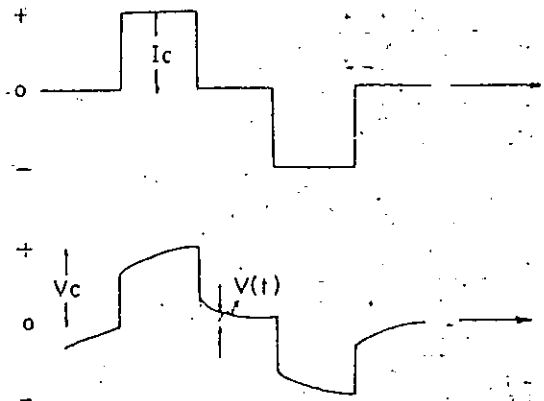


Figura 6.2 Modelo de la doble capa electroquímica de Helmholtz modificada por Bockris-Devanathan y Muller.



Figuras 6.3a y 6.3b Circuito RC paralelo análogo a la relajación eléctrica de una roca.



Figuras 6.4a y 6.4b Polarización en el Dominio de Tiempo, Frecuencia y Fase.

Figura 6.5 Relajación dieléctrica del agua

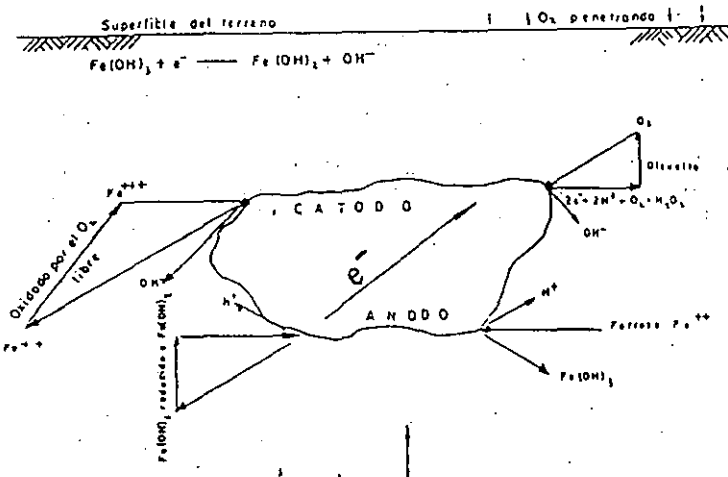
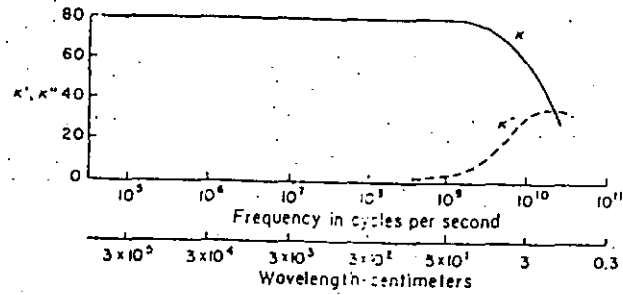


Figura 6.9 Mecanismo regulador del Potencial Natural (EP).

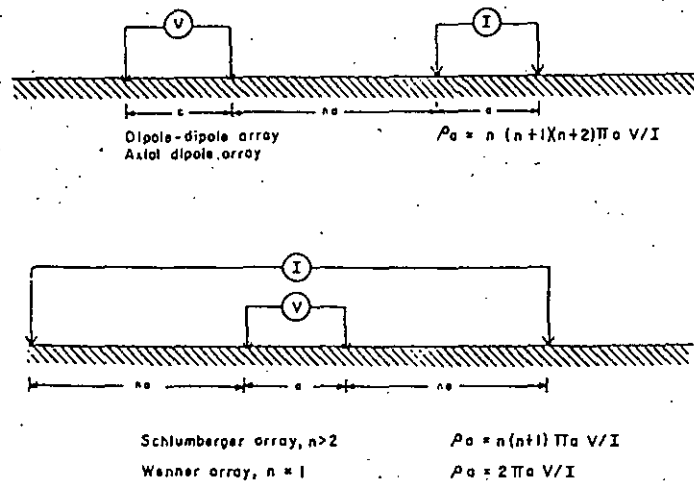


Figura 6.7 Arreglos electrónicos.

Figura 6.8 Representación de los datos de resistividad aparente, papel bilogarítmico

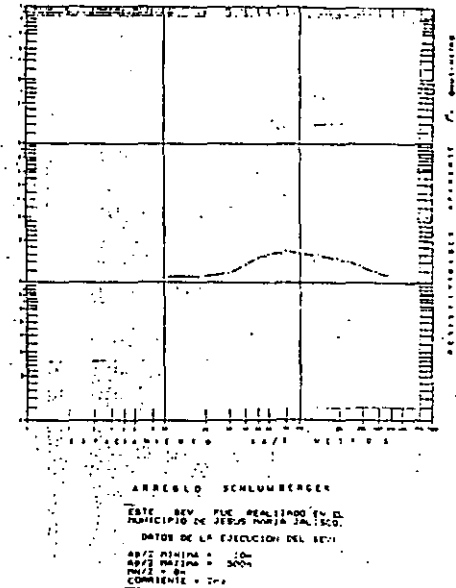


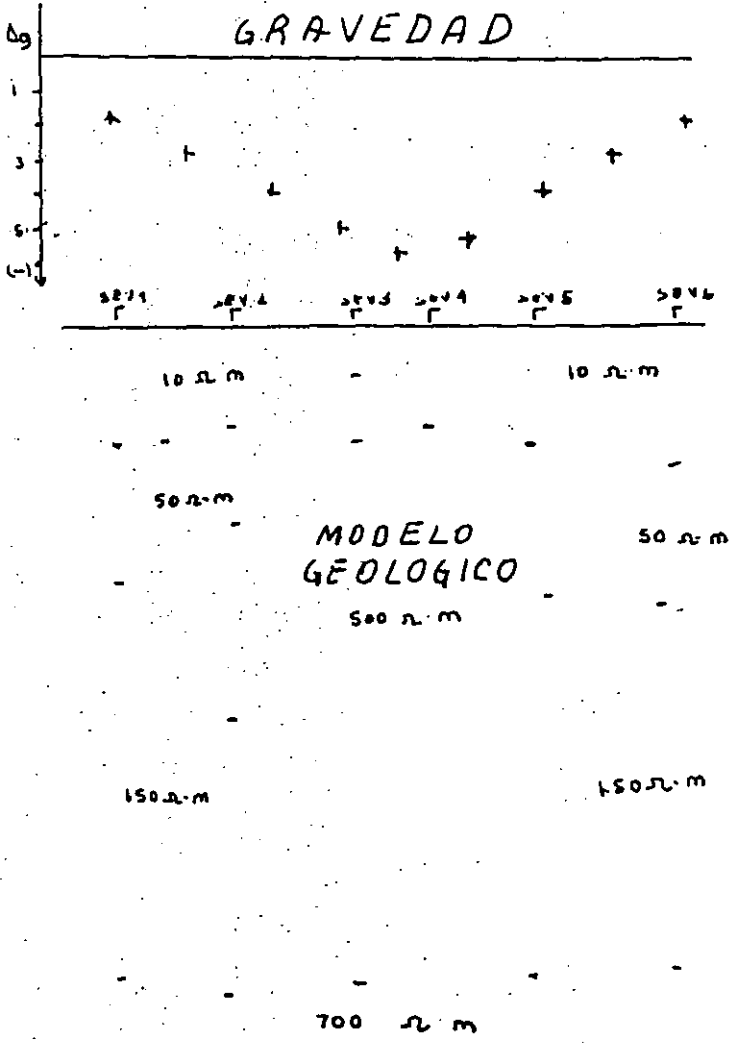
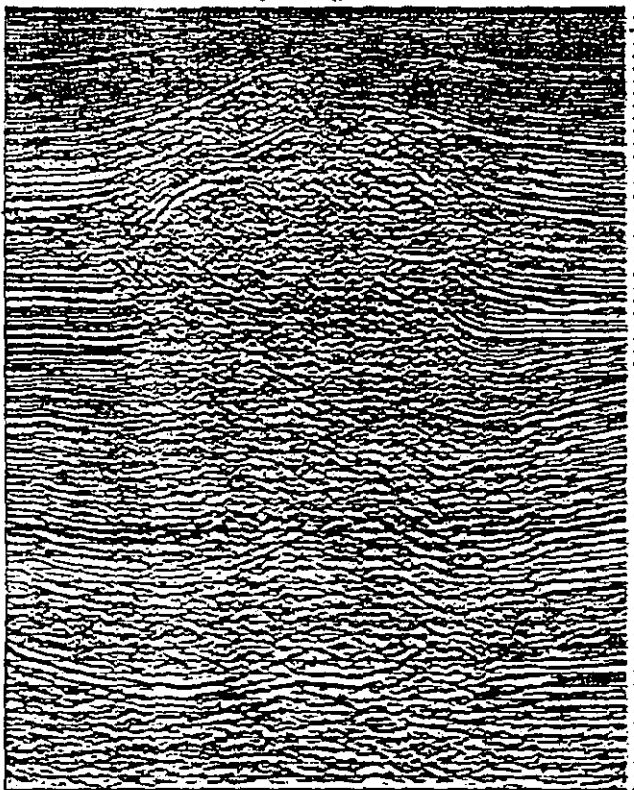
Figura 6.10 Curva de resistividad aparente con arranque de matriz B y espaciado de 2 milímetros.

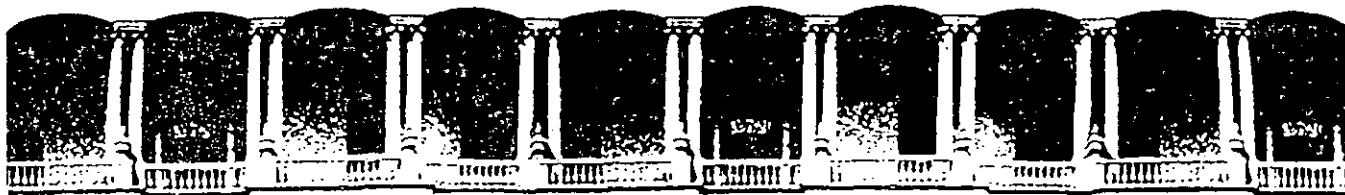
SEV1	SEV2	SEV3	SEV4	SEV5	SEV6	
11	11	15	11	11	10	050
13	14	26	15	15	12	100
16	19	37	21	20	15	0
21	26	55	30	25	20	100
24	30	61	36	33	22	
24	36	72	43	40	26	300
34	42	85	51	47	31	400
40	50	100	61	55	36	500
47	60	117	72	65	40	550

SP11	SP12	SP13	SP14	SP15	SP16
25	20	10	12	20	25
7	5	0	0	3	15
8	2	0	0	1	7
17	1	0	1	3	15
18	15	0	0	3	20
19	12	1	1	5	22
5	5	5	5	5	5

ISO RESISTIVIDADES  
REFLEXION SISMICA

Prestack shot record depth migration





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

*CURSOS ABIERTOS*

*IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION  
DE ACUIFEROS*

*17 DE AGOSTO AL 11 DE SEPTIEMBRE DE 1992*

*ANEXO*

*ING. LUIS VELAZQUEZ*

*PALACIO DE MINERIA*

## Abbreviations Used in This Text

Amer.	- American	Rept.	- Report
Ann.	- Annals	Res.	- Research
Asso.	- Association	Sci.	- Science
Biol.	- Biology	Sect.	- Section
Bull.	- Bulletin	Sed.	- Sediment, Sedimentary, or Sedimentology
Bur.	- Bureau	Ser.	- Series
Chem.	- Chemical or Chemistry	Sess.	- Session
Congr.	- Congress	Soc.	- Society
Contrib.	- Contribution	Spec.	- Special
Depos.	- Deposition	Spele.	- Speleology or Speleological
Econ.	- Economy or Economic	Surv.	- Survey
Environ.	- Environment or Environmental	Symp.	- Symposium
F.R.	- Federal Republic	Techn.	- Technological
FAO	- Food and Agricultural Organization	Trans.	- Translator
Figs.	- Figures	U.S.	- United States
Foram.	- Foraminiferal	UNESCO	- United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
Found.	- Foundation	Univ.	- University
Geogr.	- Geography	Vol.	- Volume
Geol.	- Geology or Geological	Z.	- Zeitschrift
Geophys.	- Geophysical		
GUA	- Goetleburgs Universitets Arkiv		
IAH	- International Association of Hydrogeologists		
IASH	- International Association of Scientific Hydrology		
IHD	- International Hydrologic Decade		
IHP	- International Hydrologic Programme		
Inter.	- International		
Invest.	- Investigation		
Journ.	- Journal		
Mar.	- Marine		
Mem.	- Memoir		
Min.	- Mineralogy		
Misc.	- Miscellaneous		
Nat.	- Natural		
Natl.	- National		
NSS	- National Speleological Society		
Oceanogr.	- Oceanography		
p.	- Pages		
Paleontol.	- Paleontology or Palaeontology		
Petro.	- Petrography or Petrographical		
Petrol.	- Petroleum		
Proc.	- Proceedings		
Prof.	- Professional		
Publ.	- Publication		
Reg.	- Regional		

## Bibliography of the History of Karst Research

Josef G. Zoell  
Institute for Geothermics and  
Hydrogeology FGJ  
Elisabethstrasse 16  
A-8010 GRAZ  
Austria

### COMMENTS

The term "karst" has been used in the generic sense only since the 19th century. There are, however, descriptions of karst dating from antiquity, when caves and underground rivers were a part of Greek mythology.

Greek and Roman philosophers saw the general water cycle in karst hydrology and ultimately came amazingly close to modern ideas. The Middle Ages, however, brought a relapse into darkest superstition. The situation improved radically in the 18th century when the Enlightenment brought about rapid developments in the natural sciences, including the earth sciences.

In the 20th century, karst research has prospered with modern scientific empiricism and mathematical logic. The results include such new techniques as isotope hydrology and models.

Speleology has developed into a very popular new field that has also developed a variety of new techniques. As a science, however, it cannot be separated from karst research and karst hydrology.

### INTRODUCTION

Long before the word "karst" came into use, karst phenomena were being described. In prehistory and early antiquity, the karst phenomena that most fascinated humans were caves, large karst springs and streams that disappeared into the underground (ponors and katavothrons).

In prehistoric time, caves provided humans with living space and protection; by the later Paleolithic they were the scene of remarkable artistic activity. Cave paintings and drawings range from primitive scribbles to creations bearing witness to remarkable artistic talent (Figure 1). The difficult underground entrances to the chosen living areas (for which other entrances have often been added for tourists) and the preference for sites with underground water or exits to nearby surface streams, indicate that the cave dwellers familiarized themselves thoroughly with the entire cave system. This interest in caves and karst streams is an early root of speleology and karst hydrology.

In Europe, the caves with prehistoric drawings and murals are mainly in the karst regions of western and southern France, in the Pyrenees and in northern Spain, i.e. outside of the sphere of influence of the Pleistocene glaciers. In Northern Europe and North America, cave pictures are seldom connected with karst phenomena (S. Kuehn, 1952).

### WRITTEN TRADITION DATING FROM ANTIQUITY

The first written reports concerning karst phenomena date from antiquity. Due to the influence of antiquity on European culture, attention is drawn mainly to relevant reports by Greek and Roman scholars. There are a remarkable number of such references.

Deciphering of cuneiform, however, brought the surprise that the first karst-hydrological research known to have been planned and recorded in writing was an expedition led in 852 BC by the Assyrian King Salmanassar III to the headwaters of the Tigris (Opitz, 1929, p.60). A source of the Tigris rises as a karst spring and near its origin flows through a rock tunnel that formerly was

viewed erroneously as the source cave. Above the tunnel there are two more large caves with thick stalagmites up to 6 m high (geographical position approximately 40° E, 38° 30' N, in what is now northern Turkey). As early as 1100 BC, Tigratpileser I visited the entrance to the rock tunnel and had his royal likeness and an inscription hewn upon it.

Salmassar III immortalized his visit to the cave in 852 BC not only with his likeness and an inscription, but also left a picture of his expedition on strips of bronze on the wing of a portal in his palace in Imgur-Elli, the later Balaawat (approximately 40° 30' E, 36° 20' N, now in northern Iraq). The pictures show the parade of warriors, the sacrificial animals and their slaughter. The upper strip includes the first known representation of stalagmites, and the lower one, the entrance to the cave and torchbearers standing in the water awaiting the arrival of the king. Sculptors hew the royal likeness in rock at the cave entrance (Figure 2).

The most important contributions to karst history in antiquity are, however, as mentioned above, to be found in Greek and Roman writings. Large parts of Greece are taken up by karstifiable rocks and even today, most of the rural population of Greece is familiar with the more remarkable karst phenomena. The term "katavothron" for the site where a surface stream disappears into the underground (swallow hole, ponor or the ambiguous term "sinkhole") is of Ancient Greek origin.<sup>61</sup> Karst phenomena come to play a role in Greek mythology. The cave is the entrance to the underworld (Hades), reached after crossing the river Styx with the help of the ferryman Charon.<sup>62</sup> It is very likely that the place upon which this image is based is an inaccessible cave and gorge location at an altitude of some 2,000 m in Chelmos, a massif in the northern Central Peloponnese. The area is unpopulated and, even today, is avoided by shepherds (cf. Philipsson, vol. III, 1959, p.219-221).

D. Pfeiffer (1963) has collected descriptions of karst hydrological phenomena in antiquity. The oldest report known to him of a katavothron is the description by Sophocles (496-406 BC) of the disappearance of the river Inachos (today Aspropotamus, SW Greece), its underground course and its reemergence. This report has, however, only reached us second hand in a quotation by the geographer Strabon (63 BC-28 AD).

Strabon provides us with the most important karst hydrographical information dating from antiquity. He was born around 60 BC in the Greek town of Amasia in what was then the Roman province of Pontus in Asia Minor (now Turkey), traveled extensively in the Mediterranean area and settled in Rome in 29 BC. He compiled a large historical work in 47 volumes; this work has been lost. His "Geographica" in 17 volumes has been preserved in its entirety. It is based on the work of Strabon's predecessors and material from his own travels and is the most important geographical work from this period. Strabon lived to be very old and died in 28 AD.

An example of knowledge handed down to younger generations are the karst springs of Timavo which were known as early as about 500 BC to the Greek geographer Sklax of Karyanda (Pfeiffer, 1963, p.16). Their relationship to the present Reka sinkhole near Skozian (St. Kanzian) on the Yugoslavian-Italian border east of Trieste was first recognized by Poseidonios (135-50 BC) of whom Strabon (Geographia V, 1) says:

*Ο.216 ἀνομάζειν τὸν τόπον. Ποσειδώνιος δὲ φησὶ ποταμὸν τὸν Τίμαυον ἐκ τῶν ὄρων φερόμενον καταπίπτειν εἰς βέρεθρον, εἰθ' ὑπὸ γῆς ἐνεχθῆναι περὶ ἑκατὸν καὶ τριῆκοντα σταδίους ἐπὶ τῇ θαλάττῃ τὴν ἐκβολὴν ποιεῖσθαι.*

(But Poseidonios says that a river, the Timavus, runs out of the mountains, falls down into an (underground) cave, and then, after running underground about a hundred and thirty stadia, makes its exit near the sea (Strabon, Greek-English, Geography, 5, l. 8-9).

A distance of 130 stadia would be about 25 km; the actual distance of the Timavo springs from the Reka sinkhole is some 40 km. This is nonetheless a remarkable karst-hydrological finding, considering that this matter is still the object of research today (Figures 3 and 4).

Vergil (70-19 BC) also sang of the Timavus springs in Istria in his Aeneid (First Canto, 242-246); he was followed by a series of Greek and Roman naturalists who described the Timavus (Polybius, Cornelius Nepos, Martial, Lucanus and others).

Strabon devotes himself in his 8th book to the karst phenomenon of the poljes as well. Undrained basins in the Peloponnese, like the poljes of Slyphalla and Pheneos interested him as much as the variations in level of the Kopais Lake, that was first drained at the end of the 19th century to improve the agricultural situation.

The connection between the katavothra in the polje of Pheneos to the Ladon spring (Peloponnese, Greece) was also recognized in antiquity, as was the problem of blockage of the katavothra and hindrance of the flow of winter floods as well as catastrophic increase in spring output when the blockage in a katavothron broke up (Strabon, Book 8, quoting a report by Eratosthenes, 276-194 BC, cf.).

The Jordan spring had also attracted interest by the beginning of the Christian era. K.H. Roegner (1979) mentions the report of the Jewish historian Josephus Flavius (37 AD to approximately 100 AD) wrote, "...The probable source of the Jordan is the Paneion<sup>63</sup>, which, however, itself is supplied by underground flow from the so-called Phiale. This is located on the road near Trachonitis<sup>64</sup>...Because of its round shape this water basin is called Phiale...The Tetrarch of Trachonitis showed that the source of the Jordan must be here...He had chaff thrown into the Phiale, that reappeared in the Paneion, which had earlier been thought to be the source of the river...the visible course of the Jordan begins at the cave here" (Josephus Flavius, History of the Jewish War, II, 10, 7).

This is in fact a written report of a groundwater tracing experiment. But we cannot be so sure that the experiment was actually successful; there are two reasons for this uncertainty: a) E. Orni (1978, p.119) sees in the Phiale (today Berekhat Ram) a crater lake comparable to the maar lakes in the Eifel in Western Germany, while K.J. Roegner (1979, p.59) assumes a collapse doline in the Cretaceous limestone under the basalt cap. b) Modern experience has shown that floating bodies (pieces of wood, chaff, etc.) are not suitable tracers and (with the exception of microscopically small lycopodium spores in suspension) insoluble materials have never been used successfully as tracers.

It should be noted that in antiquity, the general theories on the "element" of water were not significantly influenced by karst phenomena (e.g. springs and movement of underground water). Water was one of the four elements in Greek philosophy (water, earth, fire, air). These theories were mainly developed by Empedokles (490-430 BC) and Aristoteles (384-322 BC), who had already recognized the water cycle, i.e. ocean - evaporation - precipitation - runoff, although intermixed with mythical ideas about some details (underground discharge).

To my mind, some of the most important information on karst hydrology that has not yet been recognized as such, came from Lucius Annaeus Seneca (4 BC-65 AD). Seneca was the most important Roman philosopher and writer, and a last great Classical intellect in the moral swamp of the early Roman Empire. Caligula (12-41 AD) made him a senator, while Claudius (10 BC-54 AD) had him exiled to Corsica at the instigation of his wife Messalina. Eight years later, however, Seneca was recalled to Rome. He was tutor to Nero (37-68 AD), upon whom he had at first a favorable influence and by whom he was made consul; owing to intrigues on the part of his opponents, he was later sentenced to death and committed suicide.

In Book III of his "Naturales Quaestiones", Seneca concerns himself mainly with water and its many differences in temperature, specific gravity and color. He concentrates on water in the ground and only occasionally mentions the sea. The hypotheses of his Greek predecessors are presented in his work either with no remarks or brief comments. In his work, Seneca found the varying specific

gravities of waters as a function of dissolved minerals and thus discovered the relationship of water to rock, which is the basic prerequisite for the process of karstification. He relates the solution process to the development of large underground caves and so explains the disappearance and reappearance of streams (Book III, 26, 3).

The interesting epoch of the history of karst bibliography in antiquity ends with the Later Roman Empire. It is my belief that Seneca's tragic death was also the end of the magnificent world of ideas that was Classical philosophy in a free dominion of thought. The cloud of intolerance whose bloody beginning we see in the persecution of Christians by Nero, cast a long shadow over the coming centuries. The end of antiquity, generally taken to be the fall of the Roman Empire in the West in 476 AD, was, for our purposes, actually Seneca's death.

#### KARSTWATER IN THE MEDIEVAL VIEW

Two factors influenced medieval science and thus descriptions of karst hydrology: classical tradition and the Bible.

The widening of the ancient world to include west, middle and northern Europe had little effect, as written records were long only kept in Latin, and the art of reading and writing was mainly limited to monasteries.

In this period, karst hydrography first reappeared in mythology, with the description of the river of paradise by Severian of Cabaia (born 409 AD), based presumably on the disappearance of a river into the ground. These imaginative pictures are far below the level of classical Greek mythology. Both the encyclopaedia "Libri originum seu etymologiarum" (20 volumes) by Isidor of Sevilla (560-636) and the 22 volumes "De universo" by Hrabanus Maurus (776-856) fail to live up to earlier standards.

Unfortunately, we know too little about what was happening in the important Arabian culture of this period. There was, for example, the famous Arabian writer Abdul-Hasan Ali Mas'udi (+ 956), who lived at the time of Harun Al Raschid and traveled extensively in Asia and North Africa. Translations of his numerous works are few and difficult to obtain. There were intensive relations between Damascus and the Frankish Kingdom under Karl the Great (742-814), who surrounded himself with scholars, which must have led to cultural exchange.

An encyclopedia of the knowledge of the time was compiled around 970 AD by members of the Arabian order of the "Brothers of Purity" in the form of 51 tracts. There is an early manuscript of this work (Paris Codex, 11th century), which in the 19th century was translated into German by Friedrich Heinrich Dieterich (1861, second edition 1876), an Oriental scholar living in Berlin. These Arabian monks also write of caves inside of mountains and springs discharging the water stored in the caves. The few examples available to us of Arabian natural science from this period suggest that they had reached a much higher level than Europeans had achieved at the time. The large number of medieval manuscripts dealing with the circulation of water have nothing to do with karst hydrology. There is only work that is of cartographic interest.

Maps in antiquity tended to present the whole world as it was known at the time (e.g. map by Hekataios around 500 BC, map by Ptolemy around 150 AD). These maps show the major rivers that were known at the time, but rarely their sources (an exception is the map of the Earth by Eratosthenes around 220 BC with what he thought to know the sources of the Nile). I believe there is reason to mention here the Tabula Peutingeriana, the only major medieval atlas.

Among the priceless treasures of the Hofbibliothek in Vienna are 11 sheets of parchment known as the "Peutingersche Tafel" (Tabula Peutingeriana). Until it was divided into 11 sheets in 1863, this was a roll of parchment 34 cm wide and 8.82 m long. This map roll is the only remaining copy of an original drawn in Roman times (second to fourth centuries AD). The copy dates from the 11th or 12th century. It was discovered in 1507 by the Viennese humanist Konrad Celtes and was later bequeathed to Konrad Peutinger, city clerk in Augsburg.<sup>61</sup>

The unknown Roman cartographer drew on world maps of his era as well as itineraries giving distances for Roman legions and traveling merchants. The purpose of the itineraries was served both by roll format and intentional distortion (bodies of water are reduced in size). It is a matter of karst-hydrological interest that while rivers are generally very much neglected on the Tabula Peutingeriana, it does clearly show the Fonte Timavi (Timavo springs).

#### THE MODERN ERA UP TO THE 18TH CENTURY

Modern history began with the monumental event of the discovery of America by Christopher Columbus in 1492. This also had far-reaching effects on natural science. Antiquity had known the world to be spherical and this view was propagated by Anaximander (611-547 BC), then Pythagoras (582-507) and Plato (427-347) down to Seneca (4 BC-65 AD). The Middle Ages insisted that the world was flat. After Columbus, the world was round again and the circumnavigation of the globe by Ferdinand Magellan in 1519-22 brought about a completely new concept of the world which among other things devastated the Roman Catholic Church (the Reformation began in 1517).

At the beginning of the modern era it took some time before general hydrographic views began to improve, but finally individual phenomena began to be observed and described carefully. Melchior Goldast describes in Chapter XV of his work "Suevicarum rerum scriptores aliquot" the Blautopf, one of the largest karst springs in Germany, in the section "De Blauro flumine et eius origine, et de loco Blauburensi, et de monasterii institutione, et aliis condependentibus".<sup>62</sup>

D. Pfeiffer (1963, p.47) tells us that earlier authors (e.g. F. Faber, 1441-1502) believed that the dolines on the plateau of the Swabian Alb, "ubi videntur multae foueae quasi calices in funde per fo ratae (i.e. where once can see many containers buried like pots), were the catchments for the large spring outlets. So far as I know, this is the first mention of the dolines as a karst phenomenon; the designation doline is of course much more recent.

In the 16th and 17th centuries, descriptions of karst phenomena in the classical karst of the Austrian Monarchy become more frequent. Interest is mainly focused on the polje landscape in the hinterlands of Ljubljana and there particularly on the Zirknitzer Polje, partly for economic reasons.

In his "Cosmographia", Sebastian Munster (1489-1552) describes the varying water level in the Zirknitzer Polje "where in summer one sows corn and in the winter catches fish". Nikodemus Fritschlin (1547-1590) even wrote a Latin ode to the Zirknitzer Lake, "De lacu Circnitioad Casparum Godesch, Circnitianum Carmen" (D. Pfeiffer, 1963, p.49, taken from Valvasor, 1689, vol.4, p.450). In this context, Pfeiffer handles the considerable literature relating the water balance of the poljes to the general hydrology and water balance of the Earth (p.50-69). He shows what strange things happen when karst phenomena are generalized without regard to the geological structure. It is hard to believe that A. Kirchner (1665) correctly related the fluctuations in the Zirknitzer Polje to the seasons, but also believed that were underground streams connecting the seas, the seas to the continents and finally the poles to each other.

It was not generally recognized that there were differences in the hydrographic situations in karstified and nonkarstified areas. Thus, until the 18th century, karst groundwater was not given any special position in the general groundwater questions.

#### THE 18TH CENTURY

In the 18th century the transition from irrational fantasy to realistic karst hydrology began. Publications at the beginning of the 18th century first show a relapse into confused thinking far below the level attained in antiquity. Three authors, J.C. Sulzer (1746), J.J. Scheuchzer (1746) and F.J. Buck (1768) all believe that rivers have their sources in water enclosed in mountains after the Great Flood.

The change to realistic karst hydrology had an economic basis. The yearly flooding of the poljes disrupted cultivation of a large part of the area around the Zirknitzer Polje. The fact that there were many such karst phenomena in the former Habsburgian Duchy of Krain led to intensified invest-

ligations of the matter (Figure 6).<sup>17</sup> In 1748, Johannes Antonius Nagel was sent as Imperial Court mathematician to study the poljes and caves in Krain (for his report to Kaiser Franz I; see references). Nagel reports position and periodic extension of the Zirknitzer Lake, outlets and ponors. His explanation that the lake had a number of inputs with catchments above the level of the lake, is correct. But his finding that the underground "discharge appears at St. Canzian" is incorrect.

There is another description by Franz Anton von Steinberg (1761) which is generally correct, but his pictures show a number of errors and he apparently gave free rein to his imagination.

Between 1778 and 1789 Balthasar Hacquet described in his four-volume work "Oryctographia carniolica, oder Physikalische Erdbeschreibung des Herzogtums Krain" (Physical Geography of the duchy of Krain) a number of karst-hydrological phenomena and discussed Steinberg critically.

Hacquet (1778) concerned himself not only with the phenomenon of the Zirknitzer Lake but also went far beyond it. He discussed the solution of limestone and noted that even after prolonged rainfall there was no surface runoff from the mountains. But he interprets not only the solution but also the precipitation ("Incrustationes") in the form of dripstones and calcite incrustations, and recognizes the fact that "the joints can be closed by clay and marl", as "all limestone mountains that do not show excessive height" are covered with residual red clay. All that is missing are the terms "karst" and "terra rossa". As Hacquet also assumed an extensive groundwater level in limestone, which was supposed to be connected hydraulically to the related receiving streams, I should like to designate him as the "father of karst hydrology", who anticipated problems that were still the subject of controversy in the 20th century.

Tobias Gruber is on a par with Hacquet. Gruber's work "Briefe hydrographischen und physikalischen Inhalts aus Krain" was directed to Ignaz Edler von Born and subsequently published (1781). Gruber also developed his most important theoretical considerations from the interpretation of the karst-water phenomena of the Zirknitzer Lake. His drawings based thereon are the first to come close to the actual karst-hydrographic situation, and to show no artifice.

In Figure 7, T. Gruber remarks that in the dry season, water flows off via the paths BBB under the bottom of the lake. When, however, these paths are suddenly filled and the water is under pressure, it breaks with "incredible force" out of holes CCC. But when the pressure drops, it sinks back into the holes CCC. Gruber assumes a uniform groundwater body under the lake. He does not believe it possible to create a water balance for the Zirknitzer Lake, although that "could lead to many useful conclusions". He says that the size of the catchment, the depths of precipitation and evapotranspiration, the amount of water flowing off under the basin and the locations of the watersheds are all unknown, meaning that he recognized that they did not coincide with the orographic altitudes. His perception is to go down in history. The major step achieved in the period when Hacquet and Gruber were active was the realization of the special position of karst groundwater.

No one has yet spoken of "karst phenomena", but that event is coming closer, as we can tell from a letter by Gruber. After reporting the "unbelievable number of dolines on the surface of the mountains", he raises the question (p.107):

Wem warum behauptet ich diese Eigenschaft bloß vom Lande Krain? Das ganze gebirgigte Friaul, Istrien, und die Dalmatische Küste ist von gleicher Beschaffenheit der Gebirgs- und Strömarten. Selt eben so viele Bäche werden darinn von Klüften beschlungen, und nach einem gebührent oben kleineren unterirdischen Lauf wieder ausgespinn. Nicht als Wunderwerke der Allmacht!

(Why do I only say this of Krain? The mountains of Friaul, Istria and the Dalmatian coast are the same kinds of mountains and rocks. That so many streams are swallowed by joints therein

and then spat out again after a greater or lesser underground course -- nothing but wondrous works of the Almighty!)

## THE ULTIMATE BREAKTHROUGH OF NATURAL-SCIENTIFIC THOUGHT IN THE 19TH CENTURY

Although they had already become obvious, serious questions and studies of the karstification process only appeared decades after Hacquet and Gruber.

The Frenchman Abbe Parantelle was the first to attempt in 1856 to determine the extent of underground karstification and so indirectly to determine the path of groundwater in karst. This was followed by the attempt by F. Pfaff in 1872 to quantify limestone solution. He determined that a limestone slab exposed to the weather erodes by 1/72 mm yearly, or by one meter in 72 000 years (i.e. 0.013 mm/yr). This value is within the limits that are valid today, depending on climate (cf. Table 1, J. Zoell, 1979, p.191.<sup>18</sup>)

By including the large polje landscapes in Dalmatia and the Croats and Bosnian hinterland, E. Tietze (1873) broadened the scope of study which had previously emphasized the classical karst in the hinterland of Trieste and around Adelsberg and the Zirknitzer Polje; with reference to these areas, he spoke of "karst formation" in general. The proper name "karst" designating a certain mountain range (see Figure 6) was eponymous for this type of geomorphologic-hydrogeological landscape.

K. Wessely (1876) is the first to mention this new meaning of the word "karst" directly, saying "Karst?--Actually that used to be only the name for that rocky, barren area that the traveler hurries through above our large maritime commercial city of Trieste, but today "karst" is the general designation of all those areas that had the misfortune to degenerate like the above-mentioned into a rocky desert" (1876, p.153).

The root for "karst" is the Indogermanic word "kar", i.e. German "Fels", or English "rock". The Italian is "carso", the Slovene, "krs".

According to P. Skok (Westermanns Lexikon der Geographie, vol. II, p.726), this word could also be derived from the Illyrian "carsus" (Illyrians: Indogermanic tribe, at the beginning of the Christian era there was a Roman province of Illyria; later, from 1806-1849 it was a kingdom within the Austrian Empire).

A closer geographical delimitation of the "classical karst" is found in Meyers Konversationslexikon, 5th ed., vol.IX, 1896, p.966: "among the karst ridges, two are especially noticeable in Austria. The more northern consists of the "Ternovener Wald" (Ternovan Forest) between the rivers Isonzo, Wippach and Idra with the Mersawetz as the highest peak (1508 m), the "Birnbaumer Wald" (Birnbaum Forest) south of the former and the plateaus of the Windisch Mark. The more southern, lower range is the actual or Triestine karst which to the south drops 350 m to the sea at Trieste" (cf. Figure 6). This latter area is still designated as "karst" in modern atlases (cf. Goldmanns Grosser Weltatlas, Wilhelm Goldmann Verlag, Munich 1955, p.88 and 108).

Karst research in the 19th century was importantly influenced by the political situation, which in turn was still undergoing the effects of the 18th-century Enlightenment. In the Austrian Empire, the influence of the French Revolution (1789-1799) was felt in the "enlightened absolutism" in which the Emperor perceived himself to be the first servant of his Empire (Josef II., regent from 1780-1792).<sup>19</sup> The Revolution of 1848 brought to an end the last phase of absolutism under Metternich. Austria-Hungary was now a conventional monarchy, and after the occupation of Bosnia and Herzegovina, which ended the intellectual Turkish domination of those regions, was in possession of a further open field for karst research. The new efforts toward economic development of these regions, now the so-called "Dinaric Karst", employed unrestricted natural sciences, whose practitioners were often possessed by a "pioneer spirit" typical for the age.



State interest in this area was focussed not only on agriculture in the poljes, but also on reforestation of further karst regions (E.V. Guttenberg, 1882), and the opening up of the land by construction of roads and railroads (the first railway from Inner Austria to Trieste was built in 1850-1857). In many cases, civil engineers were confronted with karst situations that required explanation and practical measures. The Croatian geographer J. Roglic (University of Zagreb) wrote, "It is normal that perialpine Vienna, at that time one of the leading scientific centers in the world, also became the center of geomorphologic investigations, especially those concerning the karst" (1972, p.1).

The situation is typically represented by an official request by the commander of this area, which was under military administration, to the Office of the Director of the Imperial Geological Institute, that "a clear, generally comprehensible presentation of the geological conditions of the area be made, with special consideration of the particular hydrographical characteristics of the area, as it is the intention of the Imperial commanding general to alleviate possible on the basis of scientific studies the emergencies in that region that result from occasional water shortages." (Tietze, 1873, p.28).

E. Tietze then produces a sober geological description of the areas with consideration of the available literature and the basic lithology, along with a discussion of tectonics and stratigraphy that is surprisingly sophisticated for its time. For the first time, we see a scientific discussion of the "terra rossa" (p.40 f), and a treatment of limestone and dolomite solution according to criteria still valid today. The striking difference between arid highlands with plentiful precipitation and large springs at the foot of the massifs presented by Tietze as the most difficult problem in the practical solution to the question of water supply; 60 years later, O. Lehmann (1932) presented this "karst-hydrographic contrast" as a major discovery. The care that Tietze took in his work is seen in his finding that the temperature of large karst springs is often under the average annual temperature of the places where they are found (cf. J. Zöttl, 1957, 1961). Tietze's treatment of the doline is extensive and clearly separates the wheat from the chaff (he rejects the idea of "plutonic activities" and explosion funnels). The poljes are an especially important phenomenon for him (p.53 f). In accordance with the assignment, he also deals with the problems of water supply. His socioeconomic considerations are remarkable, and they are still relevant for karst areas today. The reader is surprised to find that Tietze is able to distinguish between bare and covered karst (p.62, 63). Concerning water problems in poljes see also W. Putik (1887, 1888).

His suggestion for planning regional water conduits on the one hand and the building of large cisterns on the other has local and chronological components and takes the distribution of precipitation into consideration.

Tietze again published extensively in 1880, discussing mainly the opposing ideas on the development of the poljes and the "karst funnels and giant vessels" (dolines), as well as the karrens. He also mentioned A. Schmidt (1854), who was first to differentiate funnel-shaped dolines from karst shafts (Slovene "jama").

F. Simony devoted an entire chapter (1886, p.226 f) to the karrens and thereby also compared the Northern Limestone Alps to the karst phenomena.

Karst research in the second half of the 19th century was, however, primarily devoted to the "Dinaric Karst" in western Bosnia.<sup>(11)</sup> Very contradictory positions came to be taken by geologists of the Viennese School, and especially by E. Tietze and E. Mojsisovics et al. (1880). The summarizing work of J. Cvijic (1893) marked the end of the 19th and the beginning of the 20th centuries.

#### KARST RESEARCH OUTSIDE OF THE CLASSICAL KARST IN THE 18TH AND 19TH CENTURIES

Discussion of the development of the dolines began in France earlier than in the classical karst. J. Viret (1834) explained the dolines in the southern Jura as effects of the collapse of roofs of subsurface cavities, an opinion that was also supported in generalized form by J. Fournet (1852). J. Paramelle (1856), who performed a number of studies in the classical karst, has already been

mentioned. He compared the underground karst drainage with a surface drainage system, equating karst drainage to the cave rivers, an opinion that E.A. Martel (1910) later also shared.

The Vaucluse spring (Latin "vallis clausa") at the beginning of the Sorgue Valley in the South of France became famous early on. Initially however, this fame was due less to karst research than the fact that the Italian lyricist and scholar Francesco Petrarca (1304-1374) had bought a little house at the spring. Petrarch, who had a close relationship to the Pope in exile in Avignon, wrote his loveliest verses here. The discharge of the Vaucluse has been observed systematically since 1853, and in the 19th century his name was used generically to describe karst springs with pronounced variations in discharge.

Early French karst research, however, tended to emphasize speleology.

Early German karst literature has already been mentioned within the context of the general history of karst in Middle Europe (F. Faber in the 15th century). In the 18th century, G.H. Behrens (1703, reprinted 1899) described an episodic lake (Hunger Lake) that appeared in different times with different quantities of water in the Harz near Augsdorff; he suspected an underground connection with a limestone cave.

Outside of the classical karst, the most discussed karst phenomenon of Middle Europe is surely the loss of water by the Danube where it crosses the Swabian Alb. The water reappears in the Aach spring, a tributary of the Rhine (Figure 8).

The conclusion of this chapter will be devoted to the first comprehensive piece of karst research of the Kingdom of Serbia, today a part of Yugoslavia. Cvijic cooperated closely with the most important Middle European geographer at the time, Albrecht Penck, who was at the University of Vienna. Penck published a periodical, "Geographical Proceedings" ("Geographische Abhandlungen"), which presented Cvijic's monograph on karst as Vol. V, 3 (1893, Figure 9). This fifth volume of these Proceedings was dedicated by the publisher to Friedrich Simony, the grand master of geography and founder of the first Department of Geography at the University of Vienna (1871); by doing so, he strengthened the position of karst research within the natural sciences.

Cvijic's work gave systematic treatment to karrens, dolines, karst rivers, karst valleys, poljes, the Adriatic coast and the distribution of karst phenomena. He also used the literature available at the time (see his footnotes, p.221-225). The karrens at that time had as yet received little attention as a karst phenomenon. While Simony (1847, p.225) back in his time considered various solution forms of the water flowing over the rock surface (cf. also the literature of the 20th century, esp. A. Boegh, 1978), Cvijic considered as karren only what today is thought of as millen karren. The designation "karren" was assimilated into most languages, although in French, the term taken over by Renevier (1890, p.499), "lapiez", continued in general use. Cvijic corrected such false concepts as the limitation of karren formation to certain altitude levels in the Alps, and mentioned such formations in the Jura, Maehren and in Mediterranean karst areas. Cvijic's belief that there is no karren formation under vegetation has, however, since been disproved.

In the chapter on dolines, Cvijic was first concerned with the definition and the terminology. The English term "sinkhole", very popular today, will be discussed in the section on literature of the 20th century. The term "jama" (shaft) is no longer used for dolines. As a geomorphologist, Cvijic was especially concerned with the term of dolines (p.226-257), and their local distribution is presented impressively (p.260-261), although he does not explain it. As to their formation, using more than 60 items of literature, Cvijic was the first to reach the correct conclusion that these are usually solution forms, although "no one can deny that in a karst area with underlying caves, occasional dolines can be caused by collapse" (p.271). Among those cited by Cvijic are: A. Schmidt, 1854, W. Putik, 1887, E.A. Martel 1891, E. Tietze 1880, A. Bova, 1861 and De launay and Martel 1891. In his chapters on karst rivers ("Karstflüsse") and karst valleys ("Karsttäler"), Cvijic limited himself to individual descriptions and made no distinctions among the large karst springs that were mentioned repeatedly. As the geomorphologist Cvijic did not devote a separate chapter to the special subject of karst hydrology, the hydrological problems are not apparent and springs, ponors and estavelles do

not appear in this work organized according to a geomorphological point of view. Karst-hydrological questions are mainly expressed in the chapter on poljes (p.291-313).

## KARST RESEARCH AND AUXILIARY RESEARCH IN THE 20TH CENTURY

### Corrosion, the Solution Processes in Karstifiable Rocks

We have already mentioned the surprisingly early attempt to quantify lime solution of the surface of rocks.

The carbonate rocks limestone ( $\text{CaCO}_3$ ) and dolomite ( $\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$ ) have limited solubility that mainly depends on the  $\text{CO}_2$  content of the water, the purity of the carbonate rock, its joint pattern and tectonics, temperature and climate (F. Bauer 1964; J. Corbel, 1959; J. Dresch, 1968; A. Gerstenhauer, 1972; H.S. Hamed et al. 1941; J.-J. Miserez, 1971; D.F. Morahause, 1968; H. Paloc, 1964; M.M. Sweeting, 1964, 1972; M.M. Sweeting and A. Gerstenhauer, 1960).

A. Boegli, 1978 (p.29-50) includes an exhaustive treatment of solution processes in carbonate rocks. A major finding here is the confirmation of the correctness of the division, made previously by E. Tietze (1873, p.62-63), between "bare" karst and karst that is covered by soil and vegetation. I have suggested (Zoell, 1974, p.1-9) that a distinction be made between the latter and karst that has other rock sequences lying upon it. Boegli also corrected the overemphasis that O. Lehmann (1932, p.16 ff) had placed on "ur-caves" (oversized cravices present before karstification), and also provided an explanation for the rapid karstification of moist tropical areas. A. Grund (1903) believed mistakenly that dolomite was not capable of karstification, but he corrected himself (1910) in view of criticism by W.V. Knebel (1906). His recognition of corrosion caused by mixing of different karst waters, so-called "mixing corrosion" (Mischungskorrosion) made Boegli world famous (1964; see references; A. Burger, 1976, p.75-89).

The corrosion of carbonate rocks is a reversible chemical process, i.e. when the  $\text{CO}_2$  content in water drops, dissolved carbonate rock precipitates out in the form of sinter or calcareous tuffa.

Very special formations are to be found in a sediment area of Quaternary sinter covering over 600 km<sup>2</sup> and some tens of meters thick north of the Turkish city of Antalya (Hydrogeologic map of Antalya Travertine Area, 1:50 000, DI-UNDP Project TUR/77/0q5, Ankara, 1977), or in the sinter dams of the Plitvitz Lakes in NW Yugoslavia. Other areas see J. Avias and L. Dubertret (1975, p.33-35).

The corrosion of gypsum and rock salt is a reversible physical solution and its result is designated as gypsum or salt karst, respectively (for solution process see Boegli, 1978, p.13 and 15).

Geographically and chronologically, gypsum and salt were "deposited to quite different extents, depending on the respective distribution of land and sea and according to the climate" (Eastern Alps see E. Spengler, 1951, p.304; Gypsum Karst of Pre Alps, G. Goetzinger, 1957). D. Pfeiffer and J. Hahn (1972, p.198) estimate the salt deposits alone in middle and northern Germany at some 100,000 km<sup>2</sup>, corresponding roughly to the distribution of limestone in West Germany.

The most fascinating report on saline waters or brines (mineral content of the water higher than ocean water, i.e. 35 g/kg or 36 g/l) at great depths and their movements may well be the description of deep subterranean aquifers of the Angara-Lena basin by E.V. Pinneker (1967, p.269-310). There are also important descriptions of gypsum and salt karst in Siberia (I.V. Popov et al. 1972, p.387).

Gypsum as a transformational product of anhydrite is very jointed and on account of the high solubility tends to cave formation, as well as rapid decay. The caves are usually smaller than those in carbonate rocks; remarkable exceptions are the Optimisticeskaja and Ozemaja Pelschera in Podolia which Boegli (1978, Table 17.1, p.243) classified as the third- and fourth-longest caves in the world (119 and 103 km). Karren in salt and gypsum do not last long and they are usually only to be found in arid areas with rare, episodic precipitation (Zoell, 1974, p.10, Fig. 2, and Priesnitz, 1969).

The subterranean solution processes cause slow subsidence of the overlying rock and the result is solution dolines and small basins, or also collapse dolines. For subsidence rates see F. Reuter (1973); corrosion forms in the caves are treated by K. Gnpp (1912), A. Brandt et al. (1976) and R. Voelker (1973).

Irreversible chemical solution forms in silicate rocks in warm, moist climates are called "pseudokarst" (W. Klaer, 1956; H. Wilhelmy, 1958). They have to do with karst as does the so-called "thermokarst" (M.M. Zhukov, 1963), that is not used to apply to karstification processes in the permafrost zone, but rather to forms resulting from the freezing and thawing cycle.

A final reference with regard to "hypersoluble" rocks (salt, gypsum), "hyposoluble" rocks (pseudokarst) and "thermokarst" is the article by Jacques Avias and Louis Dubertret (1975, p.31-40, with references). The term "thermokarst" even in the sense that it is used here, is to be rejected. Karst is karst, and that is it.

### Karst Hydrology

The monograph "Das Karstphaenomen" by J. Cvijic (1893) was little concerned with the problems of drainage of karstified mountains, but was followed--also in A. Penck's Geographical Proceedings-- by A. Grund's extensive work, "Die Karsthydrographie" (1903). There, the author came to the conclusion that evenly distributed "karst water" with vertical and horizontal flow, flows above the stagnating "ground water" to the base level of erosion. Grund assumed a surface rising from the sea land inward, under which all the joints would be filled with stagnant water (1903, p.173). He made a number of inaccurate generalizations, which provided his later opponents with so much material that the main principles of his theories were buried by their criticism (W. Knebel, 1906, W. Lozinski, 1907, L.R. Sawicki, 1909, G.A. Parko, 1909; L. Waagen, 1910).

F. Lukas edited posthumous works of E. Richter (1907) that were also concerned with water movement in karstified mountains. Richter was in general agreement with Grund but suggested, among other things, that ground water in karst in Grund's sense should better be called "joint water" (p.476).

In my opinion, however, it is better to limit "joint water" to noncarbonated rocks or joints that have not expanded by solution. In karst areas, the term "karst water" would be the most suitable.

The geography of Istria gave N. Krebs (1907) the opportunity to compare the views of Grund and Knebel with his own findings. Krebs' view was that even if some veins dominated and assumed the appearance of streams, these waters were nonetheless connected underground (p.56 f).

In opposition to Krebs (and Grund), as early as 1908 F. Katzer took the position that the basic element of karst hydrography was the underground streams. Shortly thereafter (1909), Katzer went into detail on the problems of karst hydrography and categorically rejected extensive connections between karst ground waters (p.43). So far as he is concerned, there can be "no fixed borders" for the altitude of underground karst streams and their outlets (p.79). Katzer again took up the distinction between bare and covered karst and also distinguished between shallow and deep karst; these concepts became established in the karst literature. Katzer and Grund thus represented the two extremes in a lively discussion that went on for years. Both of them supported their arguments with extensive works of P. Ballif (1896).

Like N. Krebs (1909) and J. Cvijic (1909), L.R. Sawicki (1909) also treated the special question of cyclical development in karst. Not only were new ideas on the development of karst hydrography presented and opposed with vehemence and bitterness. E.A. Martel (1910) rejected a groundwater level ("nappe d'eau de fond", p.128) in karst in an extended discussion of Parko's article. This is not surprising to any one who is familiar with the underground river of Bramabiau in the Grands Causses; the study of this area was the life work of E.A. Martel.

Fruitless exchanges between Waagen (1911) and Grund (1912), as well as between Katzer (1912) and Grund (1912) were followed by publications by H. Bock (1913) favoring the underground stream theory.

One of the most interesting studies at the time was certainly that of K. Terzaghi in the Croatian karst (1912/13). In this very precise work, Terzaghi preferred Grund's karst water theory (p.317), but was correct in rejecting, among other things, Grund's assumption that karstified mountains are uniformly jointed down to great depths (p.318). The discussion finally died down, without any synthesis of the extreme positions.

The greatest and longest-lasting influence upon karst hydrological thought in the German-speaking world was exerted beyond doubt by O. Lehmann's "Hydrographie des Karstes" (1932). Lehmann's hypotheses can be summarized, as follows: Karst runoff is usually through rocky subterranean caves in readily soluble rocks and occurs whenever the following kinds of cavities exist, or develop tectonically: (1) Broad primordial fissures with diameters of the order of magnitude of meters, (2) Supercapillary and large capillary joints and pipes. Furthermore, Lehmann was convinced that karst water flows in individual ways, water levels do not exist in karstified rocks, and that there is no relation between karstwater flow and base level of erosion. Lehmann's "Hydrographie des Karstes" did manage to almost paralyze karst-hydrological research in central Europe (W. Krieg, 1954, 1955; E. Arnberger, 1965; H. Trnappel, 1955).

This led to the publication of contributions to the problems of karst hydrography with special consideration of the question of the base level of erosion (J. Zoell, 1958). Research methods new at the time were a great help in that work. The hypotheses of Lehmann (1932) were ultimately laid to rest with "Karsthydrogeologie" by J. Zoell (1974). A. Boegli (1978) said of this work in the introduction to his "Karsthydrographie und physische Spelaologie" that "for the first time, the untenability of the hypotheses of O. Lehmann has been so presented as one might wish. Thus a spell has been broken which for a long time divided progress but at the same time stimulated contradiction and thus inspired new work".

In the time after O. Lehmann, the karst research in Central Europe lost its leading role.

Selected historical references and recent bibliographies with emphasis to the worldwide progress in the development of karst research are presented by P.E. LaMoreaux, H.E. LeGrand, and V.T. Stringfield (1975, p.41-52).

### Karstwater Tracing Techniques

The use of artificial markers to trace subterranean karst waters has a history of its own, which at the same time is the history of the Symposia on Underground Water Tracing (SUWT).

If we neglect such unsuitable attempts as the use of straw, chaff, sawdust, etc. then the first large, quantitative karst water tracing experiments were the injections of sodium fluorescein and potassium chloride (1878) into sinkholes of the Danube (W. Kaess, 1969, p.215-246).

Another tracing experiment was performed in November 1908 using a different Danube sinkhole further downriver near Fridingen (Figure 8). In this case, 500 hundredweights of sodium chloride were injected. This effort, performed some 80 years ago, produced what were probably the first documentary pictures of an artificial karst water tracing (Figure 10). Previous to that, two dyeing tests with injections of 5 kg each of sodium fluorescein into a sinkhole in the municipality of Tuttlingen had failed in 1904 because the amount of dye used was too small (W. Kaess in H. Batsche et al., 1970, p.141).

There was also curiosities, such as the use of marked eels in the Reka, that actually emerged in Timavo. Plant spores were used first in the year 1926, when club moss (*lycopodium clavatum*) spores were used as a tracer (G. Vornatscher, 1962); these spores only later came into common use for this purpose. In 1927, G. Kyrle made unsuccessful experiments with sodium chloride, fluorescein dye, cork shavings and wooden beads in the Lurbach cave system in the Cen-

tral Styrian Karst. This work would have never become as well known as it did, if the preparation, performance and results had not been described in such detail (G. Kyrle, 1928). The conclusion from these failed experiments simply provoked a discussion and repetition of the experiment. The economic and political circumstances in the 1930s and 1940s delayed this repetition until 1952, when it was performed under the leadership of V. Maurin from May 10 to May 15 (V. Maurin, 1951, V. Maurin and J. Zoell, 1959).

This was the first karst water tracing experiment in Central Europe after World War II, and it was an historical event for all involved. It was only possible at the time because the American Marshall Plan for Central Europe also subsidized scientific research. Eight hundred kg of commercial salt were injected into the Lurbach system. W. Back and J. Zoell (1975, p.116, Fig. 59) indicate the result of this and later experiments in this area.

New methods sought improved detection of known tracer materials as well as application of new tracers. Initially only the sodium fluorescein uranin became established as a fluorescence tracer. To determine the catchment and protected area of springs supplying water to Vienna (First Viennese High Spring Aqueduct), F. Dosch injected 9 kg of Oranin into a doline in the central plateau area of the Schneeberg karst massif. In order to detect smaller concentrations, he extracted the fluorescein with ether; it could then be detected more sensitively with the quartz lamp (F. Dosch, 1956). This method was time consuming and an experienced eye was needed to determine concentrations by comparing water samples with prepared comparison solutions using the quartz lamp (G. Lukas, 1959, p.94-105). At the time, fluorimeters were still wishful thinking for smaller laboratories. Between 1928 and 1953, experience was also being collected elsewhere. K. Kisskall (1940) was involved with the quantitative determination of dyes and salts injected into ground waters. E. Dudich applied these methods to the solution of hydrological problems in the Baradla cave near Aggtelek (Hungary, 1932). L. Popp (1953) also worked with dyes and salts, and G. Hichter (1944) reported comparisons of the use of dyes and salts in the Warstein springs (Germany). Viewed retrospectively, it is interesting to note that as early as 1907 and 1908, Timeus and Vornmann were doing studies in the Istrian karst with lithium chloride and even with radioactive substances (V.G. Timeus, 1912). These experiments were not repeated, in the case of lithium salt because it was so much more expensive than NaCl or KCl. Less was also known at the time about the dangers of radioactive materials and so Timeus used pitch blend, the only radioactive substance available at the time, with its long-lived uranium and radium, in quantities that, calculated from Timeus' data, must have been a million times greater than what would be permissible today (H. Mitter, 1959, p.122). Mitter (loc. cit.) also mentions that later on, "work was done very carelessly", relying on the fact that there was a great dilution underground between sinkhole and springs; in this context he mentions R. Flours (1955), A. Montens (1953/54) and E. Sons (1952/53).

*Lycopodium* spores, in contrast, turned out to be a safe tracer material that has come to be used throughout the world. The first use of these spores in 1926 (Vornatscher, 1962) had in the meanwhile been forgotten and in 1954, A. Mayr presented the use of club-moss spores as a new method for following underground waterways. The difference between *lycopodium* and other tracing materials that had been used up to then is that the spores do not dissolve but form an emulsion as solid bodies. Due to their small size (average diameter 33 micrometers), they remain suspended in water and do not float (cf. J. Zoell, 1974, p.56-60). Their breakthrough in karst hydrology came with the development by M. Dechant of permanent staining for the spores in five different colors (Dechant, 1959, p.145-149; 1967, p.241-247; cf. also J. Zoell, 1957, p.107-117; V. Maurin and J. Zoell, 1969, p.125-139; A. Hofer, 1959, p.140-144; J. Zoell, 1961, p.108-123; J.G. Zoell, 1967, p.235-239; F. Bauer, 1967, p.243-265; J.G. Zoell, 1979, p.56-60).

When they were introduced, drilling spores were the only tracer that, when with different colors, permitted multiple injections simultaneously, i.e. under the same hydrological conditions, in a large area. The first large-scale application of dyed *lycopodium* spores was a study of the eastern part of the Dachstein massif (Northern Limestone Alps) covering 284 km<sup>2</sup>, and this put on the map (J. Zoell, 1957). The experiment was repeated more elaborately in 1958 and confirmed the results obtained the first time (Figure 11). There were a few slight improvements in the spore-diff method in the next years (the material in the plankton nets was changed from silk gauze to nylon). Only recently have new dye techniques been developed (dyeing of the spores with fluorescein dyes); this

makes them easier to count and has improved detection by a factor of one thousand in some instances (M. Bricelj et al., 1980).

Regular contacts that were developing among experts practicing groundwater tracing were an important contribution to the further development and application of ground water tracing techniques. What was originally proposed as a panel meeting turned into the first "Specialists' Conference on the Tracing of Subterranean Waters" in Graz, Austria from March 28-April 1, 1966. It was attended by 125 participants from the Federal Republic of Germany, Czechoslovakia, German Democratic Republic, France, Yugoslavia, the Netherlands, Poland, Rumania, Sweden, Switzerland, the USSR, Hungary and Austria. Also present were official representative of the FAO, the IAEA, the national committees for the International Hydrological Decade, and the Union Internationale de Speleologie (Paris). The theoretical part of the meeting (31 papers and extensive discussion) was followed by two field tests. These involved one sinkhole in each of two smaller karst areas in the Central Styrian karst west and north of the city of Graz, respectively. Geological and hydrological data were available for both. Different tracers were injected into them simultaneously and the output at the spring outlets measured. These were "combined tests" that were not to explore karst systems that were already known, but to compare the efficiency of the different tracers. Since the weather-dependent range of passage times of the subterranean water from the injection point to the outlet was already known, it was also possible to use isotopes as tracers. This is usually only possible in small areas and for special purposes, due to the potential danger to the environment. In the two test areas, the following tracers were used: test area Buchkogel-alkyl-benzolsulfonate, tritium, chrome-51, NaCl, KCl, sulforhodamine G, lycopodium spores of violet color. Alkylbenzolsulfonate was injected by scientists from the University of Erlangen (FRG). It was tested not only for its qualities as a tracer, but also for its ecological effects. The results obtained in this study contributed to the fact that this substance, a so-called "hard" detergent, was discontinued by industry and replaced by "soft" detergents.

The application of 5 Ci of tritium was supervised by experts from the Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal in Vienna and evaluated in conjunction with radiologists from the "Forschungsstelle fuer Radiohydrometrie" in Munich (since 1987 known as the Institute fuer Hydrologie of the Gesellschaft fuer Strahlentforschung (GSF) Munich, FRG). Tritium has also ceased to be used as an artificial tracer, with the exception of special studies (dam construction projects for reservoirs in karstified rocks). The factors involved here were the dosage and radiation stress to the environment, as well as the desire to conserve the usefulness of natural Tritium in precipitation as a source of information.

The chrome-51 in the form of chrome-51-EDTA was made available by the Chalmers University, Goeteborg (Sweden, production by E. Edroth and J.V. Lijenzin, see G. Knutsson, 1967).

With regard to the use of isotopes as artificial tracers, it must be mentioned that in a first comparative test as preparation for the meeting, T. Papadimitropoulos tested the "activation-analytical method" in the Buchkogel area in Graz (K. Buchtela, et al., 1964, p.6-11). Nonradioactive bromine was used in the form of  $NH_4Br$ . The water samples were irradiated with neutrons in a reactor to make the bromide radioactive and measurable. This activation-analysis method with different EDTA complexes had seemed like a good idea; the radioactivity could be measured very precisely and the injection did not involve radiation stress. As new tracers were developed, however, this method fell into disuse owing to its disadvantages; the need of a reactor, complications with regard to transportation, etc.

Zeiss had made available a spectral photometer with flame attachment for use at this meeting, making it possible to measure the cations sodium and potassium separately when they had been applied together. Total chloride output was also measured in addition to the cations. The second test area used at the meeting in 1966 in Graz was Semriach-Peggau, and tritium, I-131, manganese EDTA, spores and uranin (sodium fluorescein) were injected.

Iodine was measured in a flow-through container directly at the spring outlet, in collective samples and later with a gamma spectrometer. Tritium was detected with sample measurements in a liquid scintillation counter.

Manganese application and measurement were supervised by the Atominstutute of the Austrian universities (K. Buchtela). The sodium salt EDTA was added to manganese as a sulfate in aqueous solution to form a complex bond with manganese. The activation analysis was performed in the research reactor in Vienna.

As a drifting medium 10 kg of brown-dyed lycopodium spores were injected at the location used for all the other tracers. Utilizing the very complete observation capacity, green lycopodium spores were also injected into another porous. An extended application of sodium fluorescein was also tested successfully at this meeting. I still have no idea as to how the news of this proposed meeting in 1966 reached the USA. In any case, William B. White (Pennsylvania State University) submitted a contribution entitled "Modification of fluorescein dye ground-water tracing techniques" for publication (Proceedings, 1967, p.151-158). In this article, White describes what he calls the "Dunn method" of charcoal detection. It is based on the fact that charcoal adsorbs sodium fluorescein and does not give it up again to water. The charcoal can be stored dry for an indefinite time; the dye is then extracted with a solution of potassium hydroxide in ethanol. The Dunn method was also tested by T.D. Turner (1958) in the karst of central Pennsylvania. This method is especially significant for tracing experiments involving springs in remote places. This method was then taken up by A. Lallemand and H. Paloc (1964); F. Bauer (1967, p.169-178) then came to rely on their work and subsequently made a number of practical improvements (Normed nylon-yarn bags that can be suspended in the water; drying, transport and extraction of fluorescein with a mixture of 96% alcohol and 15% KOH solution, 1:1. The fact that it is only a semi-quantitative method is made up for by unlimited suspension (= observation) time and the accumulation of even the most minute concentrations of the solution from the water. Tracer hydrology would be unthinkable today without this method.

This first Specialists' Conference on the Tracing of Subterranean Waters in Graz in 1966 led to contacts that have been surprisingly enduring.

Just a year later, in 1967, representatives of nineteen institutions in the FRG, Yugoslavia and Austria agreed to work together on open questions on seepage of Danube waters in the Swabian Alb with modern precision methods. Long term hydrological and isotopic measurements carried out from 1967-1969 formed the basis for an extensive combined karst water tracing experiment in fall of 1969 (H. Batsche et al., 1970, p.5-165). The results brought new information on the subterranean distribution of infiltrating water from the Danube (see Figure 8). The successful use of aromatic substances remained a curiosity (H. Batsche et al. 1970, p.118-120; W.A. Schnitzer and W. Wagner, 1967, 1969).

The Second Specialists' Conference on Groundwater Tracing Techniques in 1970 in Freiburg im Breisgau, FRG, presented the results of the long-term preliminary studies in 1967-69 and of the karst water tracing experiments in 1969 in the Danube-Aach region. At the final session, the proposal of the Yugoslavian delegates to devote the next joint studies to the "classical karst" was accepted unanimously. The Yugoslavian Committee for the International Hydrological Decade (IHD) assumed responsibility for the organization of the Third International Symposium on Underground Water Tracing (3rd SUWT). The organizing committee included specialists from the Karst Research Institute of the Slovenian Academy of Sciences and Arts in Postojna (Institute za raziskovanje krasa SAZU) and the former Hydrometeorological Institute in Slovenia (Meteoroloski zavod Slovenje, Ljubljana). The president of the committee was the Minister of Slovenia, Boris Mikos. The working group included specialists from 14 institutions in Yugoslavia, Austria, FRG and Switzerland. The studies made were the most extensive international cooperative effort to date on the hydrogeology and hydrology of the classical karst, i.e. the catchment area of the Ljubljanica River. The results were published in English (eds. R. Gospodarcic and P. Habic, 1976), German (eds. R. Gospodarcic and J. Zoell, 1976) and Slovenian (eds. R. Gospodarcic and P. Habic, 1976).

Technical results of this cooperation were a new spectrophluorimetric analytic method developed for four fluorescent dyes (uranin A, eosine, amidorhodamine G-extra, and rhodamine FB (Behrens, 1971, 1973; Zupan, 1970, p 125; Hochart et al., 1975). Timopal CBS-X proved successful

as a new tracer (Behrens; Zupan and; M. Zupan, 1976, p.125-129). Tinopal, an optical brightener, was used and tested here for the first time.

A new technique for fluorimetric determination of water samples containing a mixture of fluorescein traces in different concentrations was discussed by F.P. Bub, H. Hoetzi and K. Wisser (1979, p.129-141). Preliminary separation of the tracers is achieved with high pressure liquid chromatography, as used in analytical chemistry.

The high points to date in the study of karst terrains for preparation of a tracer symposium were the "Karsthydrologische Untersuchungen mit natürlichen und künstlichen Tracern im Neuenburger Jura" (Karst hydrological studies with natural and artificial tracers in the Neuenburger Jura, I. Mueller and J.G. Zoell, eds., 1980, p.5-100) and "Hydrologische Untersuchungen im Karst des hinteren Muotatales" (Hydrogeological studies in the karst of the upper Muota Valley, A. Boegli and T. Harum, eds., 1981). Both of these karst areas are in Switzerland, but their geological structure and hydrological behavior are very different. The studies were the result of joint field work on the part of teams from Austria, Federal Republic of Germany, Swiss and Yugoslavian institutions which had cooperated in the 2nd and 3rd SUWT and had agreed to prepare the 4th SUWT, which was held in Bern, Switzerland in 1982. The long experience of the Centre d'Hydrogeologie of the University of Neuchatel under the direction of A. Burger and the assistance of the Swiss National Fund for the Advancement of Science made possible optimal planning, performance and evaluation of the very expensive measurements of environmental isotopes and the combined artificial tracer studies, especially in the karst of Neuenburger Jura (cf. I. Mueller et al., 1980, p.17-47; R. Gospodaric et al., 1980, p.87-90, L. Kiraty et al., 1980 p.92-95). These investigations became a guide-line for modern karst hydrological studies.

The 5th SUWT in Athens, Greece in 1985 emphasized the results of joint karst hydrogeological studies in the central and eastern Peloponnesus by experts from Greece, Austria, FRG, Switzerland and Yugoslavia (A. Moris and H. Zojer, eds., 1986). Time and expense of this large-scale project show the limits of these efforts. A decision to limit joint research to a particular subject in a certain place is most likely to insure the further existence of this unique institution.

#### Isotope Hydrology and Karst

Systematic measurements of environmental isotopes in water for hydrological and thus also for karst hydrological research began in the 1950s and progressed most rapidly after the atmospheric H-bomb tests (1962, 1963).

Measurement of the radioisotope tritium ( $T$  or  $^3H$ , half life 10.26 years) as well as of the stable isotopes deuterium ( $D$ ,  $^2H$ ) and oxygen-18 ( $^{18}O$ ) is routine today and is of increasing importance in karst research. Carbon-14 measurements from deep ground waters stored in the Paleokarst provide invaluable data for estimating storage capacity and the balance of deep ground waters.

A survey of the development of isotope methods applied to ground-water hydrology is to be found in A. Nir (1967) and J.R. Gat (1974, 1976, and 1981).

Around 1960, the International Atomic Energy Agency established a Section of Isotope Hydrology. Under the direction of Dr. H.C. Bryan R. Payne, this relatively small department turned out to be a logical place for the large national research institutes throughout the world to share their experience. Delegates to the first symposium on isotopes in hydrology in Vienna discussed karst water research mainly in the sessions five and six, on geochronology and environmental studies (J.C. Fontes, R. Letolle, P. Olive and B. Blavoux, Proceedings 1967, p.401-413; J. Guizerix, R. Margrita, M. Launay and P. Ruyg, Proceedings, 1967, p.433-449; G.H. Davis, T. Dincer, T. Florowski, B.R. Payne, and T. Gattlinger, Proceedings 1967, p.451-467). An important detail was the finding that water from large karst springs contained the same amount of the stable isotopes deuterium and oxygen-18 as are found at the median altitude of the catchment. This finding, due to the effects of altitude and temperature, confirms statements made in 1957 on the basis of numerous temperature measurements in karst springs in the Dachstein area (J. Zoell, 1957, p.182-205, 1961, p.161).

The first "Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology" (Technical reports series No. 91) appeared in 1968. The topic of Section 1.3 (p.5-14) is "Environmental isotopes". Figure 2 of this section shows the variation of lithium concentration in precipitation in Valencia and Vienna from 1961-1965 as an example that "in most areas it is possible to establish correlations between stations and thus reconstruct possible past history for a location from data accumulated in other stations" (p.8). Furthermore, carbon-14, silicon-32 and the noble gas radon are described briefly and practical advice for water sampling is given.

The tritium content of precipitation is useful in the calculation of the water in karst areas. As the hydrogen atom tritium is a part of the water molecule, absorption into the ground does not cause any value change. In the karst water body, there is a mixture of different tritium contents from individual precipitation events; springs in shallow karst generally have values around the monthly average of precipitation. A summary of annual tritium variations and long-term trends is given in C. Job (1970, p.217-223).

The second major symposium on the use of isotopes in hydrology was held by the IAEA in cooperation with UNESCO in March, 1970 in Vienna (Proceedings Isotope Hydrology 1970). The study presented at this by R. Margrita, J. Evan, J. Flandrin and H. Paloc of the water balance of the Fontaine de Vaucluse catchment is an excellent example of the importance of isotope hydrology in a karst area (Proceedings, 1970, p.333-346). Further karst water case studies using isotopes were presented by D.B. Bredenkamp and J.C. Vogel (Proceedings, 1970, p.349-370) and U. Siegenthaler, H. Oeschger and E. Tongiorgi. G. Magri and G.S. Tazioli provide an interesting contribution on radon in karst waters of dolomitic and calcareous aquifers in Apulia (Proceedings 1970, p.835-844). Further references to case studies in the IAEA Proceedings are G. Durozoy et al. (1965), J. Evin et al. (1967), J. Flandrin, R. Margrita, and H. Paloc (1967), J.F. Enslin (1967), J.F. Enslin and J.P. Knel (1967).

Of the many projects processed internally by the Section of Isotope Hydrology of the IAEA, only a few have been published. The few exceptions are extraordinarily instructive. T. Dincer and B.R. Payne provided excellent material on karst areas in southwest Turkey (1971, p.234-245), with special emphasis on the question of economic effects of a possible decrease in the water level of the Beysehir Lake on the output of the giant springs on the Manavgat River. T. Dincer and J. Payne (1971, p.245) and F. Sentuerk et al. (1970, p.153-161) treated similar problems with regard to springs of the Koepruecay River.

The clarification of the water balance of the "Totes Gebirge" karst massif in the Northern Limestone Alps in Austria is a good example of applied isotope hydrology over a period of years (T. Dincer, B.R. Payne, C.K. Yen and J. Zoell, 1972).

The isotope hydrological studies by J.R. Gat in the phreatic coastal aquifer of Israel and in a largely confined limestone aquifer are of more than local interest (Proceedings, 1974 Symposium, p.51-59; see also M. Magaritz, 1973).

At the symposium in Neuberberg in 1978, jointly organized by the IAEA and UNESCO, U. Schotterer et al. presented a paper on isotope study in the alpine karst region of Rawil, Switzerland (Proceedings 1979, p.351-365). The results are comparable to those from Totes Gebirge. Schotterer et al. calculated models of two possible reservoir mechanisms. Further references are A. Wildberger et al. (1978), U. Siegenthaler and U. Schotterer (1977), and U. Siegenthaler et al. (1970).

A number of papers on environmental isotopes were presented at the symposium on isotope hydrology in 1983 (IAEA Proceedings, Vienna 1984). Thus authors published papers in these proceedings on the Swiss Jura (U. Siegenthaler, U. Schotterer, I. Mueller, p.153-172), central Italy (P. Celico et al., p.173-192), Greece (I.L. Leontiadis et al., p.193-206), central Europe (L. Eichinger et al., p.271-289), Mali (T. Dincer et al., p.341-365). Other relevant papers were presented by I. Mueller (1982), P. Moerchler et al. (1982), U. Schotterer and I. Mueller (1982), P. Celico (1983), C.F. Boni (1973), P. Celico (1978), C. Bartolomei et al. (1980), P. Celico (1981), H.M. Zuppi (1974), I.L. Leontiadis (1980, 1981), G. Kallergis and I.L. Leontiadis (1983), B.R. Payne et al. (1976), K.

Rozanski, C. Sonntag and K.O. Muennich (1982), K.O. Muennich and J.C. Vogel (1967), C. Sonntag et al. (1979).

In the rather long intervals between symposia, the Section of Isotope Hydrology holds a number of panel meetings at which karst problems are also covered.

The isotope hydrology of large areas was an important part of studies on karst terrain as preparation for extensive karst water tracing experiments. Tritium and carbon-14 measurements in springs in the Danube infiltration area showed that the spring waters were mixed waters including three components: Danube water, accumulated precipitation water with a storage time of less than one year, and water in the deeper karst water body with a mean residence time of more than ten years (M.A. Geyh and J. Mairhofer, 1970, p.63-81). The interpretation of tritium, deuterium and oxygen-18 measurements in the catchment of the Ljubljana was more difficult, as the springs are affected to very different extents by surface runoff from the poljes (H. Moser, V. Rajner, D. Rank and W. Stichler, 1978, p.88-107). An excellent interpretation of tritium and O-18 and O-16 measurements in the Areuse catchment (Neuenburger Jura, Switzerland) is given by U. Schotterer and U. Siegenthaler (U. Mueller, L. Kiraly, U. Schotterer and U. Siegenthaler, 1980, p.31-37). Measurements of the content of deuterium, O-18 and tritium in water samples by H. Moser, W. Stichler, D. Fank and V. Rajner showed the proportions of direct and delayed water flow in the total flow in the upper Muota Valley in the Swiss Limestone Alps (1981, p.155-171). Studies using environmental isotopes in the area of the Feneos basin and the Ladon spring on the Peloponnesus (Greece) were published by G. Probst, P. Ramsbacher and H. Zojer (1986, p.113-115) and H. Hoetzi, H. Moser, T. Roeckel, and W. Stichler (1986, p.144-148).

The references mentioned are only a small sample of examples of use of radiohydrometric methods in karst hydrology. Inclusion of all the case studies that have been performed throughout the world would exceed the scope of this project. But these methods show two typical characteristics: the brief interval from their introduction to their full establishment in karst hydrology, and the expansion of their application from the solution of isolated problems to their use in a worldwide measurement network to solve regional problems. Carbon-14 measurements became an important tool for studies of the Paleoclimate (Fontes, 1983). In conclusion, it should be mentioned that beyond the use of environmental isotopes in karst hydrology, studies of the direct infiltration of radioactive fission products into the karst water bodies are becoming increasingly important. In the event of thermonuclear explosions or reactor accidents, these isotopes can be introduced into the water cycle via the atmosphere and can be more damaging to karst waters than to open surface waters. K. Aurand, G. Matthes and R. Wolter (1971) studied the content of strontium-90, ruthenium-106 and caesium-137 in various waters used for supply purposes.

The newest contribution is the attempt to use the uranium isotope disequilibrium as a natural tracer to show water origin.

### Karst Landforms

The description of karst landforms is the synthesis of information gathered in the course of scientific studies.

The attempts of Majorie M. Sweeting (1972) in this direction have so far been the most successful. With the assistance of 25 co-authors, M. Herak and V.T. Stringfield (1972) produced a description of important karst regions in the northern hemisphere containing interesting information on karst terrain in different countries, i.e. within political boundaries. Another synthesis is found in the cooperative efforts of 15 authors in a volume edited by P. Fenelon entitled "Phenomenes Karstiques" (1968), the fourth in the series *Memoires et Documents of the Centre National de la Recherche Scientifique*, Paris, published by J. Dresch.

Basic solution process and small landforms on the surface of the earth (karren, dolines and uvals) are covered by H. Boegli (1978, p.13-63, including plentiful references), M.M. Sweeting (1972, p.24-102 with references), H. Roques (1964, 1968).

There has as yet been no systematic description of the poljes. B.F. Mijatovic says, "Even today disagreements exist in the interested scientific circles on the genesis and evolution of karst poljes in Dinarides" (1984, p.93). This is correct, however it is difficult to follow Mijatovic when he writes: "They (i.e. karst poljes) are known over the entire Alpine orogenic range, from Pyrenees to Middle Asia, as well as on some larger Atlantic and Pacific islands (Jamaica, Cuba, Java, Borneo), but the most outstanding representatives in the Dinarides (1984, p.87).

It does not seem possible to "lump" intramontane karst plains with subterranean drainage in tropical areas together with forms in the Alps or Dinaric karst. Poljes are not all alike, and the most outstanding landforms change and depend on basic tectonics and climate. For tectonics of the Dinarides see B. Ciric (1960-1963, p.565-582; 1974, p.341-391; 1984, p.18-41), T. Dragasevic (1973-74, p.14-15), L. Kober (1952), M. Herak (1972, p.29-58, 1986, p.1-42), A. Sarin (1984, p.42-52), M. Herak, S. Bahun and A. Magdalinic (1969, p.72-78). The geological profiles in B.F. Mijatovic (1984, p.104, 105) are so much generalized that they only vaguely suggest the actual tectonic relationship (for comparison see Fig. 52 in M. Herak, 1972, p.49). For information on the geological prerequisites for the formation of poljes in Slovenia, see A. Malik (1955), I. Hakovec (1955, 1956), P. Habic (1978, p.27-38).

As classical geomorphological forms, the poljes in Greece, whether on the mainland (Joannina, Evros) or in the Peloponnesus, are by no means inferior to those in Croatia (A. Philippson, 1930, 1959; D.I. Burdon, 1963, 1965; J. Dercourt, 1964; H. Eckl, 1979; G. Kowalczyk et al, 1977; E.A. Martel, 1892, 1901; O. Maull, 1921; K. Petrovic, 1958; B. Reichert, 1986; D. Renz, 1940; D. Richter, 1974; D. Richter and Manolakos, 1972, and T. Roeckel, 1986; B. Sikosek and W. Medwenitsch, 1965).

The Swiss Jura shows a completely different relationship between karst basins without outlets and tectonics than is found in southeastern Europe. And the numerous, generally small poljes in the Apennines also have their own distinctive character (G. Nangeroni, 1957, 1960; H. Lehmann, 1959; A. Sestini, 1963; J. Demangert, 1965; S. Bullori et al., 1972, p.108-109).

Closer study of the literature shows that the phenomenon of the poljes is determined by different local geological and climatic factors. In this review, the karst basins of Jamaica, Cuba, Java and Borneo that Mijatovic (1972, p.87) counts as poljes are to discuss within the context of tropical karst landforms.

Thinking with regard to karstification of coastal regions is still unclear. J. Hoglic (1969, p.35) writes that, "Water circulates even at great depths, and quite independent of sea level, while on the karst shores submarine springs (vrulje) are common."

There are indeed submarine springs, hundreds of them, not only along the coast of Yugoslavia, Albania and Greece, but around the entire Mediterranean, the Persian Gulf, etc. They were also described early by J. Lorenz (1859).

Understanding of the geomorphology of the coastal karst depends primarily on knowledge and study of the local effects of the eustatic variations in sea level and tendencies of the sea level to rise. The sea had and still has a determinative effect as the base level of karstification but it is difficult to unravel the different stages, especially since local tectonic lifts and subsidences also confuse the picture. The level of the Tyrrenian terrace extending around the Mediterranean is a valuable aid to orientation for the Quaternary Period (P. Woldstedt, 1961-1965, 1969; Kuller, 1963; T. Nilsson, 1983). Today there is a variety of karstification horizons and submarine springs of varying depth and size. S. Alfirevic (1969, p.202) showed that in some cases, these used to be former surface dolines. Their variety in discharge can be explained by their hydraulic function, which varies with seasons and tides (Herak, 1972, p.15 and 65; Stringfield, 1969). The problems of coastal karst have received attention all over the world (E.C. Pukle, V.T. Stringfield, 1969; E. Pukle, W.H. York, and C.W. Hendry, Jr., 1970; Donald J. Colquhoun and Mark J. Brooks, 1986; A. Guitcher, 1969; G. Hope, 1983; E.A. Colhoun, 1983; T. Nilsson, 1983; R.J. Russel, 1961; S.P. Chatterjee, 1961; E.D. Gill, 1961; T. Nakang, 1961; D. Alt and H.K. Brooks, 1965; MacNeil and F. Stearns, 1950; H.D. Tjja, S.

Fuji and K. Kigoshi, 1977; H. Felber et al, 1984; H. Hoetzi et al., 1974). An important paper concerning brackish karstic springs was written by M. Brenik (1973).

This completes the transition to the most remarkable of all the karst landforms, the tropical karst. These are karst areas in the humid tropics, predominated either by "cone karst" as in the cockpit countries of Jamaica, Puerto Rico and Cuba, or by "tower karst", as in China, Vietnam, and Thailand. M.M. Sweeting has paid particular attention to these forms (1970, p.270-300). The following are the most important contributions to the literature. The important impulses generated by H. Lehmann (1938) were followed by H. Lehmann 1953, 1954, 1956, 1960; J.N. Jennings and M.M. Sweeting, 1963, 1968; A. Gerstenhauer, 1960, 1966; H.R. Versey, 1959; H.T.L. Verstappen, 1960, 1964; J.N. Jennings, and M. Bik, 1962; D. Balazs, 1962, 1968; G.E. Wilford and J.R.D. Wait, 1965; 1968; M.C. Brown, 1968; J.F. Gellert, 1960; H. Wissmann, 1954; H. Flathe and D. Pfeiffer, 1965; J. Silar, 1965; C.F.T. Aub, 1964; V. Panoa and O. Stecl, 1968; F.D. Miotke, 1971, 1973; W.H. Monroe, 1964; C.J.H. Paton, 1963; F. Blondel, 1929; P. Birot, J. Corbel and R. Muxali, 1968; P.W. Williams, 1971; F. Voss, 1970; H.V. Wissmann, 1954.

Karst in the arid tropics is mostly relict or fossil or so-called paleo-karst, with the exception of very small hill karren formed by the solution of thaw. Nonetheless, large subterranean karst paths in the desert (e.g. eastern Arabia) can significantly replenish old subterranean water supplies (H.V. Wissmann, 1957; H. Felber et al., 1978; cf. southern Africa, A.B.A. Brink and T.C. Patridge, 1965; J.F. Enalin, 1967, 1969).

Regionalization of karst can be made from different point of view (M. Komatina, 1975). It is obvious that climate is one of the most effective factors (Figures 12a, b, c, d).

### Speleology

From the very beginning of our historical consideration of karst forms, we have seen a special interest on the part of man in caves. Systematic scientific research developed step by step and relatively soon used its own working methods. It is, however, going too far to separate caves from the concepts of "karst phenomena" and "karst research", as Cvijik in fact did, and J. Trimmel (1968, p.29) attempted to do theoretically. Caves in carbonate, salt and gypsum are a form of underground karstification process and speleology is an adjunct of karst research and not vice versa.

The scientific work begins either in connection with the following of underground waterways or with surveying of underground cavities.

According to H. Trimmel (1968, p.201), one of the oldest preserved cave maps is that of the "Veteranic Cave" west of Orsova on the former Hungarian-Turkish border. The map was made in 1698 because of the strategic position of the cave. For surveys made in the 17th centuries, see H. Trimmel loc. cit.

The first known temperature measurement was made by Nagel in 1747 in the Geldloch on the Oetacher (Lower Austria; H. Trimmel, p.202). Only in 1798 did it become known that bone remnants from cave bears came from animals that had lived in the caves and had not, as previously supposed, been deposited in a flood that originated in the tropics and swept over Central Europe.

From the second half of the 18th century onwards, cave surveys go hand in hand with study of new cave systems all over the world. Because these efforts were not directly related to karst research--people went into caves just for the sake of the cave--a lot of important information was lost. It is typical for the situation that an outsider, the philosopher Immanuel Kant (1724-1804) in Koenigsberg, Germany, evaluating rather scanty material of karst-hydrographic nature in his lectures printed in 1801 and 1802, came to some quite correct conclusions with regard to the development of caves. The well-read speleologist Trimmel fails to mention the Frenchman Abbe Paramelle, who based his thoughts on the extent of underground karstification on springs and known caves; he also neglects the publications of the superlative cave explorer H. Bock (1913), who classified speleology under landscape development. The separation of speleology from karst research by G. Kyrle, the founder of an Institute of Speleology at the University of Vienna in 1922 was a stillbirth.

This digression requires supplementation. There is no doubt that speleological work demands a special structure. Cave expeditions cannot be made alone. The exploration of the karst phenomenon cave calls for trained and well-organized groups of idealists, as it demands exertion, sacrifice, risk and perseverance on the part of those involved. The result of these facts is that numerous regional and national speleological organizations have been formed.

Active local groups are the single most important factor in the advancement of cave research. They in turn require practical experience and special equipment from clothing to measuring devices. E.A. Martel (1890) made a special contribution by developing and compiling equipment for speleologists. But he was a practicing speleologist as well as a researcher and natural scientist with a European reputation and well deserves the monument dedicated to him in his beloved Grand Causses.

In the Soviet Union, karst and speleological conferences are held by the Soviet Academy of Sciences. The most important Yugoslavian institution dealing with speleology is located in Postojna in the midst of the classical karst with the name "Karst Institute" (Institute za raziskovanje kraša Sazu).

Speleologists of course are also concerned with the cave as a biotope (biospeleology, anthropospeleology) and with economic exploitation of caves, but these are not reasons to separate speleology from study of karst.

Here, however, the bibliography must go its own way. The large number of amateurs and volunteers surveying and describing individual objects led to large numbers of popular scientific efforts that go far beyond the scope of karst research. The enormous physical exertion was often rewarded in the naming of caves and cave and sinker formations, this often gives speleological reports a unique romantic flavor.

In publishing a karst bibliography, it must be borne in mind that there already are two major speleological bibliographies: The "Bulletin Bibliographique Spéleologique" (Switzerland) has been published for years and has included more than 25,600 citations to date in French, English and German; and there is also the "Internationale Bibliographie fuer Spéleologie", Vienna 1954-1971 with almost 17,000 titles from 35 countries in the original languages. Most of the major works cited in these bibliographies are concerned with caves as karst phenomena.

James F. Quinlan is noted for his contributions to cave research in general in the USA, and the Mammoth Cave in particular. We have him to thank for mention of the translation, "Problems of the Study of Karst of the Russian Plain", eds. N.A. Gvozdetzky and A.G. Chukishv (1966), which includes a bibliography of pertinent Russian karst literature from 1961-1965. The small periodical "Caves and Karst", published by the Cave Research Associates, includes Quinlan as one of its editors and would deserve more extensive distribution.

I should like to let Alfred Boegli have the last word on the question of speleology and karst research. Boegli's major contributions stem on the one hand from his research on solution processes in karstifiable rocks, and on the other from his study of the Hoellloch, the longest surveyed karst cave in Europe (135 km).<sup>100</sup> This cave is located in the Schwyzer Limstone Alps east of the Vierwaldstaetter Lake in central Switzerland (A. Boegli, 1970, p.12). In his work, "Karsthydrographie und physische Spéleologie" (1978, p.11), Boegli writes: "Karst hydrography and physical speleology are thus two sides of the underground karst phenomenon and should be viewed from one uniform viewpoint." Boegli also sees the aspects mentioned above of scientific study on the one hand and observation and documentation of caves by ambitious amateurs on the other; without the contributions of the latter, the scientist would never have the necessary material and work force.

### FINAL REMARKS

A study of the history of karst research shows that it is easier to find the early roots of the subject than to untangle the most recent growth. The greatest problems are posed by the rapid development of karst research in relation to the explosive development of technology within the last

decades. An example of this is the importance of isotope hydrology, which was virtually unknown before World War II and then within 30 years developed into one of the most important allied sciences for karst hydrology. It all comes to a gradual end in the Introduction to the Bibliography of carbonate rocks, Vol.III (LaMoreaux 1986).

Some of the very newest techniques were not included in this review as they are still in a developmental stage; remote sensing is one such technique. Furthermore it was not possible to include the significant work of P.T. Milanovic (1981) on technical and engineering geology in this historical survey. The same applies to the numerous papers edited by V. Yevjevich (1976) in the Proceedings of the Yugoslavian Symposium, Dubrovnik, June 2-7, 1975. The titles were published by P.E. LaMoreaux, J.M. Tanner, P.S. Shore Davis, Vol. III (1986).

As is currently true for virtually every scientific and technical discipline today, there is more literature available than can possibly be surveyed.

Early on in the history of karst, we noted a connection between science and philosophy that unfortunately is less evident today. Nietzsche remarked that time is motion. We live our short lives in an age where things seem to keep going faster and faster. Geology is a science of time and motion and their effects on our physical world. We should be reminded of the delicate system of checks and balances that keeps that world viable for us.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

Writing a history of karst research was an interesting task. The idea came from Philip E. LaMoreaux, who encouraged me to take on the project. I am indebted to him for his editorial comments and material based on his comprehensive knowledge of karst and karst research.

This brief and incomplete digest is a bibliography and something else besides. A knowledge of the historical and philosophical roots of the subject was a great help to me, along with personal experience in the classical karst region. I shall never forget the fascinating excursions led by Henry Paloc to the Grandes Causses, by David Burdon in Ireland and by Philip LaMoreaux and his colleagues from the U.S. Geological Survey in the USA. They were all very generous to me with their time and hospitality. R. Gospodarcic and M. Habic cooperated with me in Yugoslavia, and it was Mr. Habic who made available to me the excellent photograph of the Skozjanska jama. I am grateful for technical help from my colleagues at SUWT, and for support in isotope hydrology to the IAEA staff in Vienna, especially its former director Bryan R. Payne, as well as George H. Davis and Turgut Dincer. I am very obliged to all the people who discussed the problems of karst and karst hydrology with me, and most especially to the enthusiastic English geographer Marjorie M. Sweetling.

#### FOOTNOTES

<sup>(1)</sup> Oral information provided Dr. Ernst Dobhofer, professor emeritus of classics. The word "katavothra" is not found in this form in classical Greek but its meaning is readily apparent, i.e. swallowing or gulping down, etc. Vothra could be identical to the Βε'ε'ε'ε'ε' used by Strabon (also Βα'ε'ε'ε'ε' or Βε'ε'ε'ε'ε' further development to Βο'ε'ε'ε'ε' and Modern Greek VOTHRA). The Indogermanic word root from Βε'ε'ε'ε'ε' is "quer", i.e. "verschlingen" (swallow).

<sup>(2)</sup> The Old High German word "hai" in Germanic mythology is also the common root of the German words "Hoelle" (hell) and "Hoehle" (cave).

<sup>(3)</sup> Probably a shrine to the Greek god Pan in the later Roman Caesarea Philippi and present town of Banyas in northern Israel.

<sup>(4)</sup> Area in southern Syria.

<sup>(5)</sup> A number of copies were made between the 16th and 18th centuries, causing considerable damage to the parchment. An invaluable aid in the study of the parchment (the Codex Vin-

dobonensis 324) is a complete facsimile in the original scale published by the Akademische Druck- und Verlagsanstalt, Graz, Austria.

<sup>(6)</sup> "On the river Blau and its source on the locality of Blaubeuren and the establishment of the monastery and other related matters".

<sup>(7)</sup> Krain comes from the word krajina, border. Slavs first settled there in the sixth century. Karl the Great made the area part of his kingdom. It came under Habsburg rule in 1135 and with the exception of the period of the Napoleonic wars, 1809 - 13, when it was a part of France, was an "Inner-Austrian" land. From 1849 - 1919 it was administered as an "Independent Crown land" (duchy). Since the Peace of St. Germain (1919) it has been a part of northwest Yugoslavia. Until 1944, it included a self-contained German-speaking area, the Gottscheer Land (Figure 6).

<sup>(8)</sup> J. Corbel (1957) calculated for various regions in Iceland a surface erosion by limestone dissolution between 0.120 and 0.010 mm, P. Williams (1963) 0.025 mm, R. Moser in the Alps (1956, 1967) 0.010 - 0.015 mm, A. Boegli (1978) 0.014 - 0.081 mm aboveground and 0.010 - 0.057 belowground, and J. G. Zoell (1979) 0.025 mm for Yorkshire per year.

<sup>(9)</sup> This intellectual awakening was worldwide. Voltaire (family name Francois-Marie Arouquet, 1694 - 1778) and Jean-Jacques Rousseau (1712 - 1778) provided the philosophical basis for both the American (1776 - 1783) and French Revolutions (cf. Lafayette, 1757 - 1834, and Joel Barlow, 1754 - 1812). Thomas Paine (1759 - 1809), an advocate of freedom of inquiry, found a patron in Thomas Jefferson (1743 - 1826). The natural sciences were freed of religious remnants of outdated, literal interpretations of biblical traditions. According to the German philosopher Immanuel Kant (Königsberg, 1724 - 1804), humanity only came of age with the Enlightenment. The Age of Enlightenment was succeeded in the 19th century by the Romantic era, but continued to exert a major influence in the natural sciences.

<sup>(10)</sup> E. Tietze, 1873, p. 61: "One must consider the loss in time and working power due to the fact that a large part of the population of entire localities needed seven hours a day, including the necessary rest at the spring, for themselves and some of them draft animals just to get the most minimal amount of water."

<sup>(11)</sup> The expression "Dinaric Karst" came from the name of the Dinara, a mountain range in excess of 1900 m a.s.l. The Dinara is self-contained, bare and karstified and trends NW-SE along the Yugoslavian (Dalmatian) Adriatic coast.

<sup>(12)</sup> The Hoeloch is the second-longest cave system in the world, after the Flint-Mammoth Cave system with 322 km of surveyed passages as of 1977. The Mammoth Cave has been found to be connected to the Flint Cave System, creating a unified cave system see Boegli, 1978, Table 17.1)

#### REFERENCES

Adams, C.; and A. Swinnerton (1937) - The solubility of calcium carbonate: Trans. Amer. Geophys. Union, 18th Annual Meeting, 11 (2), p.504-508.

Allievic; S.(1960) - Bases geologiques - tectoniques des sources sous-marines en Adriatique: XVII Assemblée de la CIESMM, Rapport et Procès verbaux des Réunions, vol. XVI, 3, Monaco - Paris.

Allievic S. (1966) - Hydrogeological Investigations of Submarine Springs in the Adriatic: Mem. de AIH Congrès 1963, VI, Belgrade.

Allievic S. (1969) - Adriatic submarine springs in the water system of the Dinaric karst littoral and their problems: Carsus Iugoslaviae, 6, p.201-205. Zagreb.



- Alt, D.; and H. K. Brooks (1965) - Age of Florida marine terraces: *Journ. Geology*, 73, p.406-411.
- Apel, R. (1971) - Hydrogeologisch-Untersuchungen im Malnkarst. *Geol. Bav.*, 64, Murnich.
- Aragno, M.; and I. Mueller (1982) - Premières expériences de tracages des eaux souterraines dans le karst du Jura neuchâtelois (Suisse) à l'aide de bacteriophages: *Bull. Centre Hydrogeol.*, 4, p.59-81, Neuchatel.
- Amberger, E. (1955) - Hoehlen und Niveaus: *Die Hoehle*, 6, 1, Wien.
- Aub, C. F. T. (1964) - The Cockpits of Jamaica; unpublished paper to Karst Symposium of the I. G. U., Seattle.
- Aubert, D. (1967) - Estimation de la dissolution superficielle dans le Jura: *Bull. Soc. vaudoise des sciences naturelles*, 69, B, Neuchatel.
- Aurand, K.; G. Matthess; und R. Wolter (1971) - Strontium-90, Ruthenium-106 und Caesium-137 in natuerlichen Waessern, *Nolizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.* 99, Wiesbaden.
- Avias, J.; and L. Dubertret (1975) - Phenomnes karstiques dans les roches non carbonatees in A. Burger and L. Dubertret editors, *Hydrogeology of Karstic Terrains*, IAH, p.31-39, Paris.
- Back, W.; and J. Zoell (1975) - Application of Geochemical Principles, Isotopic Methodology, and Artificial Tracers to Karst Hydrology in A. Burger; and L. Dubertret, editors, *Hydrogeology of Karstic Terrains*, p.105-121, IAH, Paris.
- Bakalowicz, M.; and A. Aminot (1974) - Geochemie des eaux d'aquiferes karstiques, III, Premiers resultats obtenus sur le systeme karstique du Baget durant le cycle hydrologique 1973: *Ann. Speleol.* 29:4, p.484-493.
- Balazs, D. (1962) - Beitrage zur Spelaologie des suedchinesischen Karst-gebietes; *Karszt-es barlang-kutatas*, 2, p.3-82.
- Balazs, D. (1968) - Karst regions in Indonesia; *Karszt- es Berlang-kutatas* 5, Budapest.
- Balazs, D. (1972) - Comparative Morphogenetical Study of Karst Regions in the Tropical and Temperate Zones: *The Transactions of the Cave Research Group of Great Britain*, 14:2, Leicester.
- Balif, Ph. (1896) - Wassergauten in Bosnien und der Herzegowina I, Wien.
- Bartolemei, C.; P. Celico; and A. Pecoraro (1980) - Ipotesi di alimentazione artificiale della falda di base del massiccio carbonatico dei Monti Lepini (Lazio meridionale): *Atti del IV Convegno Internazionale sulle Acque Sotterranee, Acireale*.
- Batsche, H.; F. Bauer; H. Behrens; K. Buchtela; H.J. Dombrowski; R. Geisler; M.A. Geyh; H. Hoeltz; F. Hribar; W. Kaess; J. Mairhofer; V. Maurin; H. Moser; F. Neumaier; J. Schmitz; W.A. Schnitzer; A. Schreiner; H. Vogg; and J. Zoell (1970) - Kombinierte Karstwasseruntersuchungen im Gebiet der Donauversickerung (Baden-Wuerttemberg) in den Jahren 1967-1969, *Steir. Beitr. z. Hydrogeol.*, 22, p.5-165, Graz.
- Baucic, I. (1965) - Hydrological characteristics of the Dinaric in Croatia with special regard to the underground water connection, *Nase Jame*.
- Bauer, F. (1964) - Kalkabtragungsmessungen in den oesterreichischen Kalkhochalpen: *Erdkunde*, 18:2, p.95-102, Bonn.
- Bauer, F. (1967) - Die Durchfluehung und Answertung von Spaltenabflusskarst: *Steir. Beitr. z. Hydrogeol.* 10:11, eds., V. Maurin and J. Zoell, p.243-265, Graz.
- Bauer, F. (1967) - Erfahrungen beim Urannachweis mit Aktivkohle: *Proceedings, Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, 18:19, p.169-178, Graz.
- Behrens, G.H. (1703) - *Hercynia curiosa oder Curioeser Harta-Wald*, 203p., Nordhausen.
- Behrens, H. (1971) - Untersuchungen zum quantitativen Nachweis von Fluoreszenzfarbstoffen bei ihrer Anwendung als hydrologische Markierungsstoffe: *Geol. Bavarica*, 64, Muenchen.
- Behrens, H. (1971) - Untersuchungen zum quantitativen Nachweis von Fluoreszenzfarbstoffen bei ihrer Anwendung als hydrologische Markierstoffe: *Geol. Bavarica*, 24, p.120-131, Muenchen.
- Behrens, H. (1973) - Eine verbesserte Nachweismethode fuer Fluoreszenzindikatoren und ihre Anwendung zur Feststellung von Fließwegen im Grundwasser: *Z. Deutsch. Geolog. Ges.* V.124, p.535-544, Hannover.
- Behrens, H.; Martina Zupan; and M. Zupan (1976) - Methodik und Ergebnisse der Direktmessung der Fluoreszenztracer: Markierung unterirdischer Waesser, eds., R. Gospodarc; and J.G. Zoell *Steir. Beitrage z. Hydrogeol.*, V.28, p.125-149, Graz.
- Behrens, H.; and G. Teichmann (1982) - Neue Ergebnisse ueber den Lichtenfluss auf Fluoreszenztracer: *Beitrage zur Geologie der Schweiz Hydrogeol.* V.28 I, p.69-77.
- Belloni, S.; B. Martinis; and G. Orombelli (1972) - Karst of Italy in M. Herak and V.T. Stringfield, eds. *Karst, Important Karst Regions of the Northern Hemisphere*, p.85-128, Elsevier, Amsterdam-London-New York.
- Beyer, A.; Tietze, E.; and Pilar, G. (1874) - Die Wassernot im Karst der Kroatischen Militaergrenze, Albrecht u. Fiegler, 159p., Agram.
- Biro, P. (1954) - Problemes de morphologie karstique: *Ann. Geogr.*, V.63, p.160-192.
- Biro, P.; J. Corbel; and Muxart, R. (1968) - Morphologie des regions calcaires a la Jamaïque et a Porto Rico in *Phenomenes Karstiques*, C.N.H.S., V.4, p.335-392.
- Blanc, A. (1958) - Repertoire bibliographique critique des etudes de relief karstique en Yougoslavie depuis Jovan Cvijic: *Mem. Cent. Doc. Cart. Geogr.*, V.7, p.155-227.
- Blondel, F. (1929) - Les Phenomenes Karstiques en Indochine Francaise: *Bull. Service Geologique de l'Indochine*, Hanoi.
- Bock, H. (1913a) - Wasserverhaeltnisse in verkarsteten Gebieten: *Hoehlen im Dachstein* Graz.
- Bock, H. (1913b) - Der Karst und seine Gewaesser: *Mit. f. Hoehlenkunde* 6 (e), Graz.
- Bock, H. (1913c) - Charakter des mittelsteuereischen Karstes. *Mit. f. Hoehlenkunde* 6:44, p.8-19, Graz.
- Boegli, A. (1956) - Der Charnismus der Loesungsprozesse und der Einfluss der Gesteinsbeschaffenheit auf Entwicklung des Karstes: *Int. Geogr. Union, Report of Commission on Karst Phenomena*, V.7, Rio de Janeiro.
- Boegli, A. (1964) - Mischungskorrosion, ein Beitrag zum Verkarstungsproblem: *Erdkunde*, V.18, p.83-92, Bonn.
- Boegli, A. (1966) - Karstwasserflaeche und unterirdische Karstniveaus: *Erdkunde* 20, p.11-19, Bonn.

- Boegli, A. (1970) - Das Hoelloch und sein Karst (Le Hoelloch et son karst): eds. de la Baconniere, 109p., Neuchatel (Suisse).
- Boegli, A. (1978) - Karsthydrographie und physische Spelaeologie: Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 292p.
- Boegli, A.; and T. Harum, editors (1981) - Hydrologische Untersuchungen im Karst des hinteren Muotatales (Schweiz): Steir. Beitr. z. Hydrogeol., V.33, p.125-264, Graz.
- Bokhari, M.M.A. (1982) - Explanatory notes to the reconnaissance geologic map of the Magma quadrangle, sheet 28/34 D, Kingdom of Saudi Arabia, 32p., Jeddah.
- Boue, A. (1981) - Karst und Trichterplastik: Sitzber. k. Akad. Wiss., Wien.
- Brandt, A.; and Kempe et al (1976) - Geochemie, Hydrographie und Morphogenese des Gipskarstgebietes von Duena/Suedharz: Geol. Jb., Reihe C, 15.
- Bredenkamp, D.B.; J.M. Schutte; and G.J. Du Toit (1974) - Recharge of a dolomitic aquifer as determined from tritium profiles: Isotope Techniques in Groundwater Hydrology 1974, Proceedings of a Symposium Vienna, 1974, V.1, p.73-94, Vienna.
- Breuninger, F.W. (1719) - Fons Danubii prunus et naturalis oder die Urquelle des weitberuehmten Donaustroms, 388p., Tuebingen.
- Breznik, M. (1973) - The Origin of Brackish Karstic Springs and their Development: Geologija - Razprave in Porocila, - 18. Knjiga, p.53-186.
- Bricelj, M.; Hoetzi, Kaess W.; Maurin, V.; Probst, G.; Reichert, B.; Reiss, F.; and Zupan, M. (1986) - Tracing with spores: Karst Hydrogeology of the Central and Eastern Peloponnesus (Greece), editors, A. Morfis; and H. Zojer, Steir. Beitr. z Hydrogeol., 37/38, p.252-261, Graz.
- Brink, A.B.A.; and T.C. Patridge (1965) - Transvaal karst: some considerations of development and morphology, with special references to sinkholes and subsidence in the Fars West Rand: S.A. Geogr. J., V.47, p.11-34.
- Brinkmann, R.; K.O. Muennich; and J.C. Vogel (1959) - "C-Altersbestimmungen von Grundwasser: Naturwiss. 46:10.
- Brown, M.C. (1966) - The 1965-56 Karst Hydrology Expedition to Jamaica: Full Report (privately printed).
- Brown, R.M. (1970) - Distribution of hydrogen isotopes in Canadian waters: Isotope Hydrology 1970 Proceedings of a Symposium Vienna, 1970, p.3-22, Vienna.
- Bub, F.P.; H. Hoetzi; and K. Wissler (1979) - Duennschicht-chromatographischer Nachweis von Fluoreszenztracern bei hydrogeologischen Markierungsversuchen: Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, V.31, p.129-131, Graz.
- Buchtela, K.; J. Mairhofer; V. Maurin; T. Papadimitropoulos; and J. Zoell (1964) - Vergleichende Untersuchungen an neueren Methoden zur Verfolgung unterirdischer Waesser: Wasserwirtschaft, V.54, Stuttgart.
- Buck, F.J. (1768) - Geographisch-mathematische Abhandlung von einigen in der Erden befindlichen denkwuerdigen Hoehlen und einer besonderen Art, die Tiefen derselben zu erfinden, 23p., Koeningberg.

- Buedel, J. (1951) - Fossiler Tropenkarst in den Schwaebischen Alb und den Ostalpen: Erdkunde p.168-170, Bonn.
- Buesching, A.F. (1764) - Neue Erdbeschreibung, 2. Teil, 5. Aufl. Hamburg.
- Bulletin Bibliographie Speleologique (1969) - dir. ed. R. Bernasconi, Subkommission für Bibliographie, Muenchenbuchsee, Switzerland.
- Burdon, D.J.; and A. Dounas (1961) - Hydrochemistry of the Parnassos - Ghiona aquifers, and problems of sea-water contamination in Greece: Paper on Groundwater Resources UNESCO.
- Burdon, D.; E. Eriksson; B. Payne; T. Papadimitropoulos; and N. Papakis (1963) - The use of tritium in tracing karst groundwater in Greece: Radioisotopes in Hydrology, Proceeding of symposium, I.A.E.A. series 1963, p.309-320, Tokyo.
- Burdon, D.J.; and N. Papakis (1963) - Research into the hydrogeology of the limestones of the Argos-Tripolis region: Notes for field study tour, Athens.
- Burdon, D.I. (1963) - Handbook of Karst Hydrology with Special References of the Carbonate Aquifers of the Mediterranean Region: Inst. Subsurface Res., Vol.VIII, 276p., Athens.
- Burdon, D.J. (1967) - Hydrogeology of some karstic areas of Greece: Proc. Dubrovnik. Symposium 1965, p.308-317, Paris, A.I.H.S. - UNESCO.
- Burger, A. (1975) - Chimisme des roches et de l'eau karstiques: A. Burger; and L. Dubertret, editors: Hydrogeology of Karstic Terrains, IAH, p.79-89, Paris.
- Burger, A.; and Dubertret, L. (1984) - Hydrogeology of Karstic Terrains, Case Histories: IAH, Castany; E. Groba; E. Romijn, editors, 264p., Hannover.
- Castany, G.; A. Marce; J. Margat; H. Moussu; Y. Vuillaume; and J. Evin (1974) - Etude par les isotopes du milieu du regime des eaux souterraines dans les aquiferes de grande dimensions: Isotope Techniques in Groundwater Hydrology 1974, Proceedings of a Symposium Vienna, 1974, V.1, p.243-256, Vienna.
- Celico, P. (1978) - Schema idrogeologico dell'Appennino carbonatico centro-meridionale: Memorie Note dell'Istituto di Geologia Applicata, Naples, V.14, 97p.
- Celico, P. (1981) - Metodologia di calcolo e possibilita di utilizzazione dei principali parametri idrodinamici dell'acquifero carbonatico dei Monti Lepini (Lazio-Meridionale): Memorie di Note dell'Istituto di Geologia Applicata, Naples, V.16, 32p.
- Celico, P.; R. Gonfiantini; M. Koizumi; F. Mangano (1984) - Environmental isotope studies of limestone aquifers in central Italy: Isotope Hydrology 1983 Proceedings of a Symposium Vienna, 1983, p.173-192, Vienna.
- Chappel, J. (1983) - Sea Level Changes: Proceedings of First Climanz 1981, p.121, Canberra.
- Chatterjee, S.P. (1961) - Fluctuations of Sea level around the coasts of India during the Quaternary Period: Proceedings of First Climanz, 1981, p.48-56, Canberra.
- Ciric, B. (1960-1963) - La developpement des Dinarides yougoslaves pendant le cycle alpin: Livr. Mem. P. Fallot, V.2, p.565-582, Paris.
- Ciric, B. (1974) - L'expansion de la Terre - cause principale de la tectogenese: Metallogeny and concepts of the geotectonic development of Yugoslavia, p.341-391, Belgrade.

- Ciric, B. (1984) - Earth Crust in Yugoslavia in B.F. Mijatovic, Hydrogeology of the Dinaric Karst, p.18-41, Helse, Hannover.
- Calhoun, E.A. (1983) - The climate of Tasmania: Proceedings of First Climanz 1981, 10:11, Canberra.
- Colquhoun, D.J.; and M.J. Brooks (1986) - New Evidence from the Southeastern U.S. for Eustatic Components in the Holocene Sea Levels: Geoarchaeology, International Journal, 1:3, p.275-291, Wiley & Sons, Inc. (with current references)
- Common, R. (1955) - Les formes littorales dans les calcaires en Northumberland septentrionale, Ann. Geogr., V.64, p.126-128.
- Corbel, J. (1957) - Les karsts du nord-ouest de l'Europe: Men. et Doc. Inst. Etudes Rhodan, 12, Lyon.
- Corbel, J. (1959) - Erosion en terrain calcaire: Ann. Geogr., 58:366, p.97-120.
- Corbel, J. (1959) - Les Karsts du Yucatan et de la Florida: Bull. Assoc. Geogr. Fr., 2:14, p.282-283.
- Cotecchia, V.; G.S. Tazioli; and G. Magri (1974) - Isotopic measurements in research on seawater ingression in the carbonate aquifer of the Salentine Peninsula, Southern Italy: Isotope Techniques in Groundwater Hydrology 1974 Proceedings of a Symposium Vienna, 1974, V.1, p.445-460, Vienna.
- Cramer, H. (1941) - Die Systematik der Karstdolinen: Neues Jahrb. fuer Mineralogie, Geol. u. Palaeont. 85 B, p.293-382, Stuttgart.
- Crouzet, E.; P. Hubert; P. Olive; E. Siewertz; and A. Marce (1970) - Le tritium dans les mesures d'hydrologie de surface, Determination experimentale du coefficient de ruissellement: Journal of Hydrology, V.11, p.217-229.
- Cvijic, J. (1893) - Das Karstphaenomen, Versuch einer morphologischen Monographie: Geogr. Abh., A. Penck, editor, 5:3, p.218-329, Wien.
- Cvijic, J. (1909) - Bildung und Dislokierung der Dinarischen Rumpflaechen: PM, V.55, Gotha.
- Cvijic, J. (1918) - Hydrographie souterraine et evolution morphologique du Karst: Rec. d. Trav. de l'Inst. de Alp., 6:4, p.376-420, Grenoble.
- Davis, G.H.; T. Dincer; T. Florkowski; B.R. Payne; and T. Gallinger (1967) - Seasonal variations in the tritium content of groundwaters of the Vienna basin, Austria: Isotopes in Hydrology, Proceedings of a symposium, Vienna 1966, p.451-467, Vienna.
- Davis, W.E.; and H.E. LeGrand (1959) - Karst of the United States in Important Karst Regions of the Northern Hemisphere, editors, M. Herak; and V.T. Stringfield, Elsevier, Amsterdam, p.467-505.
- Dechant, M. (1959) - Das Anfaerben von Lycopodiumsporen: Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 10:11, p.149-195, Graz.
- Dechant, M. (1967) - Die Faerbung von Lycopodiumsporen, Steir. Beitr. z. Hydrogeol., editors, V. Maurin; and J. Zoell, 18:19, p.145-149, Proceedings of Specialist Conference on Tracing of Subterranean Waters in Graz, March 28 - April 1, 1966, 413p., Graz.
- Decourt, J. (1964) - Contribution a l'etude geologique d'un secteur du Peloponnese septentrionale: Ann. Geol. Pays Hellenes, V.15, p.1-418, Athens.
- De Launay et Mariel, E.A. (1891) - Note sur quelques questions relatives a la geol. des grottes et des eaux souterraines: Bull. de la Soc. geol. de France, Paris.
- Demangeot, J. (1965) - Geomorphologie de Abruzzes Adriatiques: Centre Natl. Rech. Sci., p.40: Paris.
- Dieterici, F.H. (1876) - Die Naturanschauung und Naturphilosophie der araber im 10. Jahrhundert, 2. Aufl., 220p., Leipzig.
- Dimitroulas, C.; T. Papadimitropoulos; and N. Papakis (1962) - Groundwater investigation by the use of neutron activation analysis: "Memoires" de l'Association Internationale de Hydrogeologues V.5, p.83-103.
- Dimitroulas, C.; I. Leontiadis (1971) - Investigation under natural conditions of the fissility of <sup>51</sup>Cr EDTA as tracer for karst groundwater, Democritus Nucl. Res. Cent., Demo 71/12E, Athens.
- Dincer, T.; and B.R. Payne (1965) - An isotope survey of lakes in the karst region of southern Turkey: Hydrology of fractured rocks, Dubrovnik Symp., IAEA.
- Dincer, T.; B.R. Payne (1971) - An environmental isotope study of the south-western karst region of Turkey: Journ. of Hydrology, V.14, Amsterdam.
- Dincer, T.; B.R. Payne, C.K. Yen; and J. Zoell (1972) - Das Totu Gebirge als Entwaesserungstypus der Karstmassive der nordoestlichen Kalkhochalpen (Ergebnisse von Isotopenmessungen): Steir. Beitr. zur Hydrogeologie, V.24, p.71-109, Graz.
- Dincer, T.; M. Dray; G.M. Zuppi; A. Guerre; G.S. Tazioli; and S. Traore (1984) - Hydrologie isotopique et hydrochimie des aquiferes discontinus de la bande saharienne et de l'Air (Niger): Isotope Hydrology 1983, Proceeding of a Symposium Vienna, 1983, p.341-365, Vienna.
- Dosch, F. (1956) - Faerberversuch Hochschneeberg, 1955: Gas, Wasser, Waerme, 10:1/2, Wien.
- Dragasevic, T. (1973-1974) - Present-day structure of the earth's crust and upper mantle on the territory of Yugoslavia: Vesnik Inst. Geoph., V.6, p.14-15 and 41-52, Belgrade.
- Dresch, J., editors (1968) - Memoires et Documents, Centre de recherches et documentation cartographiques et geographiques, edition du centre national de la recherche scientifique, Paris.
- Drew, D.P.; and D.I. Smith (1968) - Techniques for the tracing of subterranean drainage: Brit. Geomorph. Res. Group Tech. Pub., series A, 36.
- Dudich, E. (1932) - Biologie der Aggtelekter Tropfsteinhoehle "Baradla" in Ungarn: Spelaeolog. Monographie, 13, Wien.
- Dullo, W.-Chr.; H. Hoetzi; A.R. Jardo (1983) - New stratigraphical results from the Tertiary sequence of the Midyan area, NW Saudi Arabia: Newsl. Stratigr., 12:2, p.75-83, Berlin-Stuttgart.
- Durozoy, G.; J. Margat; H. Paloc (1965) - Programme de recherches sur la fontaine de Vaucluse: BRGM - DS 65 A 10210.
- Eckl, H. (1979) - Beitrag zum Gebirgsbau des NE-Peloponnes im Grenzbereich Oloros - Pindos - Zone/Gavrovo - Tripolitza - Zone: Zeitschr., dt. Geol. Ges., V.130, p.347-351, Hannover.
- Eichinger, L. (1981) - Bestimmung des Alters von Grundwaessern mit Kohlenstoff-14; Messung und Interpretation der Grundwaesser des Fraenkischen Albvorlands. Thesis, Univ. Munich.

- Elchinger, L.; W. Rauert; W. Stichler; B. Bertleff; and R. Egger (1974) - Comparative study of different aquifer types in central Europe, using environmental isotopes: *Isotope Hydrology 1983, Proceedings of a Symposium Vienna, 1983, p.271-289, Vienna.*
- Endriss, K. (1908) - Der Fridinger Versenkversuch mit 500 Zentner Kochsalz und sein vorläufiges Ergebnis: *Neues Tagblatt, 24. u. 25. November, Stuttgart.*
- Enslin, J.F.; J.P. Kriel (1967) - The assessment and possible future use of the dolomitic groundwater resources of the Far West Rand, Transvaal, South Africa: *Water for Peace Conf., Wash. V.2, p.908.*
- Enslin, J.F. (1967) - Dolomitic water supplies in the Transvaal, Republic of South Africa: *Proc. Int. Assoc. of Hydrogeologists Conf. Istanbul, V.8, p.426.*
- Enslin, J.F. (1969) - Surface subsidence and sinkholes in the dolomitic area of the Far West Rand, Transvaal, Republic of South Africa: *Int. Symposium on Land Subsidence, Tokyo.*
- Eppel, F. (1963) - Stationen der ältesten Kunst im Land der Steinzeithöhlen: *Verlag Anton Schroll & Co., 128p., Wien.*
- Erb, L. (1953) - Ueber den Mechanismus der Donauversickerung und der Aachquelle: *Mitt. bad. Landesver. Naturkunde u. Naturschutz, N.F. 5 S. 267-280, Freiburg i. Br., Autorenreferat in Das Gas- u. Wasserfach, V.94, p.422-423, Muenchen.*
- Eriksson, E. (1963) - Atmospheric tritium as a tool for the study of certain hydrologic aspects of river basins: *Tellus, 15.*
- Evin, J.; J. Flandrin; R. Margrta; and H. Paloc (1967) - Contribution de analyses chimiques, des colorations et des mesures isotopiques a l'etude des circulations souterraines en reservoir karstique, Exemple fourni par la fontaine de Vaucluse et le sondage de Salignan: *Association Int. Hydrogeologues, C.r. reunion d'Istanbul, tome VIII, p.298-308.*
- Falber, H.; H. Hoetzl; V. Maurin; H. Moser; W. Rauert; and J.G. Zoell (1978) - Sea level fluctuations during the Quaternary Period in Saad S. Al-Sayan; and J.G. Zoell, editors, *Quaternary Period in Saudi Arabia, I, p.50-57, Springer Wien-New York.*
- Fenelon, P. (1968) - Le relief karstique: *Norvis 1, p.51-77.*
- Fenelon, P. (1968) - Phenomenes Karstiques, Memoires et Documents, editor, J. Dresch, Centre National de la Recherche Scientifique, 392 p., Paris.
- Fischer, W.K. (1962) - Nachweismethoden fuer Detergentien: *Muenchener Beitr. z. Abwasser-, Fischerei- u. Flussbiologie, V.9, p.163-183, Muenchen.*
- Flahe, H.; and D. Pfeiffer (1965) - Grundzuege der Morphologie, Geologie und Hydrogeologie im Karstgebiet Gunung Sewu (Java, Indonesien): *Geol. Jahrb., Hannover 83, p.533-562.*
- Fletcher, M.W.; and R.L. Myers (1974) - Ground water tracing in karst terrain using bacteriophage T-4: *Abstracts of the Annual Meeting, American Society of Microbiology, V.74, p.52.*
- Fontes, J.C.; R. Letolle, Ph. Olive; and B. Blavoux (1967) *Oxygene-18 et tritium dans le bassin d'Evian: Isotopes in Hydrology, Proceedings of a Symposium, Vienna, 1966, p.401-413, Vienna.*
- Fontes, J.-Ch. (1983) - Groundwater in fractured rocks: *Guidebook Nucl. Techn., p.337, IAEA, Vienna.*

- Frichlin, N. (1583) - *De lacu Cercnition ad Gasparum Godusch, Circnitianum, Carmen: f Valvasorju, V.4, 450p.*
- Gams, I. (1966) - K hidrologiji ozemlja med Postojnskim, Planinskim In Cerkniskim poljem; *Ac carsologica SAZU, V.4, p.5-54, Ljubljana.*
- Gams, I. (1974) - *Kras: Slovenska matica; p.1-358, Ljubljana.*
- Gat, J.R. (1965) - The determination of characteristics of water bodies with the aid of bomb produce tritium pulses: <sup>14</sup>C and Tritium dating, p.630-642, Washington.
- Gat, J.R. (1974) - Local variability of the isotope composition of groundwater: *Isotope techniques I groundwater hydrology 1974, Proceedings of a Symposium Vienna, 1974, V.II, p.51, Vienna.*
- Gat, J. (1976) - Hydrogen and Oxygen stable isotopes in hydrology: *IAEA-Monograph, Vienna.*
- Gat, J.R.; and R. Gonfiantini, editors (1981) - Stable isotopes hydrology - Deuterium and Oxygen-18 in the water cycle: *IAEA, Techn. Rep. Ser. No. 210, Wien.*
- Gellert, J.F. (1961) - Der Tropenkarst in Suedchina im Rahmen der Gebirgsformung des Landes: *Tagungsbericht und wiss. Abhandl. Dt. Geographentag Koeln.*
- Gerstenhauer, A. (1960) - Der tropische Kegelkarst in Tabasco (Mexiko): *Z. Gwomorph., Supp. 2 Internationale Beitrage zur Karst morphologie, p.22-48.*
- Gerstenhauer, A. (1966) - Beitrage zur Geomorphologie des millaren und noerdlichen Chiapas (Mexiko) unter besonderer Beruecksichtigung des Karstformenschatzes; *Grankl. Geogr. Hefte 41.*
- Gerstenhauer, A. (1972) - Der Einfluss des CO<sub>2</sub>-Gehaltes der Bodenluft auf die Kalkloesung: *Erdkunde, 26:2, p.116-120, Bonn.*
- Geyh, M.A.; and I. Wendt (1965) - Results of water sample dating by means of the model by Muennich and Vogel: <sup>14</sup>C and Tritium dating, p.597-603, Washington.
- Geyh, M.A. (1967) - Hannover Radiocarbon Measurements IV: *Radiocarbon, V.9, p.198-217.*
- Geyh, M.A. (1970) - Zeitliche Abgrenzung von Klimaenderungen mit <sup>14</sup>C-Daten von Kalkstein und organischen Substazen, *Beih. Geol. Jb.*
- Geyh, M.A.; and J. Mairhofer (1970) - Der natuerliche Carbon-14- und Tritium-Gehalt der Waesser in H. Batsche et al - Kombinierte Karstwasseruntersuchungen im Gebiet der Donauversickerung (Baden-Wuerttemberg) in den Jahren 1967 - 1969: *Steir. Beitr. z. Hydrogeol., 22, p.5-165, Graz.*
- Gigon, R. (1957) - Inventaire des principales dolines et pertes du syndicat de La Brevine (Jura neuchateinois): *Rapport inedit. Bibliotheque de la Soc. Suisse de Speleologie.*
- Gilewska, S. (1964) - Fossil karst in Poland: *Erdkunde 18, p.124-135.*
- Gill, E.D. (1961) - Changes in the Level of the Sea Relative to the Land in Australia during the Quaternary Era: *Proceedings of Climanz, 1961, p.73-79, Canberra.*
- Glover, R.R. (1972) - Optical Brighteners-a new Water Tracing Reagent: *Transactions of the Cave Research Group of Great Britain, 14:2, p.84-88.*
- Goelzinger, G. (1957) - Beobachtungen im Gipskarst der niederoesterreichischen Kalkvoralpen. *Mitt. Hoehlenkommission, 1955, 2, Wien.*

- Goldast, M.H. (1727) - *Rerum Suevicarum scriptores aliquot veteres...Praecipue Felicis Fabri Historia Sueruica*, 2nd Edition, 113p., Bartholomaei, Ulmae.
- Gonfiantini, R.; G. Conrad; J.Ch. Fontes; G. Sauzay; and B.R. Payne (1974) - Etude isotopique de la nappe du Continental Intercalaire et de ses relations avec les autres nappes du Sahara septentrional: Isotope Techniques in Groundwater Hydrology 1974, Proceedings of a Symposium Vienna, 1974, V.1, p.227, Vienna.
- Gospodarcic, R.; and J.G. Zoell, editors (1976) - *Markierung unterirdischer Waessers (Untersuchungen in Slowenien 1972-1975)*: Steir. Beitrage z. Hydrogeol., 28, p.87-91, Graz.
- Gospodarcic, R.; and P. Habic (1976) - *Underground Water Tracing*: Institute Karst Research, 312p., Ljubljana.
- Gripp, K. (1912) - Ueber den Gipsberg in Segeberg: Jb. Hamburg. Wiss. Anst., p.80.
- Groller, M. von (1897) - Das Popovo Polje in Hercegovina: Mitt. k.k. Geol. Ges., Wien.
- Gruber, T. (1781) - Briefe hydrographischen und physikalischen Inhalts aus Krain an Ignaz Edlen von Born, k.k. wirklicher Hofrath, 159p., Wien.
- Grund, A. (1903) - Die Karsthydrographie, Studien aus Westbosnien: Geogr. Abh. ed. A. Penck 7:3, p.1-200, Wien.
- Grund, A. (1910) - Beitrage zur Morphologie des dinarischen Gebirges: Geogr. Abh. ed. A. Penck, 9:3, p.1-236 Wien.
- Grund, A. (1910) - Zur Frage des Grundwassers im Karst: Mitt. Geogr. Ges., Wien, 53, Wien.
- Grund, A. (1912) - Nochmals zur Morphologie und Hydrologie des Karstes: PM 58:2, Gotha.
- Guenther, S. (1920) - Zur Vorgeschichte der Karsthydrographie: Mitt. Geogr. Ges. Munchen, V.14, p.91-96.
- Gulibault, G.G. (1973) - *Practical Fluorescence Theory, Methods, Techniques*: Marcel Dekker, New York.
- Gulicher, A. (1973) - Pleistocene and Holocene Sea Level Changes: Earth Science, 5, p.69-97.
- Guizerix, J.; J. Molinari; B. Gaillard; H. Santos Cottin; A. Mornas; et R. Corda (1967) - Localisation des frutes surgrand reservoir a l'aide de traceurs radioactifs: Isotopes in Hydrology Proceedings of a Symposium, Vienna 1966, p.433-449, Vienna.
- Guizerix, J.; R. Margrita; M. Launay et P. Ruby (1967) - Tritium et hydrogeologie - Etudes et mesures effectuees au Centre d'etudes nucleaires de Grenoble, isotopes in Hydrology Proceedings of a Symposium, Vienna 1966, p.433-449, Vienna.
- Guizerix, J. et al (1970) - The measurement of variable flow patterns: Use of isotopes in Hydrology, IAEA, Wien.
- Guttenberg, E. v. (1882) - Die forstlichen Verhaeltnisse des Karstes, Triest.
- Gvozdetzky, N.A.; and A.G. Chekishv, editors (1966) - Problems of the Study of Karst of the Russian Plain (in Russian language) Moscow (English: Edmund Taylor, 142 Lloyd Ave.) Pittsburgh, Pennsylvania, U.S.A.

- Habic, P. (1976) - Investigations in Ljubljana River Basin, Geomorphologic and Hydrographic Characteristics in R. Gospodarcic; and P. Habic, editors, *Underground Water Tracing*, 3rd Int. SUWT, p.12-27, Ljubljana.
- Hacquet, B. (1778-1779) - *Oryctographia carniolica, oder Physikalische Erbeschreibung des Herzogthums Krain, Istrien, und zum Teil der benachbarten Laender*, 4 Bde. Breitkopf, Leipzig.
- Hagen, J.H. (1775) - Nachricht von einigen unter der Erde liessenden Stroemion Preussens: Neue Mannigfaltigkeiten, 2, p.561-567, Berlin.
- Hanshaw, B.B.; W. Back; and M. Rubin (1965) - Radiocarbon determination for estimating groundwater flow velocities in Ventral Florida: Science, 148, p.494.
- Harned, H.S.; R. Davis; and R.S. Seholes (1941) - The ionisation constant of HCO<sub>3</sub> from 0°C to 50°C, Am. Chem. Soc. Journ., 63, p.1706-1709.
- Haserodt, K. (1965) - Untersuchungen zur Hoehen- und Altersgliederung der Karstformen in den noerdlichen Kalkalpen: Geogr. Ges., Muenchen, 27.
- Hem, J.D. (1959) - Study and interpretation of chemical characteristics of natural water: Geol. Survey, Water-Supply Paper 1473, Washington, D.C.
- Herak, M. (1972) - Karst of Yugoslavia in M. Herak; and V.T. Stringfield, Karst, Important Karst Regions of the Northern Hemisphere: Amsterdam, The Netherlands: Elsevier.
- Herak, M. (1986) - A new concept of Geotectonics of the Dinarides: Acta Geol. JAZU, 16:1, p.1-42, Zagreb.
- Herak, M.; St. Bahanc; and A. Magdalerac (1969) - Positive and negative influences on the development of the karst in Croatia, Carsus Yugoslaviae, 6, p.72-78, Zagreb.
- Herak, M.; and V.T. Stringfield, editors (1972) - Karst, Important Karst regions of the Northern Hemisphere: Elsevier P.C., 551, Amsterdam, The Netherlands.
- Hoetzi, H. (1984) - The Red Sea in Quaternary Period in Saudi Arabia, editors, A.H. Jado; and J.G. Zoell, p.13-26, Springer Verlag, Wien.
- Hoetzi, H.; H. Moser; T. Roedel; and W. Stichler (1986) - Contents of stable environmental isotopes in Karst Hydrogeology of the Central and Eastern Palkoponnasus, editors, A. Morfis; and H. Zojer, Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 10:11, p.140-144, Graz.
- Hofer, A. (1959) - Das Mikroskopieren der Planktonnetzproben in Die Untersuchung der Zusammenhaenge unterirdischer Waessers mit besonderer Beruecksichtigung der Karstverhaeltnisse, editors, V. Maurin; and J. Zoell: Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 10:11, p.140-144, Graz.
- Hope, G. (1983) - Coastal Southern Australia 25 000 - 20 000 B.P.: Proceedings of First Climanz 1981, V.34, Canberra.
- Hours, R. (1955) - Les traceurs radioactifs en hydrologie, La Houille Blanche, Nr. spec. A/1955 et Memoires et travaux de la Societe Hydro. Technique de France, V.I.
- Jamier, D.; and B. Mathey (1977) - Fissuration et orientation du depressions karstiques (Jura neuchateinois): Extr. Bull. Soc. neuch. Sci. nat. 100p.
- Jennings, J.N. (1963) - Collapse doline, Australian landforms examples, No. 1, Austr. Geogr. 9, p.120-121.

- Jennings, J.N. (1968) - Syngenetic Karst in Australia in Contributions to the Study of Karst: University of Canberra Press, p.41-110.
- Jennings, J.N.; and M. Bik (1962) - Karst morphology in Australian New Guinea: *Nature* 194, p.1036-1038.
- Jennings, J.N.; and Sweeting, M.M. (1963) - The Limestone Ranges of the Fitzroy Basin, Western Australia: A tropical semi-arid karst: *Bonner Geogr. Abhand.* 32, p.1-60.
- Jevremovic, M. (1963, 1966) - Hydraulic characteristics and classification of brackish springs in the Adriatic zone of the Dinaric karst: *Assoc. Intern. Hydrogeol., Congr.*, Belgrade.
- Job, C. (1970) - Die Verwendung des atmosphärischen Tritiums und anderer Radionuklide zu hydrologischen Untersuchungen: *Steir. Beitrage z. Hydrogeologie*, 22, p.215-230, Graz.
- Job, D. (1978) - Hydrochemical Investigations in the Areas of Al Qatif and Al Hasa with some remarks on water samples from Wadi Al Miyah and Wadi As Sah'ba near Haradh: Quaternary Period in Saudi Arabia: V.I, editors, Saad S. Al-Sayari; and J.G. Zoell, Springer-Verlag Wien, p.93-134.
- Johnson, R.H. (1967) - Some glacial, periglacial and karstic landforms found in the Sparrowpit-Dove Holes area of North Derbyshire: *East Midland Geographer* 4, 4:28, p.224-238, Nottingham.
- Josephus Flavius--The Jewish War: translated into English by G.A. Williamson (1959) Jerusalem.
- Kaess, W. (1965) - Erfahrungen bei Faerbversuchen mit Uranin: *Steir. Beitr. Hydrogeologie*, 17, p.21-65, Graz.
- Kaess, W. (1969) - Schrifttum zur Versickerung der oberen Donau zwischen Immendingen und Fridingen (Suedwestdeutschland): *Steir. Beitrage z. Hydrogeologie*, 21, p.215-246, Graz.
- Kaess, W.; and H. Hoetzi (1973) - Weitere Untersuchungen im Raume Donauversickerung - Aachquelle (Baden-Wuerttemberg): *Steir. Beitr. z. Hydrogeol.*, 25, p.103-118, Graz.
- Kallergis, G.; and I.L. Leontiadis (1983) - Isotope hydrology study of Kalamos Attikis and Assopos River plain areas in Greece: *J. Hydrol.* 60, 209p.
- Kant, I. (1801, 1817) - *Physische Geographie*, 2. Aufl., Vol., p.1-3, Mainz, Hamburg.
- Katzer, Fr. (1908) - *Zur Karsthydrographie*: PM 54, Gotha.
- Katzer, Fr. (1909) - *Karst und Karsthydrographie: Zur Kunde der Balkanhalbinsel 8*, Sarajevo.
- Katzer, Fr. (1912) - *Zur Morphologie des Dinarischen Gebirges*: PM 58, Gotha.
- Kayser, K. (1934) - Morphologische Studien in Westmontenegro: 11, Die Rumpftreppe von Cantinje und der Formenschatz der Karstabtragung: *Z. Ges. Erdkunde*, p.26-49, p.81-102, Berlin.
- Kayser, K. (1955) - Karstrandebene und Poljeboden, Zur Frage der Entstehung der Einebnungsflaechen im Karst: *Erdkunde* 9, p.60-64.
- Keller, M. (1963) - *Die Vruljes an der Adriakueste*: Neptun, 6, Stuttgart.
- Kellat, D.; G. Kowalczyk; B. Schroeder; and K. Winter (1976) - A Sinoptic View on the Neotectonic Development of the Peloponnesian Coastal Regions: *Zeitschr. dt. Geol. Ges.*, 127, p.447-465, Hannover.

- Kessler, H. (1965) - Water balance investigation in the karstic region of Hungary: *Hydrology of Fractured Rocks, Proc. Symp. Dubrovnik, 1965*, V.1, IAHIS-UNESCO, p.90, Paris.
- Kiraly, L.; and G. Morel (1976b) - Remarques sur l'hydrogramme des sources karstiques simule par modeles mathematiques: *Bull. Centre d'Hydrogeol.*, 1, p.37-60, Neuchatel.
- Kiraly, L.; and I. Mueller (1979) - Heterogeneite de la permeabilite et de l'alimentation dans le karst: effet sur la variation du chimisme des sources karstiques: *Bull. Centre d'Hydrogeol.*, 3, p.237-285, Neuchatel.
- Kiraly, L.; I. Mueller; U. Schotterer; and U. Siegenthaler (1980) - Gegenueberstellung der hydrogeologischen Resultate der natuerlichen und kuenstlichen Tracer in Mueller, I. and J.G. Zoell, editors, *Karsthydrogeologische Untersuchungen mit natuerlichen und kuenstlichen Tracern im Neuenburger Jura (Schweiz)*: *Steir. Beitr. z. Hydrogeol.*, 32, p.92-95, Graz.
- Kircher, A. (1665) - *Mundus subterraneus*, 487p., Amsterdam.
- Kisskalt, K. (1940) - Quantitative Bestimmungen bei Untersuchungen ueber die Stromung des Grundwassers mittels Faerbung und Salzung: *Archiv fuer Hygiene und Bakt.*, p.125, 1.
- Klaer, W. (1956) - *Verwitterungsformen im Granit auf Korsika*: VEB Hermann Haack, Gotha.
- Knebel, W. v. (1905) - *Hoehlenkunde mit Benuecksichtigung der Karstphaenome*: Die Wissenschaft, 15, Wien.
- Knutsson, G. (1967) - Tracing Groundwater flow in Sand and Gravel using Radioactive Isotopes: *Proceedings of the Specialists' Conference of Subterranean Waters, Graz, March 28 - April 1 1966*, V. Maurin; and J. Zoell, editors, p.13-31, *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, 18/19, Graz.
- Kober, L. (1952) - *Leitlinien der Tektonik Jugoslawiens*: Serb. Ak. Wiss. 81p., Beograd.
- Kockert, W. (1968) - Zum Problem der NaCl-Salzlösungen im Suedharz-Kalirivier: *Bergakademie* 10, 12, Freiburg.
- Komatina, M. (1975) - Development conditions and regionalization of karst in A. Burger; and L. Dubertret, editors, *Hydrogeology of karstic terrains*, IAH, p.21-29, Paris.
- Kowalczyk, G.; D. Richter; H. Risch; and K.P. Winter (1977) - Zur zeitlichen Einstufung der tektonischen Ereignisse auf dem Peloponnes (Griechenland): *N. Jb. Geol. Palaeont. Mh.*, 9, p.549-564, Stuttgart.
- Kraus, F. (1887) - *Ueber Dolinen*: *Verh. Geol. HA*, 2, p.54-62, Wien.
- Kraus, F. (1894) - *Hoehlenkunde*: Gerold Sohn, 306p., Wien.
- Krebs, N. (1907) - *Die Halbinsel Istrien*: *Geogr. Abh. Hsg. A. Penck* 9:2, Wien.
- Krebs, N. (1908) - *Neue Forschungen zur Karsthydrographie*: PM, 54, Gotha.
- Krebs, N. (1909) - *Zur Frage des Karstzyklus*: *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, 52, Wien.
- Krebs, N. (1910) - *Offene Gragen der Karstkunde*: *Geog. Zeitschr.* 16, Berlin.
- Kuehn, H. (1952) - *Kombinierte Chlorierung von Hoehlungewaessern*: *Spul. Monogr.*, 12, Wien.
- Kyrle, G. (1928) - *Kombinierte Chlorierung von Hoehlungewaessern*: *Spul. Monogr.*, 12, Wien.

- Lallemand, A.; and H. Paloc (1964) - La Method de Detection au Charbon actif pour les Operations de Tracage a la Fluoresceine: Quelques Exemples d'Application, Bureau de Recherches Geologiques et Minieres, DS. 64, A 47, Paris.
- LaMoreaux P.E.; H.E. LeGrand; and V.T. Siringfield (1975) - Progress of knowledge about hydrology of carbonate terrains: Hydrogeology of karstic terrains in A. Burger; and L. Dubertret, editors, p.41-52, Paris.
- LaMoreaux P.E., editor-in-chief; J.M. Tanner; and P. ShoreDavis, editors (1986) - Hydrology of Limestone Terrains, Annotated Bibliography of Carbonate Rocks, V.3, IAH, Heise, Hannover.
- LaMoreaux P.E. (1984) - Catastrophic subsidence, Shelby County, Alabama: Proceedings of the First Multidisciplinary Conference on Sinkholes, p.131-136, Orlando.
- LeGrand, H.E.; and P.E. LaMoreaux (1975) - Hydrogeology and Hydrology of Karst in A. Burger; and L. Dubertret, editors, Hydrogeology of Karstic Terrains, p.9-19, IAH, Paris.
- Lehmann, H. (1938) - Morphologische Studien auf Java: Geogr. Abhand. 3.9, Stuttgart.
- Lehmann, H. (1953) - Der tropische Kegelkarst in Westindien: Tagungsber. und wissens. Abhand. Deutsch. Geographentag. Essen.
- Lehmann, H. et al (1954) - Der tropische Kegelkarst der verschiedenen Klimazonen: Erdkunde 8, p.130-139.
- Lehmann, H. (1956) - I.G.U. Karst Commission Report, 3, Rio de Janeiro.
- Lehmann, H. (1956) - Der Einfluss des Klimas auf die morphologische Entwicklung des Karstes in I.G.U. Report of the Commission on Karst Phenomena, p.3-7.
- Lehmann, H. (1959) - Studien ueber Poljen in den Venezuanischen Voraopen und im Hochapennin: Erdkunde, 13, p.258-289.
- Lehmann, H. (1960) - La terminologie classique du karst sous l'aspect critique de la morphologie climatique moderne: Rev. Geogr. Lyon, 35, p.1-6.
- Lehmann, H. (1910) - Armenien einst und jetzt, Bd. I, 451p.
- Lehmann, H. (1928) - Cvilje, Hydrographie souterraine...Besprechung in Ztschr. Geomorph. 3, Berlin.
- Lehmann, H. (1932) - Die Hydrographie des Karstes: Enz. Erdkde. 6 b, 212p.
- Leibundgut, Ch.; and H.R. Wernli (1986) - First experience with the fluorescent tracer Naphtionale: Proc. 5, SUWT. Symp., Athens.
- Leontiadis, I.; and C. Dimitroulas (1972) - The use of radioisotopes in tracing karst groundwater in Greece, III, Investigation of the possible interconnection between Nestari sinkhole and submarine springs of Argos area: Democritos Nucl. Res. Cent., Athens, Demo 72/3E, Athens.
- Leontiadis, I.; and C. Dimitroulas (1973) - The use of radioisotopes in tracing karst groundwater in Greece, IV, Investigation of the possible interconnection between sinkholes of Milia and Taka Lake with various springs of the near area: Democritos Nucl. Res. Cent., Athens, Demo 73/4E, Athens.
- Leontiadis, I.L. (1981) - Isotope Hydrology Study of Kalamos Region (Attiki) and of the Assopos River Basin (Isotopike udrologike ereuna Kalamou Attikis-Lekanes Asopou): Nuclear Research Centre "Demokritos", Internal Rep. Demo-80/6G.
- Leontiadis, I. (1981) - Isotope Hydrology Study of Molar Area in Lakonia: Nuclear Research Centre "Demokritos", Internal Rep. Demo 81/4.
- Leontiadis, I.; B.R. Payne; A. Letsios; N. Papagianni; D. Kakarelis; and D. Chadjigorakis (1984) - Isotope Hydrology Study of Kato Nevrokopi of Dranias. Isotope Hydrology 1983, Proceedings of a Symposium Vienna, 1983, p.193-206, Vienna.
- Lewicki, F. (1967) - The basic hydrologic characteristics of the karst over Ljubljana: Hydrology of fractured rocks, Proc. Dubrovnik Symp. Oct. 1965, Intern. Assoc. Sci. Hydrology, Publ. 73:1, p.225-262.
- Lorenz, J. (1859) - Die Quellen des Iuburnischen Karstes und der vorliegenden Inseln: Mitt. k.k. Geogr. Ges., III, Wien.
- Louis, H. (1956) - Die Entstehung der Poljen und ihre Stellung in der Karstabtragung - auf Grund von Beobachtungen im Taurus: Erdkunde, 10, p.33-53, Bonn.
- Lozinski, W. v. (1907) - Die Karsterscheinungen in galizisch Podolien: Jahrb. k.k. geol. R.A., 57, Wien.
- Lukas, G. (1959) - Die Faerbemethoden: Die Untersuchung der Zusammenhaeng unterirdischer Waesser mit besonderer Beruecksichtigung der Karstverhaeltnisse, V. Maunn; and J. Zoell, editors, Steir. Beitrage zur Hydrogeologie, 10/11, 184p., Graz.
- Lyell, Ch. (1839) - On the tubular cavities filled with gravel and sand called "Sand pipes" in the chalk near Norwich: London Edinburg Phil. Mag. J. Sci., 15, p.257-266.
- MacNeil, F. Stearns (1950) - Pleistocene shore lines in Florida and Georgia. U.S. Geological Survey Professional Paper 221-F, p.95-107.
- Magaritz, M. (1973) - Carbon and Oxygen Isotopic Composition of Some Carbonate Rocks from Israel: PhD Thesis, Feinberg Graduate School, Weizmann Institute of Science.
- Magri, G.; and G.S. Tazioli (1970) - Radon in groundwaters of dolomitic and calcareous aquifer in Apulia (southern Italy): Isotope Hydrology 1970, Proceedings of a Symposium Vienna, 1970, p.835-844, Vienna.
- Mangin, A. (1970) - Methode d'analyse des courbes de decharge et tarissement dans les aquiferes karstiques: C.R. Acad. Sc. Paris, 270, p.1295-1297.
- Margnita, R.; J. Evin; J. Flandrin; et H. Paloc (1970) - Contribution des mesures isotopiques a l'etude de la fontaine de Vaucluse: Isotope Hydrology 1970, Proceedings of a Symposium Vienna, 1970, p.333-346, Vienna.
- Marinelli, O. (1897) - Fenomeni Carsici, Grotte e Sorgenti nei Dintorni di Tarcento in Friuli, Doretto, 71p., Udine.
- Martel, E.A. (1891) - Sous terre (Vienna campagne): Annuaire du Cl. A.F.
- Martel, E.A. (1892) - Les katavothres du Peloponnese: Revue du Geographie, 30, Paris.
- Martel, E.A. (1894) - Les Abines: Delagrave, 275p., Paris.
- Martel, E.A. (1901) - L'origine des polje du karst: La geographie, Bull. Soc. Geograph. 4, p.190-195.
- Martel, E.A. (1910) - La theorie de "Grundwasser" et les eaux souterraines du karst: Geograph. 21, p.126-130, Grenoble.

- Martel, E.A. (1921) - *Nouveau Traite des Eaux Souterraines*: Doin, 840p., Paris.
- Mathess, G. (1973) - *Die Beschaffenheit des Grundwassers*: Lehrbuch der Hydrogeologie, V.2, Borntraeger, 324p., Berlin-Stuttgart.
- Maurin, V.; and J. Zoell (1959) - *Die Triftung von Lycopodiumsporen*: Steir. Beitr. z. Hydrogeol., 10/11, p.125-139.
- Maurin, V.; and J. Zoell (1960) - *Karsthydrologische Aufnahmen auf Kephallonia (Ionische Inseln)*: Steir. Beitr. Hydrogeol. 12, 52p., Graz.
- Maurin, V.; and J. Zoell (1966) - *Ein fossiler semi-arider tropischer Karst auf Ithaka*: Erdkunde, 20:3, p.204-208.
- Maurin, V.; and J. Zoell (1967) - *Saltwater encroachment in the low altitude karst water horizons of the island of Kephallonia*: Proc. Dubr. Symp. 1965, Pub. 73, Int. Assoc. Sci. Hydrology 1.
- Mayr, A. (1954) - *Neue Wege zur Erforschung von Quellen und Karstwassern*: Mitt. Hoehlenkomm., 1953/1, Wien.
- Meinzer, O.E. (1923) - *The occurrence of ground water in the United States*: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 489, Washington, D.C.
- Mijatovic, B. (1973) - *Phenomenes karstiques dans le tmosko polje*: AIH, Comm. de l'hydrologie du karst, Reunion de Split, Split.
- Mijatovic, B.F. (1984) - *Hydrogeology of the Dinaric Karst*: Intern. Contributions to Hydrogeology, editors, G. Castany, E. Groba, E. Romijn, V.4, p.254, Heise, Hannover.
- Milanovic, P.T. (1981) - *Karsthydrogeology*: Transl. by J.J. Buhac, p.434, BookCrafters, Inc., Michigan.
- Miller, K. (1962) - *Die Peulingsche Tafel*: F.A. Brockhaus, 16p., XII Strassenskizzen u. 1. Falttafel, Stuttgart.
- Milojevic, B.Z. (1953) - *Le Littoral et les Iles Dinariques*: Mem. Soc. Geogr., Belgrade.
- Milovanovic, B. (1963, 1966) - *Les problemes de la paleokarstification dans les Dinarides externes*: Assoc. Intern. Hydrogeol. Congr. Belgrade.
- Miotke, F.D. (1971) - *Development of Karst Plains in Puerto Rico*: Caves and Karst, 13:5.
- Miotke, F.D. (1973) - *The subsidence of the surface between mogotes in Puerto Rico east of Arecibo*: Caves and Karst, 15:1.
- Miserez (1971) - *Premier bilan des indices de saturation en carbonates dans le bassin superieur de l'Areuse (NE)*: Extr. Actes 4<sup>e</sup> Congr. suisse de Speleologie Neuchatel 1970.
- Mitter, H. (1959) - *Die Messung mit Radioisotopen*: Steir. Beitr. z. Hydrogeol., editors, V. Maurin; and J. Zoell, 10/11, p.121-124, Graz.
- Moeschler, P.; I. Mueller; U. Schotterer; and U. Siegenthaler (1982) - *Les organismes vivants, indicateurs naturels dans l'hydrodynamique du karst, confrontes aux donnees isotopiques, chimiques et bacteriologiques*: Beitrage zur Geologie der Schweiz, Hydrogeologie 28, p.213.
- Mojsisovics, E. v. (1880) - *Zur Geologie der Karsterscheinungen*: Zeitschr. d. Dt. u. Oesterr. Alpenvereins, 11, p.111-116.
- Mojsisovics, E.; Tietze, E.; and Bittner, E. (1880) - *Geologie von Bosnien*: Jg. Geol. RA, p.2-272, Wien.
- Molinari, J.; J. Guizerix (1967) - *Application de la methode d'integration sur charbon actif dans les eaux*: IAEA, Radioisotopes in Hydrology, p.653-667, Wien.
- Monroe, W.H. (1964) - *Origin and interior structure of mogotes of northern Puerto Rico*: 20th Int. Congr., London.
- Monroe, W.H. (1966) - *Formation of tropical karst topography by limestone solution and reprecipitation*: Caribb. J. Sci. 6 (1-2), p.1-7.
- Montens, A. (1953/54) - *Die Auswertung von Durchflussmessungen mit radioaktiven Isotopen*: Wasserwirtschaft, 2, 1953/54.
- Morehouse, D.F. (1968) - *Cave development via the sulfuric acid reaction*: Natl. Speleol. Soc. Bull., 30, p.1-10, Washington.
- Morfis, A.; and H. Zojer (1986) - *Karst Hydrology of the Central and Eastern Peloponnesus (Greece)*: Steir. Beitr. z. Hydrogeol., 37/38, 301p., Graz.
- Moser, R. (1956) - *Zur Abtragung im Dachsteingebiet, Neue Wege zur Messung der Denudation periglazialer Karsthochflaechen mit Hilfe der Korrosionstisch-Methode*: Jv. o. Oe. Musealverein, 101, p.305-307, Linz.
- Moser, R. (1967) - *Kalktische im Tolen Gebirge und im Dachsteingebiet*: Jb. Oesterr. Alpenverein, p.75-78, Innsbruck.
- Moser, H. (1972) - *Verwendung des Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehaltes bei hydrologischen Untersuchungen*: Gas-Wasser-Abwasser, 52, p.329-334 (Luzern).
- Moser, H.; W. Stichler; J. Zoell (1972) - *Altersgliederung von tiefliegenden artesischen Waessern durch Messung des Deuteriumgehaltes*: Naturwissenschaften, 59, p.122.
- Moser, H.; V. Rajner; D. Rank; and W. Stichler (1976) - *Ergebnisse von Messungen des Gehalts an Deuterium, Sauerstoff-18 und Tritium 1972 - 1975 in R. Gospodanc; and J.G. Zoell, editors, Markierung unterirdischer Waesser, Untersuchungen in Slowenien 1972 - 1975*: Steir. Beitr. z. Hydrogeol., 28, p.88-107, Graz.
- Moser, R.; W. Stichler, D. Rank; and V. Rajner - (1981) - *Ergebnisse von Messungen des Gehalts an Deuterium, Sauerstoff-18 und Tritium in Wasserproben in H. Behrens et al, Hydrogeologische Untersuchungen im Karst des Moutanals (Schweiz)*: Steir. Beitr. z. Hydrogeol., 33, p.125-264, Graz.
- Moser, R.; and W. Rauerf (1983) - *Isotopenmethoden in der Hydrologie*, 400p., Berlin-Stuttgart.
- Mozeto, A.A.; P. Fritz; and R.M. Qureshi (1984) - *Laboratory study on carbon isotope uptake by calcite from carbonate in aqueous solution*: Isotope Hydrology 1983, Proceedings of a Symposium Vienna, 1983, p.591, Vienna.
- Mueller, I. (1978) - *L'importance d'un dispositif, in situ et en continu, pour l'observation des parametres physiques et chimiques dans les sources karstiques*: Deuxieme Colloque d'Hydrologie en Pays Calcaires, Ann. Sci. Univ. Besancon fasc. 25, 3e ser., p.317-320.
- Mueller, I. (1978) - *La variabilite des caracteristiques physico-chimiques des eaux dans la zone d'infiltration du karst jurassien et prealpin*: Actes 6e Congr. nat. suisse speleol. Porrentruy, p.131-137.



- Mueller, I.; L. Kiraly; U. Schotterer; and U. Siegenthaler (1980) - Untersuchung des Neuenburger Jura; Karsthydrologische Untersuchungen mit natuerlichen und kuenstlichen Tracern im Neuenburger Jura (Schweiz), editors, I. Mueller; and J.G. Zoelt: Steir.-Beitr. z. Hydrogeol., 32, p.5-100, Graz.
- Mueller, I. (1982) - Multitracage des eaux souterraines karstiques dans le bassin de la source de l'Areuse: Bull. Centre d'Hydrogeologie (Neuchatel) 4:7.
- Mueller, I. (1982) - Role de la prospection electromagnetique VLF (very low frequency) pour la mise en valeur et la protection des aquiferes calcaires: Proc. 3eme colloque d'hydrologie en pays calcaire, Annales scientifiques de l'Universite de Besancon; Geologie, V.1, p.219.
- Muennich, K.O.; and J.C. Vogel (1967) - Untersuchungen an pluvialen Waessern der Ost-Sahara, Geol. Rundsch. 52, p.611.
- Muennich, K.O.; W. Roether; and L. Thilo (1967) - Dating of groundwater with tritium and <sup>14</sup>C: isotopes in Hydrology, Proceedings of a Symposium, Vienna, 1966, p.305-318, Vienna.
- Muennich, K.O.; (1968) - Isotopen-Datierung von Grundwasser: Naturwissenschaften, 55, p.158-163.
- Muenster, S. (1537) - Cosmographie: Frankfurt a. M.
- Nagel, J.A. (1748) - Beschreibung deren auf allerhoechsten Befehl Ihrer Roem. kaysert. koenigl. Mayt.: Francis I. untersucht in dem Herzogthume Crain befindlichen Seltenheiten der Natur: Handschr. Nr. 7854, National Bibliothek Wien.
- Nankang, T. (1961) - Stands of the Sea Level in the Kwanto Basin Region in Central Japan: Proceedings of Climanz 1961, p.85-86, Canberra.
- Nangeroni, G. (1957) - Il carismo, le grotte in L'Italia Fisica, Touring Club Italiano, p.284-303, Milano.
- Nangeroni, G. (1960) - "Campi", "plani", "polja" in Italia in una recente pubblicazione: Riv. Geograf. Ital., 67:3, p.306-313.
- Nood, J. (1969) - Poljes karstiques de Provence, comparaison avec les poljes dinariques: Mediterranee 8, p.53-75.
- Nilsson, T. (1983) - The Pleistocene: 651, Enke, Stuttgart (references, p.540-620).
- Nir, A. (1967) - Development of isotope methods applied to groundwater hydrology: Isotope Techniques in the Hydrologic Cycle (Proc. Symp. Illinois, 1965), AGU Monograph Series No. 11, p.109, Washington, D.C.
- Oeschgen, H.; and U. Siegenthaler (1972) - Umgebungisotope im Dienste der Hydrologie: GWF-Wasser/Abwasser, 113, p.501-508.
- Opitz, D. (1929) - Assyrikerkoenige als Hoehlenforscher: Mitt. ueber Hoehlen- und Karstforschung, Jg. 1929, p.58-61, Berlin.
- Orni, E.; and E. Efrat (1976) - Geography of Israel: Jerusalem.
- Paloc, H. (1964) - Caracteristiques hydrogeologiques des dolomites de la region Languedocienne: Mem. du centre d'etudes et de recherches hydrogeologiques, I, Montpellier.
- Paloc, H. (1970) - Connaissances actuelles sur la Fontaine de Vaucluse: Mediterranee, 7, p.75-82.
- Paloc, H. (1970) - La Fontaine de Vaucluse et son bassin d'alimentation: Ann. Soc. d'Horticulture et d'Histoire Naturelle de l'Herault, 110:3.
- Panos, V.; and O. Stelci (1968) - Physiographic and geologic control in development of Cuban mogotes: Z. Geomorph., N.F., 12:2, p.117-163.
- Panos, V.; and O. Stelci (1968) - Problems of the conical karst in Cuba: 4th Int. Congr. Speleol. Ljudljana 1965, 3, p.533-555.
- Paramelle, J. (1856) - L'art de decouvrir les sources: XX, 376p., Paris.
- Paton, J.R. (1963) - The origin of the limestone hills of Malaya: J. Trop. Geogr., p.134-147.
- Pavlin, B. (1967) - Le bassin d'accumulation Peruca-karst Dinarique: Colloque sur l'hydrologie du karst, Dubrovnik.
- Payne, B.R. (1967) - Contribution of Isotope Technique in the Study of Some Hydrological Problems. Geophy. Monogr., 11, Isotope Techniques in the Hydrologic Cycle, AGU, p.62-68, Washington.
- Payne, B.R.; and E. Halevy (1968) - Introduction, Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology, IAEA, Technical reports series No. 91, Vienna (sec. ed., 1983).
- Payne, B.R.; C. Dimitriouas; I. Leontiadis; G. Kallergis; and T. Christodoulou (1976) - Environmental isotope data in the western Thessaly valley, Greece; Use of mathematical model for quantitative evaluation with tritium: Bull. Geol. Soc. Greece XII, 29.
- Payne, B.R.; J. Leontiadis; Ch. Dimitriouas; A. Dounas; G. Kallergis; and A. Moris (1978) - A Study of the Kalamos springs in Greece with environmental isotopes: Water Resour. Res., 14, p.653-658, Washington, D.C.
- Penck, A. (1904) - Ueber da Karstphaenomen: Schriften d. Ver. z. Verbreitung natw. Kenntnisse in Wien, 44.
- Penck, A. (1924) - Das unterirdische Karstphaenomen, Rucuvil de Travaux Offert a M.J. Cvijic, p.175-197, Beograd.
- Perko, G.A. (1909) - Die Tropfstein- und Wasserhoehle "Dimnice" (Rauchgrotte) bei Markovsina in Istrien: Mitt. Geogr. Ges. Wien 52, Wien.
- Perlega, W. (1976) - Der Nachweis von Fluoreszenzfarbstoffen mittels Aktivkohle: Communication, 3, SUWT, Ljudljana.
- Petrovic, K. (1958) - Neue Erkenntnisse ueber den Bau der Dinariden: Jahrb. Geol. BA 101, Wien.
- Pevalek, I. (1938) - Biodinamika Plitvickih Jezera i njena zastita. Zastita Prirode 1; and Der Travertin und die Plitvicer Seen: Verhand. Int. Ver. Limnol. 7, p.165-181, Belgrade.
- Platt, F. (1868) - Beitrage zur mechanischen Geologie aus dem traenkischen Jura: Ztschr. deutsch. Geol. Ges., V.20, p.389-396, Berlin.
- Platt, F. (1872) - Beitrage zur Experimentalgeologie: Ztschr. deutsch. Geol. Ges., V.24, p.401-409, Berlin.
- Pleifer, D. (1961) - Zur Definition von Begriffen der Karsthydrologie: Zeitschr. Dt. Geol. Ges., V.113, Hannover.

- Pfeiffer, D. (1963) - Die geschichtliche Entwicklung der Anschauungen ueber das Karstgrundwasser: Beihefte z. Geol. Jahrbuch, p.57, 3-111, Hannover.
- Pfeiffer, O.; and J. Hahn (1972) - Karst of Germany in Herak, M.; and V.T. Stringfield, editors, Important Karst Regions of the Northern Hemisphere, p.189-223, Elsevier, Amsterdam-London-New York.
- Philippson, A. (1956) - Die griechischen Landschaften: Vol. II der Nordwesten der griechischen Halbinsel, 693p., V.II, 1959.
- Philippson, A. (1959) - Die griechischen Landschaften - Der Peloponnes: III, 525p., Frankfurt am Main (Klostermann).
- Picard, J.; and D. Adamson (1983) - Probable Late Pleistocene marine deposits in the Vestfold Hills, Antarctica: Proceedings of First Climanz 1981, 20:21, Canberra.
- Pinneker, E.V. (1963) - Ocagi razgrzki rassolow Irkutskogo amliteatra, Izv. Vost. Sib. Otdela Geogr. Obscestra SSSR, 61, Irkutsk. Entlastungsstellen der Solen Ges. der UdSSR, 61, Irkutsk (in russischer Sprache).
- Pinneker, E.V. (1967) - Die Bestimmung der Fließrichtung und Fließgeschwindigkeit unterirdischer Waesser in tiefen Schichten der Tafellaender: Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 18:19, p.289-310, Graz.
- Pirker, R. (1950) - Gaffarel's "Die unterirdische Welt" - die erste Hoehlenkunde: Die Hoehle, 1, p.24-27, Wien.
- Pirke, E.C.; W.H. Yoko; and C.W. Hendry Jr. (1970) - Ancient Sea Level Stand in Florida: Bureau of Geology, Division of Intensive Resources, Florida Dept. of Natural Resources, Geol. Bull. No. 52, 49p., Tallahassee.
- Popov, I.V.; N.A. Gvozdetskiy; A.G. Chikishev; and B.I. Kudelin (1972) - Karst of UdSSR, Karst of the Northern Hemisphere, editors, M. Herak; and V.T. Stringfield, p.355-416, Elsevier, 551p., Amsterdam-London-New York.
- Popp, L. (1953) - Methodik von Faerbe- und Salzungsversuchen: Desinf. u. Gesundheitswesen, 45, 10:11.
- Powers, H.A. (1961) - The underground shoreline 2-3 meters in the Aleution Islands, p.36-38.
- Priesnitz, K. (1969) - Ueber die Vergleichbarkeit von Loesungsformen auf Chlorid-, Sulfat- und Karbonatgesteinen: Geol. Rundsch., 58, p.427-438.
- Probst, G.; P. Ramspacher; and H. Zojer (1986) - Environmental Isotopes in Karst Hydrogeology of the Central and Eastern Peloponnesus, editors, A. Moris; and H. Zojer, Steir. Beitr. z. Hydrogeol., 37:38, 301p., Graz.
- Putik, W. (1887) - Die unterirdischen Flusslaufe von Inner-Krain, das Flussgebiet der Laibach: Mitt. k.k. geogr. Ges. Wien, V.30, p.277-289, 561-579, Wien.
- Putick, W. (1888) - Die Ursachen der Ueberschwemmungen in den Kesselthaelern von Innerkrain: Wochenschr. oesterr. Ing. Arch.-Vereines, 34:35, p.3-10, Wien.
- Radovanovic, S.; and P. Pavlovic (1894) - Les phenomenes du karst dans la Serbie orientale: Ann. Geograph., 4, p.56-61.
- Rakovec, I. (1955) - Geoloska zpodovina ljubljanskih tal: Zgodovina Ljubljane: p.11-207, Ljubljana.
- Rakovec, I. (1956) - Pregled tektonske vgradbe Slovenije: Proc. jug. geol. kongres 1954, p.73-83, Ljubljana.
- Rauert, W. (1971) - Ueber Messungen von Tritium und Kohlenstoff-14 bei hydrologischen Untersuchungen: Geologica Bavarica, 64, p.36-74.
- Reichert, B. (1986) - Geologie und Hydrogeologie des Poljes Alea- Scotini/Peloponnes, Griechenland: Thesis, Univ. Karlsruhe.
- Renevier, F. (1890) - Monographie der Hautes-Alpes Vaudoises: Matériaux pour la carte géol. de la Suisse.
- Renz, C. (1940) - Die Tektonik der griechischen Gebirge: Pragm. Akad. Athens, 8, p.1-171, Athens.
- Reuter, F. (1973) - Untersuchungen in Salz- und Gipskarstgebirgen: Proc. 6th Int. Congr. Speleol. I, 1973, p.313-318, Olomouc.
- Revelle, R.; and B. Thompson (1982) - The oceans and climate: Impact of Science on Society, 32:3, p.271-280 (reprint).
- Reyer, E. (1881) - Studien ueber das Karstrelief: Mitt. k.k. Geogr. Ges., Wien.
- Richter, D.; and I. Mariolacos (1972) - Palaeomorphologie und eozaene Verkarstung der Gavro - Tripolis - Zone auf dem Peloponnes: Bull. Geol. Soc. Greece, 9, p.206-228, Athens.
- Richter, D. (1974) - Die palaeogeographische und geotektonische Bedeutung der Gavrovo - Tripolis - Zone auf dem Peloponnes: N. Jb. Geol. Palaeont. Abh., 145, p.96-128, Stuttgart.
- Richter, E. (1907) - Beitrage zur Landeskunde Bosniens und der Herzegowina: Wiss. Mitt. aus Bosnien und Herzegowina, 10.
- Richter, G. (1944) - Zur Kennzeichnung unterirdisch fließender Waesser: Abhandl. Reichsanst. f. Bodenforschung, NF, 209.
- Roedel, T. (1986) - Geologie und Hydrogeologie des Poljes von Stymlia/Peloponnes, Griechenland: Thesis Univ. Karlsruhe.
- Roegner, K.J. (1979) - Karsthydrologische Untersuchungen um die Zeitwende bei Banyas (antikes Caesarea Philippi, Nordisrael): Die Hoehle, Zeitschr. f. Karst- und Hoehlenkunde., 30:3, p.57-61, Wien.
- Roglic, J. (1939) - Morphologie der Poljen von Kupres und Vukovsko: Z. Ges. Erdkunde 7:8, p.299-316, Berlin.
- Roglic, J. (1940) - Geomorphologische Studie ueber Duvanjsko Polje (Polje von Duvno) in Bosnien: Geographische Gesellschaft Wien.
- Roglic, J. (1964) - Les poljes du karst dinarique et les modifications climatiques du quaternaire: Rev. Belge Geogr. 88, p.105-125.
- Roglic, J. (1965) - The depth of the fissure circulation of water and the evolution of subterranean cavities in the Dinaric Karst: Prob. Speleol. Res., Proc. Int. Speleol. Conf., Brno, 1964, p.25-36, Prague.
- Roglic, J. (1969) - The Dinaric Karst from the Geographic Aspect: Carus Jugoslavicae, 6, p.35-38, Zagreb.

- Roglic, J. (1972) - Historical Review of Morphologic Concepts in Karst, Important Karst Regions of the Northern Hemisphere, editors, M. Herak; and V.T. Stringfield, Elsevier, p.1-18, Zagreb.
- Roques, H. (1964) - Chimie des carbonates: Ann. Speleol., 19, p.258-484.
- Roques, H. (1968) - Chimie des carbonates et hydrogeologie karstique in P. Funalon, editor, Phenomenes karstiques: Memoires et documents, V.4, Paris.
- Ross, A.D. (1984) - The Red and Black Seas: Man's finite earth, Part 2, Oceanography, Burgers Publ. Co., p.77-88; Menneapolis.
- Rozanski, K.; C. Sonntag; and K.O. Muennich (1982) - Factors controlling stable isotope composition of European precipitation: Tellus 34, 142.
- Russel, R.J. (1961) - Pacific Island Terraces, Eustatic?: Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. Bd. 3, 1:8, Borntraeger, Berlin.
- Sarin, A. (1984) - Hydrogeologic Regional Classification of Karst in Yugoslavia in B.F. Mijatovic, Hydrogeology of the Dinaric Karst, p.42-73, Heise, Hannover.
- Sawicki, L.R. v. (1909) - Ein Beitrag zum geographischen Zyklus im Karst: Geog. Zeitschr 15, Berlin.
- Sentuerk, F.; S. Bursali; Y. Omay; I. Ertan; S. Gueter; H. Yalcin; and E. Oenhun (1970) - Isotope techniques applied to groundwater movement in the Konya Plain: Proceedings Isotope Hydrology 1970, p.153-161, Vienna.
- Sestini, A. (1963) - il Paessagio: Touring Club italiano, 232, Milano.
- Shepard, F.P. (1961) - Sea level rise during the past 20,000 years, p.30-35.
- Siegenthaler, U.; G. Oeschger; and E. Tongiorgi (1970) - Tritium and Oxygen-18 in Natural Water Samples from Switzerland: Isotope Hydrology, IAEA, p.373-385, Vienna.
- Siegenthaler, U. (1971) - Sauerstoff-18, Deuterium und Tritium im Wasserkreislauf, Beitrage zu Messtechnik, Modellrechnung und Anwendung: Universitaet Bern, Thesis.
- Siegenthaler, U. (1972) - Bestimmung der Verweildauer von Grundwasser im Boden und radioaktive Umweltisotope (<sup>14</sup>C, Tritium): Gas-Wasser-Abwasser, 52, p.283-290 (Luzern).
- Siegenthaler, U.; and U. Schotterer (1977) - Hydrologische Anwendungen von Isotopenmessungen in der Schweiz, Gas-Wasser-Abwasser, 57, p.501.
- Siegenthaler, U.; U. Schotterer; I. Mueller (1984) - Isotopic and chemical investigations of springs from different karst zones in the Swiss Jura: Isotope Hydrology 1983, Proceedings of a Symposium Vienna, 1983, p.153-172, Vienna.
- Sikosek, B; and W. Medwenitsch (1965) - Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinanden: Verh. Geol. BA, Wien.
- Sitar, J (1955) - Development of tower karst of China and North Vietnam: U.S. Nat. Speleol. Soc. Bull. 754, 27:2, p.35-46.
- Simony, F. (1847) - Ueber die Spuren der vorgeschichtlichen Eiszeit im Salzkammergute: Bericht ueber die Mitt. der Freunde der Naturwissenschaften, Wien.
- Simony, F. (1886) - Ueber die Spuren der vorgeschichtlichen Eiszeit im Salzkammergute: Haidingers Berichte von Freunden der Naturw. I, 243p., Wien.
- Skok, P. (1934) - Zum Balkanlatein 4: Ztschr. roman. Philol., p.54, Halle a. S.
- Sonntag, C.; E. Klitzsch; E.P. Lohnerl; E.M. El-Shazly; K.O. Muennich; Ch. Junghans; U. Thorweil; K. Weistroller, and I.M. Swailem (1979) - Paleoclimatic information from deuterium and oxygen-18 in carbon-14 dated North Saharian groundwaters: Groundwater formation in the past: Isotope Hydrology 1978 (Proc. Symp. Neuberberg, 1978), 2, p.569, Vienna.
- Sons, E. (1952/53) - Die Messung von Fliesszeiten in Wasserlaeuflin mit Hilfe von radioaktivem Stoffen: Wasserwirtschaft, 10, 1952/53.
- Spangler, E. (1951) - Die noerdlichen Kalkalpen in F.X. Schafner, Geologie von Oesterreich, Wien.
- Stringfield, V.T.; and H.E. LeGrand (1969) - Hydrology of Carbonate Rock Terranes: Journal Hydrology, 8, 3/4, p.350-410, Amsterdam.
- Sulzer, J.G. (1746) - Untersuchung von dem Ursprung der Berge und anderer damit verknuepft Dinge, 44p., Zuerich.
- Sweeting, M.M. (1955) - The Landforms of North West County Clare, Ireland: Trans. and Papers Inst. Brit. Geogr., Publ. 21, p.33-49.
- Sweeting, M.M. (1958) - The karstlands of Jamaica Geogr. J. 124, p.184-199.
- Sweeting, M.M.; and Gerstenhauer, A. (1960) - Zur Frage der absoluten Geschwindigkeit der Kalkkorrosion: Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. Bd. 2, Berlin.
- Sweeting, M.M. (1968) - The University of Edinburgh British Honduras-Yucatan Expedition, Section 1 (Karst morphology): Geogr. J. 134, p.49-54.
- Sweeting, M.M. (1972) - Karst Landforms, Macmillan, 362p.
- Sweeting, M.M. (1972) - The Karst of Great Britain in Karst. Important Karst Areas of the Northern Hemisphere; M. Herak; and V.T. Stringfield, editors, Amsterdam-London New York, Elsevier.
- Schlaubeberger, P. (1929) - Geologische und hydrologische Verhaeltnisse zwischen der Donauversickerung und der Aachquelle: Mitt. Bad. Geol. Landesanst. X, 2, p.561-638.
- Schneifel, Th. (1912) - Karstgebiete und ihre Wasserkraefte, Wien - Leipzig.
- Scheuchzer, J.J. (1746) - Naturgeschichte des Schweizerrandes: Ing. J.G. Sulzer, Zuerich.
- Schmidl, A. (1854) - Zur Hoehlenkunde des Karstes: Die Groetten und Hoehlen von Adulsberg, Lueg Parina and Lass: VIII, Braumuller, 316p., Wien.
- Schnitzer, W.A. (1965) - Die Markierung unterirdischer Wasserwege mit Hilfe von Alkylbenzolsulfonaten (Detergentien): Geol. Bl. NO-Bayern, 15, p.50-56.
- Schnitzer, W.A.; and W. Wagner (1967) - Markierungsversuche mit Geruchsstoffen in der Karsthydrologie: Geol. B. NO-Bayern, 17, p.179-194, Erlangen.
- Schnitzer, W.A.; and W. Wagner (1969) - Welche Anforderungen muessen Geruchsstoffe fuer Karstwassermarkierungen erfullen?: Von Wasser, 35, Verlag Chemie Weinheim/Bergstr., p.227-236.
- Schotterer, U.; A. Wildberger, U. Siegenthaler, W. Nabholz; and H. Oeschger (1978) - Isotope study in the alpine karst region of Fawil, Switzerland: Isotope Hydrology 1978, V.I, Proceedings of a Symposium Neuberberg, 1978, p.351-365, Vienna.

- Schotterer, U.; and I. Mueller (1982) - Estimation of groundwater reserves of a karstic aquifer: Bull. Centre d'Hydrogeologie (Neuchatel) 4, p.213.
- Schulze, E. (1962) - Neutronenaktivierung als analytisches Hilfsmittel: Die chemische Analyse, 50, Stuttgart.
- Stahl, W.; H. Aust; A. Dounas (1974) - Origin of artesian and thermal waters determined by oxygen, hydrogen and carbon isotope analyses of water samples from the Sperkios Valley, Greece: Isotope Techniques in Groundwater Hydrology 1974, Proceedings of a Symposium Vienna, 1974, V.I, p.317-338, Vienna.
- Stearm, H.T. (1961) - Eustatic shorelines on Pacific Islands, p.1-16.
- Steinberg, F.A. (1758) - Gruendliche Nachricht von dem in den Inner-Krain gelegenen Zirknitzer See: A.E. Reichhardt, p.1-235, Ljodjiana.
- Steinberg, F.A. von (1761) - Gruendliche Nachricht von dem in Inner-Crain Liegenden Zirknitzer See, 235p., Graz.
- Strabo Geographia: Transl. Karl Kaercher (1829-32) - V.I-IX, 817p., Stuttgart.
- Strabo Geographica, Graece cum versione reficta: Cura C. Mueller et F. Dusbner (1853) - 1044p., Paris (Firmin Didot).
- Stringfield, V.T.; and H.E. LeGrand (1969) - Relation of sea water to fresh water in carbonate rocks in coastal areas with special references to Florida, U.S.A. and Cephalonia, Greece: Journal of Hydrology 9, Amsterdam.
- Tabula Peutingeriana, Codex Vindobonensis 324, Vollstaendige Faksimile-Ausgabe im Originalformat, Akademische Druck- und Verlagsanstalt Graz, Austria, 1976.
- Terzaghi, K. (1912/13) - Beitrag zur Hydrographie und Morphologie des Kroatischen Karstes: Mitt. aus dem Jahrb. kg. ung. Geol. Reichsanst., 20.
- Thrallkill, J.V. (1964) - Preliminary geological report, Rio Camuy area: Report, Rio Camuy Expedition to Puerto Rico 1964, p.8-23.
- Tietze, E. (1873) - Geologische Darstellung der Gegend zwischen Carlstadt in Croatien und dem noerdlichen Theil des Canals der Moracca (mit besonderer Ruecksicht auf die hydrographischen Verhaeltnisse jener Gegend und die Karstbildung im Allgemeinen): Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., 23, p.27-70, Wien.
- Tietze, E. (1880) - Zur Geologie der Karsterscheinungen: Jb. k.k. geol. Reichsanst. 30, p.729-756, Wien.
- Tietze, E. (1880) - Ueber das Gebirgsland suedlich Glina in Croatien: Jahrbuch k.k. Geol. Reichsanst., 22, p.253-298, Wien.
- Timeus, G. (1912) - Il lito e la radioattivita quali mezzi d'indagine sull'idrologia sotterranea, L'origine del fiume Timavo: Atti Soc. ital. per. il Progr. d. Sc. V., Roma.
- Tjja, H.D.; Shoji Fujii; and Kunihiko Kigoshi (1977) - Changes of sea level in the southern China Sea areas during Quaternary times, reprint, p.11-32.
- Tolson, J.S.; and F.L. Doyle, editors. (1977) - Karst Hydrogeology, IAH Mem. XII, UAH Press, 578, Huntsville, Alabama, U.S.A.

- Toussaint, B. (1971) - Hydrogeologie und Karstsynthese des Tennengebirges (Salzburger Kalkalpen): Steir. Beitr. z. Hydrogeol., 23, p.5-115, Graz.
- Trimmel, H. (1968) - Hoehlenkunde: Vieweg & Sohn, 300p., Braunschweig.
- Trimmel, H. (1954-1971) - Internationale Bibliographie fuer Spelaeologie: Wissenschaftl. Beihefte zur Zeitschrift "Die Hoehle", Wien.
- Turner, T.D. (1958) - Stream Tracing: Bull. Mid-Appalachian Region, Nat. Spel. Soc. News, 21, p.136-142.
- Valvasor, J.W. (1688) - An extract of a letter written to the Royal Society out of Carniola, being a full and accurate description of the wonderful Lake of Zirnitz in that country: Philos. Trans., V.16 (1686-1687), p.411-426, London.
- Valvasor, J.W. (1689) - Die Ehre dess Herzogthums Crain, 4 Bde, Laybach.
- Vaumes, E. de (1968) - Phenomenes karstiques en Mediterranee Orientale in P. Fenelon, editor, Phenomenes karstiques, Memoires et documents, V-4, Centre National de la Recherche Scientifique, p.195-280, Paris (with references).
- Versey, H.R. (1959) - The hydrological character of the White Limestone formation of Jamaica: Trans. 2nd Caribbean Congr., p.59-68, Kingston.
- Verstappen, H.Th. (1960) - Some observations on karst development in the Malay Archipelago: J. Trop. Geogr. 14, p.1-10.
- Verstappen, H.T.L. (1964) - Karst morphology of the Star Mountains (central New Guinea) and its relation to lithology and climate: Z. Geomorph. 8:1, p.40-49.
- Virel, J. (1834) - Observations faites en Franche-Comte sur les cavernes et la theorie de leurs formation: Bull. Soc. Geol. France, 6, p.148-163.
- Voelker, R. (1973) - The development of gypsum-caves: 6th Int. Congr. Speleol., Abstr. 90, Olomouc, CSSR.
- Vornatscher, J. (1962) - Einige Bemerkungen zur Sporentrift: Die Hoehle, 13:14, Wien.
- Voss, F. (1970) - Typische Oberflaechenformen des tropischen Kugelkarstes auf den Philippinen: Geogr. Z., p.214-227, Wiesbaden 59:3.
- Waagen, L. (1910) - Die unterirdische Erwaesserung im Karst: Geogr. Zeitschr. 16, Berlin.
- Waagen, L. (1911) - Grundwasser im Karst: Mitt. Geogr. Ges. Wien 54, Wien.
- Wendt I.; W. Stahl; M. Geyh; and F. Fauth (1967) - Model experiments for <sup>14</sup>C water-age determination: Isotopes in Hydrology, Proceedings of a Symposium, Vienna 1966, p.321-336, Vienna.
- Wessely, K. (1877) - Das Karstgebiet Militaerkroatiens und die Karstfrage, 366p., Agram.
- White, W.B. (1967) - Modifications of Fluorescein Dye Groundwater Tracing Techniques: Proceedings Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 18:19, p.151-158, s. ref. p.156-157, Graz.
- Wiebel, K.W.M. (1874) - Die Insel Kephallonia und die Meermaehlen von Argostoli, Hamburg.
- Wildberger, A.; H. Badoux; and W. Nabholz (1978) - Zur Karst Hydrogeologie im Gebiet des Rawil-Passes (Berner Oberland und Wallis): Eclogae Geologicae Helvetiae, 71/2.

- Wilford, G.E.; and J.R.D. Wall (1965) - Karst topography in Sarawak: *J. Trop. Geogr.* 21, p.44-70.
- Wilford, G.E.; and J.R.D. Wall (1966) - Two small-scale solution features of limestone outcrops in Sarawak, Malaysia: *Z. Geomorph., N.F.*, 10, p.90-94.
- Witthamy, H. (1958) - *Klimamorphologie der Massengesteine*: Georg Westermann, Braunschweig.
- Williams, P.W. (1963) - An initial estimate of the speed of limestone solution in County Clare: *Irish Geogr.* 4:6, p.432-444 (See also ref. 456).
- Williams, P.W. (1970) - Limestone morphology in Ireland: in *Irish Geographical Studies*, N. Stephens, and R.E. Glasscock, editors, Queens' University, Dept. of Geography, p.105-124, Belfast.
- Williams, P.W. (1971) - Illustrating Morphometric analyses of karst with examples from New Guinea: *Z. Geomorph.* 15:1, p.40-81.
- Williamson, G.A. (1959) - *Josephus Flavius, The Jewish War* (Translation), Jerusalem.
- Witvonseder, K. (1934/38) - Eine Theorie der Tropfsteinbildung aus dem 17. Jahrhundert: *Spek. Jb.* 1517, p.43-48.
- Wissmann, H. von (1954) - Der Karst der humiden heissen und sommerheissen Gebiete Ost-Asiens, *Erdkunde* 8, p.122-130.
- Wissmann, H. von (1957) - Karsterscheinungen in Hadramaut in *Geomorphologische Studien* by F. Machatschek, p.259-268: *Petermanns Geogr. Mitt., Erg.* 262.
- Wittstein, G.C. (1880) - *Die Naturgeschichte de Gajus Plinius Secundus*, V.1, Leipzig.
- Woldstedt, P. (1958-1965) - *Das Eiszeitalter*, V.2-3, Enke, Stuttgart.
- Yevjevich V., editor, (1976) - Karsthydrology and water resources, Proceedings of the U.S. Yugoslavian Symposium, Dubrovnik, June 2-7, 1975, 2 vols., Water Resources Publications, Fort Collins, U.S.A.
- Zhukov, M.M. (1963) - "Thermokarst" in the Southern Part of the Ukraine and the Black Storms of 1960, *Earth Research, Collected Articles of the Moscow Society of Naturalists*, N.S.VI, Moscow (Russian with English Summaries).
- Zoell, J. (1957) - Der Einzugsbereich von Quellen im Karstgebirge: *Oesterr. Wasserwirtschaft*, 9:4, p.77-86, Wien.
- Zoell, J. (1957) - Neue Ergebnisse der Karsthydrologie: *Erdkunde*, 9:2, p.107-117, Bonn.
- Zoell, J. (1957) - Hydrologische Untersuchungen im oestlichen Dachsteingebiet: *Mitt. Naturwiss. Verein f. Steiermark*, 87, p.182-205, Graz.
- Zoell, J. (1961) - Die Hydrographie des nordostalpinen Karstes: *Steir. Beitr. z. Hydrogeol.* 1960/61, 2, 182p., Graz.
- Zoell, J. (1967) - Entwicklung und Anwendung der Sporentrilt: *Steir. Beitr. z. Hydrogeol.* 18/19, p. 235-239, Graz.
- Zoell, J. (1973) - Bemerkungen zum Poljenproblem: *Geogr. Zeitschrift, Beihefte*, Wiesbaden.
- Zoell, J. (1974) - *Karsthydrogeologie*: Springer Wien New York, 291p.

- Zoer, H.; and J. Zoell, (1974) - Die Bedeutung von Isotopenmessungen im Rahmen kombinierter Karstwasseruntersuchungen, dargestellt an einem Beispiel aus dem Mittelsteinschen Oesterr. Wasserwirtschaft, 26, p.62-70, Wien.
- Zotter, H. (1963) - Stream Tracing Techniques and Results: Pocahontas and Greenbier Counties, West Virginia: *Nat. Spel. Soc. News*, 21, p.136-142.
- Zotter, H. (1965) - Stream Tracing Techniques and Results: Pocahontas and Greenbier Counties, West Virginia, Part II: *Nat. Spel. Soc. News*, 23, p.169-177.
- Zuppi, G.M.; J.Ch. Fontes; and R. Letolle (1974) - Isotopes du milieu et circulations d'eaux souterraines dans le Latium: *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology* (Proc. Symp. Vienna, 1973), V.1, p.341, Vienna.

FIGURES



Figure 1

Reindeer. Prehistoric drawing (Magdalenian) in the Font de Gaume cave, ESE of the town of Eyzies, Dordogne, western France. The drawing is scratched into the rock and shaded with red clay and charcoal. From F. Eppel, 1963, p.14 (see also color picture and precise description in H. Kuehn, 1952, p.33).

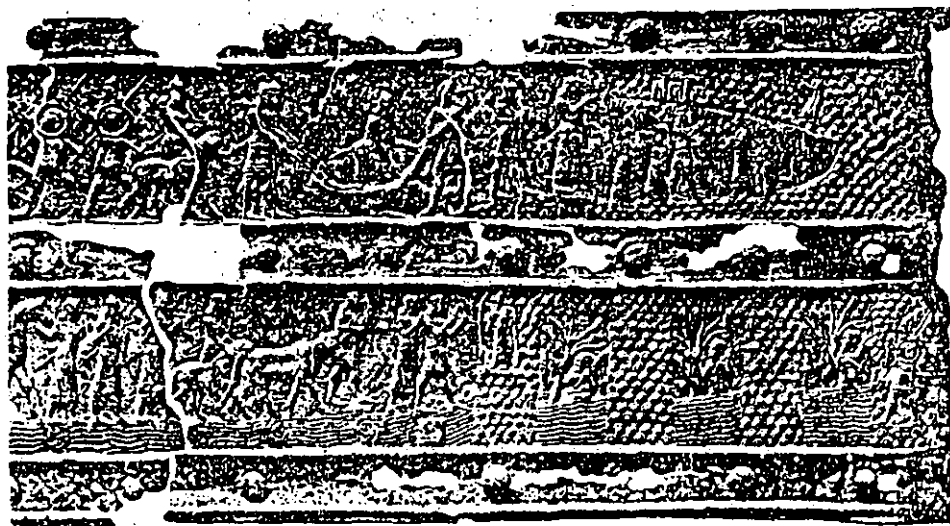


Figure 2

In 825 BC, Assyrian soldiers with their King Saimanassar III explore the water cave of the Tigris near LATE and the overhanging large cave with stalactites. Shown on bronze strips decorating a doorway of the palace of Saimanassar III, 825-825 BC.

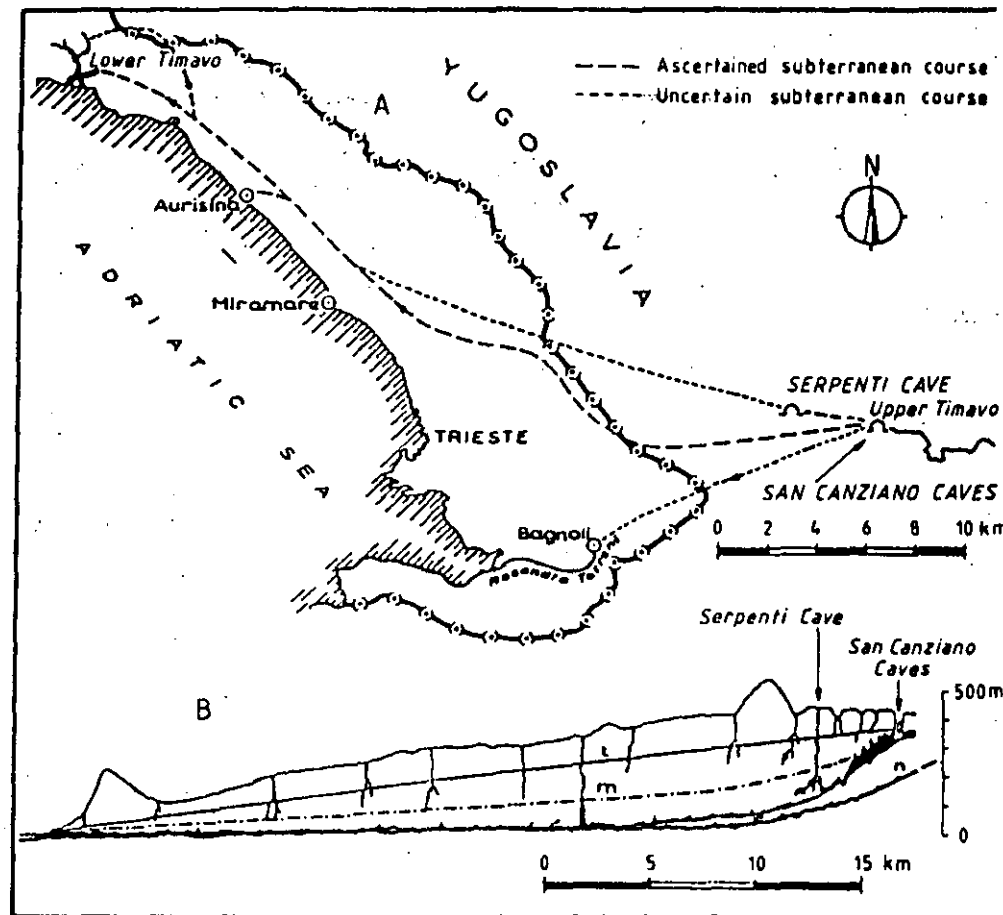


Figure 3

The River Reka (known in antiquity and in modern Italy as the "Upper Timavo"), its entrance into the Skozijanska jama (San Canziano caves) and the springs of aurisina and Lower Timavo north of Trieste (from S. Belloni et al, 1972, p.119). A = map; B = profile; t = theoretical hydrostatic level during high water; m = average maximum; n = minimum hydrostatic level.



Figure 4

View from the Majoric cave (upstream from the main Skozljanska jama) toward the entrance of the River Reka into the cave system (photograph: P. Habic).

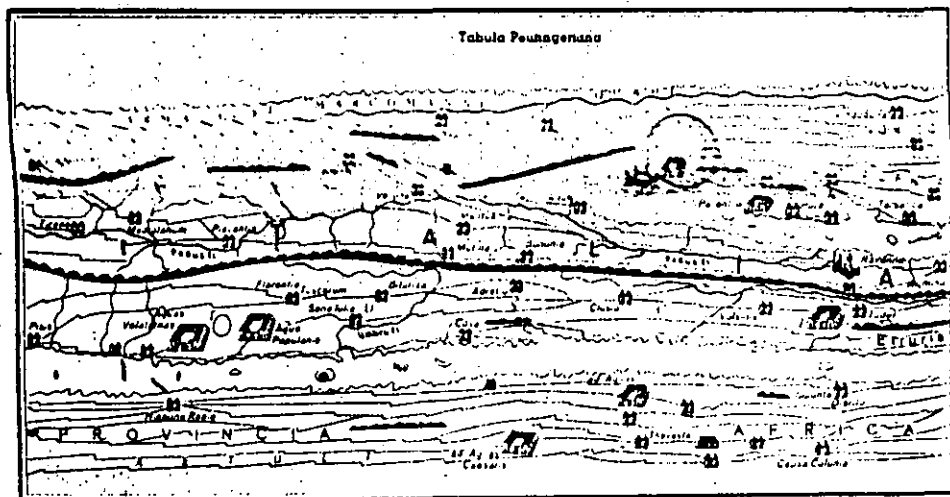


Figure 5

Section of the Tabula Peutingeriana with the Timavo springs (Fonte Timavi, indicated with a circle) From I. Miller, 1962.

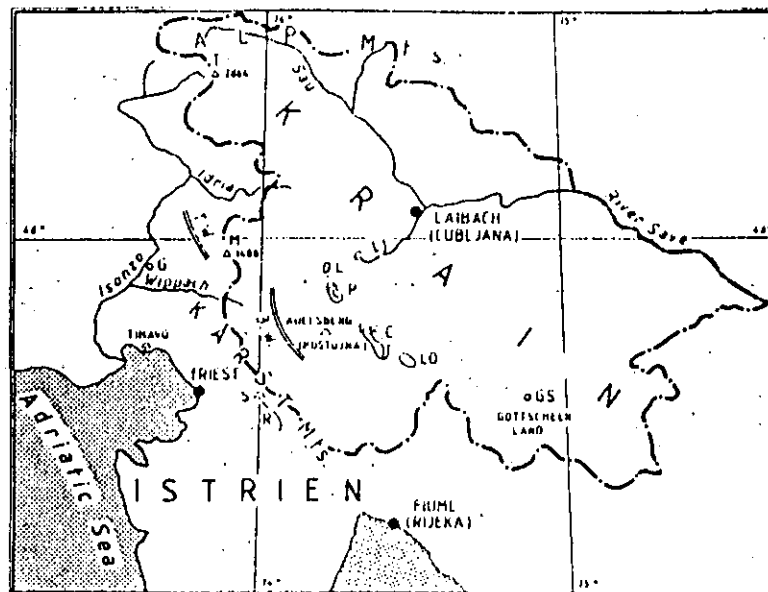


Figure 6

Sketch of the Duchy of Kranj in the 19th century, simplified after the "Kranj Kuestenland" map ("Coastal Kranj" in Meyers Konversationslexikon, vol. 10, p.618-619, Leipzig/Vienna, 1896. Since 1918 this area has in its entirety belonged to NW Yugoslavia. Polje names: Lo = Loz polje, C = Zirknitz (Cerknisko) polje, P = Planina polje (Planinska P.), I = Logasko polje, T = Turnowan Forest, BW = Birnbaum Forest, G = Goetz (Gorizia), S = St. Karizian (Skozljanska jama, or San Canziano caves), R = Reka River (lt. Upper Timavo), GS = Goetschue

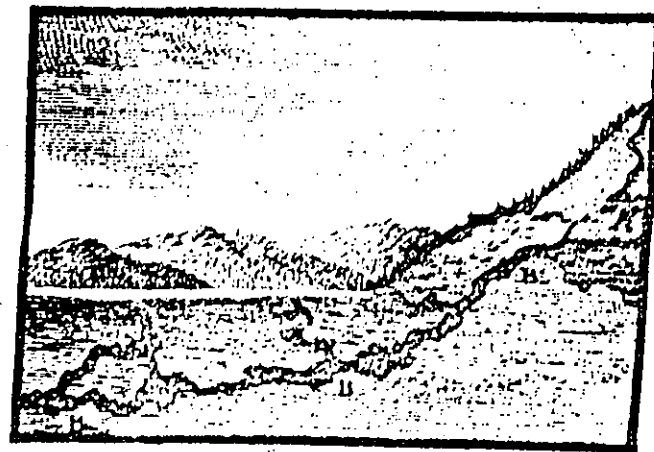


Figure 7

"Durchschnitt des Gebirges, um das An- und Abfließen des Zirknitzer See zu erklären" (T. Gruber, 1781, p.131) ("Profile through the mountains to explain the flooding and drainage of the Zirknitz Lake"). This picture comes close to modern standards in accordance with the "progress in the natural sciences in the last few years in Austria" (Ludwig von Born in the preface to R. Gruber, 1781, p.2). Protopretergeometrie, university library Graz, 1972

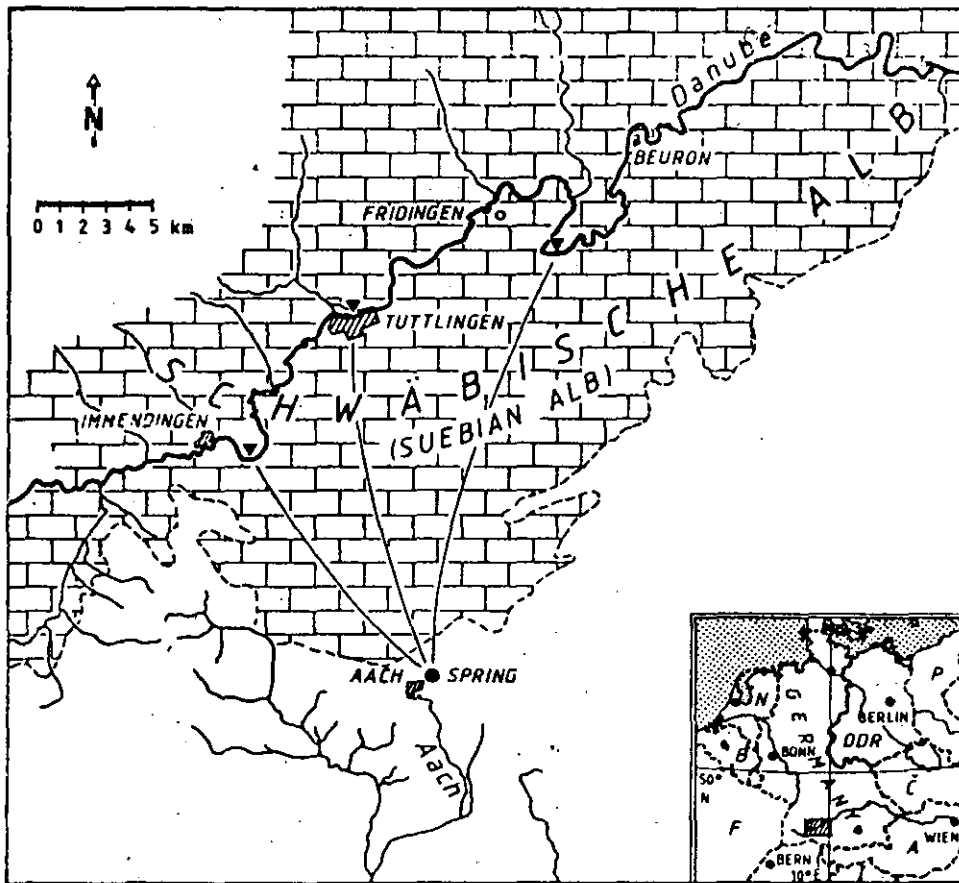


Figure 8

The Danube crossing the karst of the Swabian Alb. Due to water losses between Immendingen and Beuron, the river bed is dry after long periods of drought. The water reappears in the Asch spring, a tributary of the Rhine.

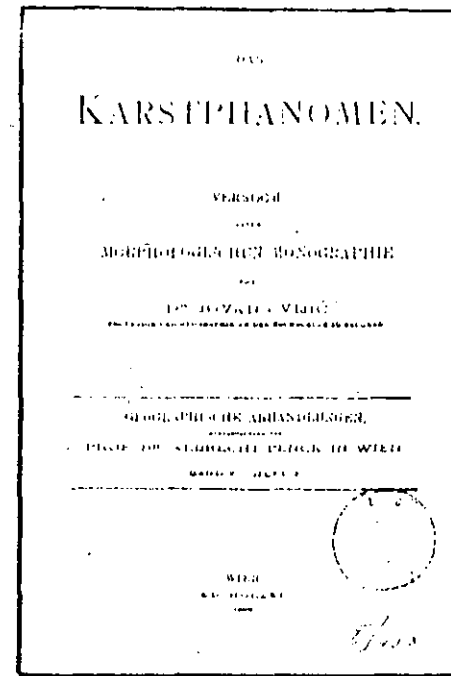


Figure 9

Title page of the first monograph on the subject of karst by J. Cvijic.

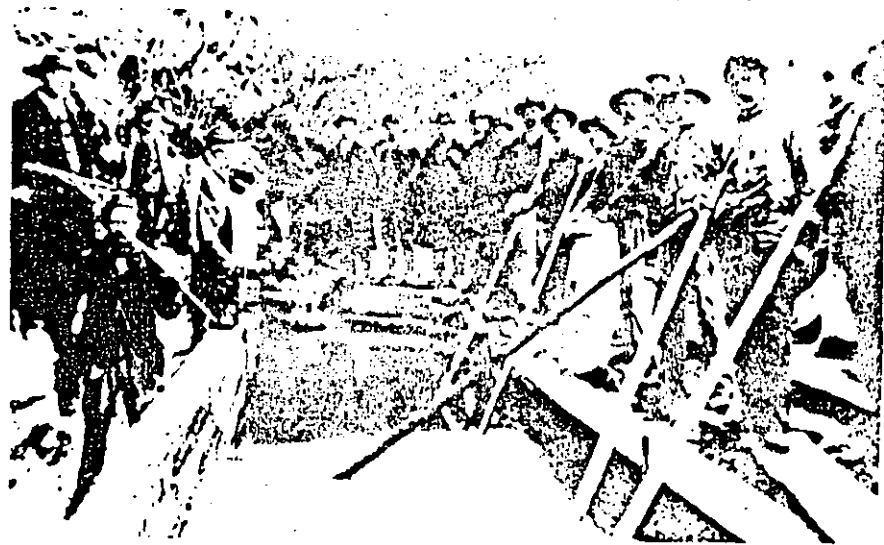
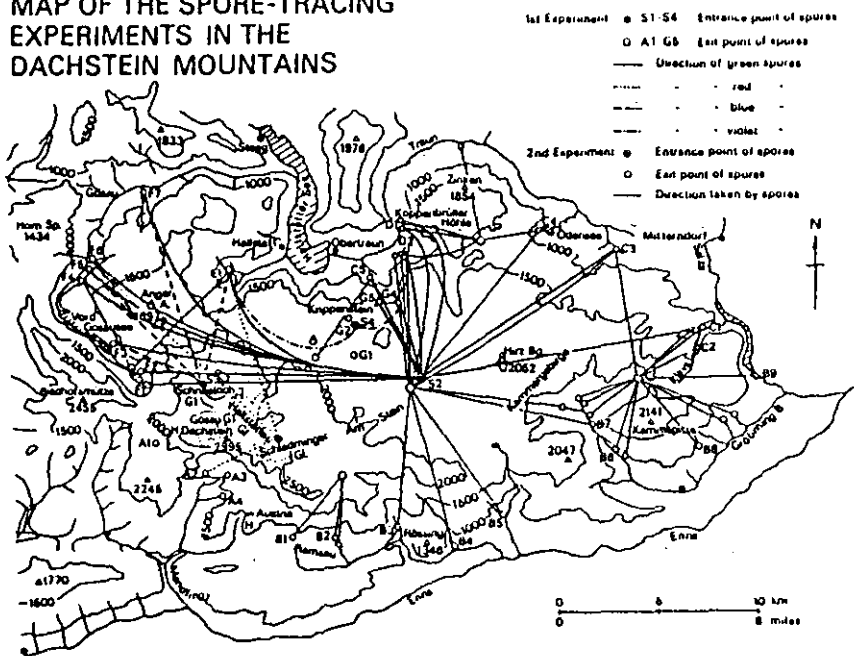


Figure 10

Solution of salt (sodium chloride) for injection into a sinkhole in the Danube below Fridingen on November 11, 1968. Photographed by author. Copy of Fig. 3 from W. Kaestli, 1969, p.226



**MAP OF THE SPORE-TRACING  
EXPERIMENTS IN THE  
DACHSTEIN MOUNTAINS**



**Figure 11**

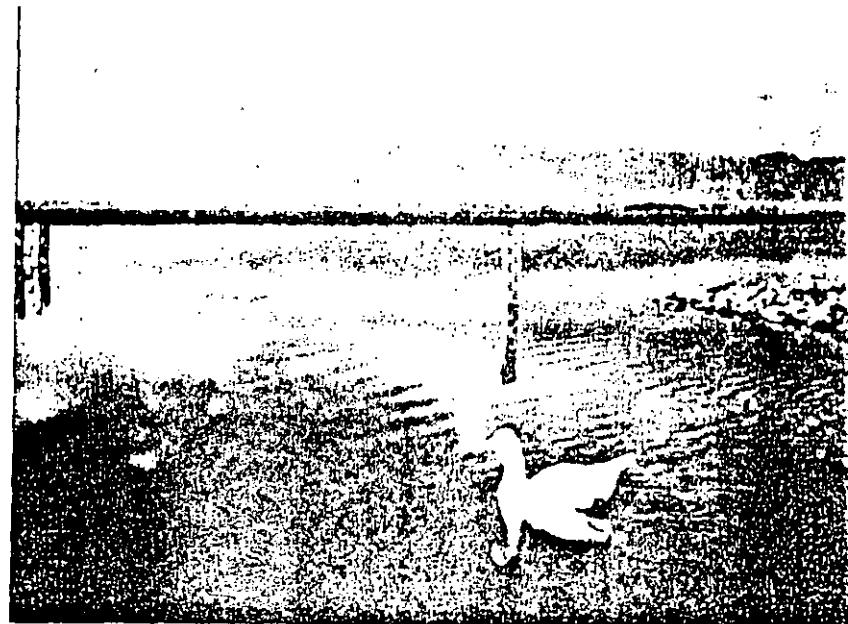
Results of the first karst water tracing with dyed lycopodium spores in the Dachstein massif, Northern Limestone Alps, Austria, 1957.



**Figure 12**

First landforms:

12 a) Plateau of the karst massif of the Tennengebirge (average altitude 2,400 m a.s.l.), Northern Limestone Alps, Austria. Photograph: B. Toussaint, 1971).



12 b) Flooded area of the Trnavaško polje in the Dinaric Karst. The "Dinara" is in the background. Photograph: J.G. Zoell, 1961.



12 c) Tower karst in Guilin, China. Photograph: J.G. Zoell, 1983.



12 d) Fossil karst in arid tropics. Desert of the As Summan plateau, Saudi Arabia.  
Photograph: J.G. Zoetti, 1986.



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

*CURSOS ABIERTOS*

*IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION  
DE ACUIFEROS*

*17 DE AGOSTO AL 11 DE SEPTIEMBRE DE 1992*

*MODELOS DE ACUIFEROS*

*ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN*

*PALACIO DE MINERIA*

Palacio de Minería Calle de Tacuba 5 Primer piso Deleg. Cuauhtémoc 06000 México, D.F. Tel.: 521-40-20 Apdo. Postal M-2285

## MODELOS DE ACUIFEROS.

Ing. Rubén Cravez G.

### I. INTRODUCCION.

Cuando se analiza el diseño o el manejo adecuado de un sistema, es muy útil disponer de un modelo que permita relacionar causas y efectos, por medio de una o varias ecuaciones que describan el comportamiento del sistema. Así, por ejemplo, tratándose del diseño y operación de una red de abastecimiento de agua, es de gran utilidad contar con un modelo de la red de tuberías para definir cuál sería la distribución de caudales y presiones a lo largo de la misma, dadas la distribución y magnitud del caudal de alimentación y las características geométricas de la red.

En el caso de un sistema geohidrológico, las causas son las excitaciones o que afecta sométido al acuífero (recargas y descargas); los efectos son las fluctuaciones resultantes de los niveles del agua subterránea, que a su vez originan diversos efectos colaterales. Para planear el aprovechamiento óptimo de un acuífero, es necesario predecir los efectos probables que serían inducidos por varias alternativas de explotación, con el objeto de seleccionar la más conveniente. Mediante un modelo se puede contemplar los aspectos hidrodinámicos, aunque modelos más complejos permiten considerar también los aspectos hidrogeológicos, económicos y de calidad del agua.

Las técnicas de simulación proporcionan bases para dar contestación a diversas interrogantes de gran importancia práctica, tales como: ¿Cuál sería la vida útil de un acuífero sometido a cierto régimen de sobreexplotación? ¿Qué magnitud y distribución debe tener el bombeo para no afectar una descarga natural o para no rebasar ciertos abatimientos permisibles? ¿Cómo sería afectada la calidad natural del agua subterránea bajo la influencia de un régimen de explotación o recarga dada?...

### II. ECUACIONES BÁSICAS.

La ecuación diferencial que describe el flujo bidimensional en régimen transitorio, en un acuífero confinado, heterogéneo e isotrópico, es:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( T_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( T_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1)$$

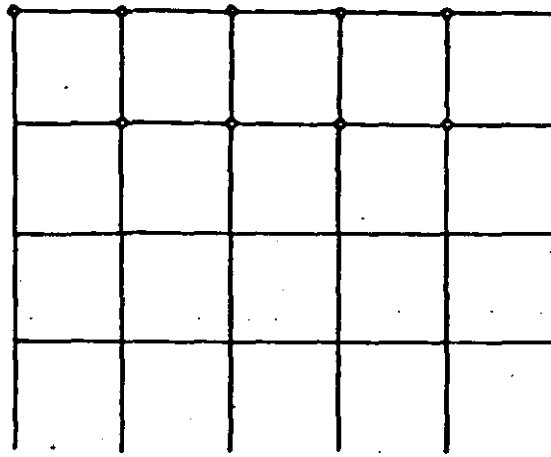
en la cual: T y S son los coeficientes de transmisividad y de almacenamiento, respectivamente; x e y, las coordenadas cartesianas; h, la carga hidráulica; t, el tiempo, y QIN, el caudal neto de alimentación.

Dado que la ecuación (1) no tiene una solución general exacta, tiene que resolverse aplicando métodos numéricos, de los cuales el más usual es el llamado de "Diferencias Finitas". Para la aplicación de este método, primero se transforma el medio hidráulicamente continuo en un medio discreto, dividiendo el área modelada en un conjunto de celdas o elementos por medio de una malla, siendo cada uno de ellos representativo de una porción de acuífero. Seguidamente, se aplica la ecuación (1) a cada celda, considerando también al tiempo como una variable discreta; por último, partiendo de una condición inicial y tomando en cuenta las condiciones de frontera particulares, se resuelve el conjunto resultante de ecuaciones.

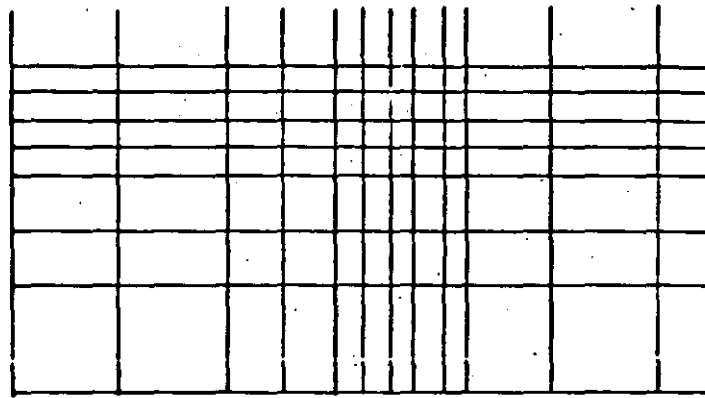
Para discretizar el medio se utilizan mallas regulares e irregulares, como las mostradas en la figura No. 1. Las primeras están compuestas por elementos de tamaño y forma iguales (cuadrados, rectángulos o polígonos), son ventajosas en cuanto a su facilidad de trazo y a la programación de los algoritmos empleados para procesar el modelo, y permiten, además, la aplicación de métodos de solución más eficientes del sistema de ecuaciones de diferencias finitas. Su desventaja principal estriba en que es obligado el manejo de un número mayor de elementos, muchos de ellos innecesarios, con lo cual aumenta notablemente el tiempo y costo de preparación y procesamiento de datos, así como la capacidad de memoria requerida.

Las mallas irregulares, por su parte, constan de elementos de geometría variable. Su principal ventaja consiste en que el tamaño de los elementos puede variarse, afinándola en las áreas de mayor interés o más conocidas del acuífero; de esta manera, se reduce el número de celdas y, con ello, el tiempo de procesamiento y la capacidad de memoria requerida. En particular, la malla poligonal irregular presenta dos desventajas: su trazo es más laborioso y no permite la aplicación de los más eficientes métodos algebraicos de solución del sistema de ecuaciones.

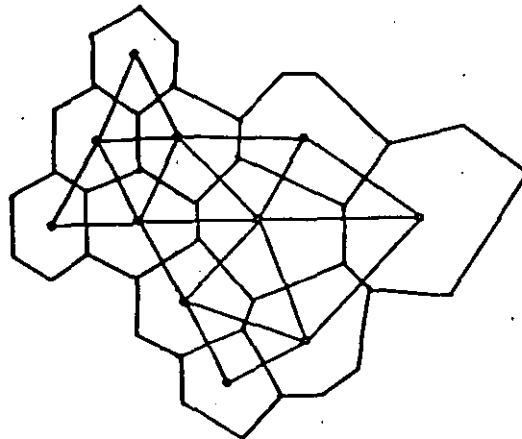
En cada caso particular las características de la malla se seleccionan conforme a las dimensiones del acuífero modelado y a los fines de la simulación, recordando que el modelo discreto debe ser razonablemente representativo del sistema continuo. Ocasionalmente, se utiliza una malla de gran tamaño en una primera etapa de la simulación, y con base en los resultados de este modelo burdo se forma después un segundo modelo detallado.



(a)

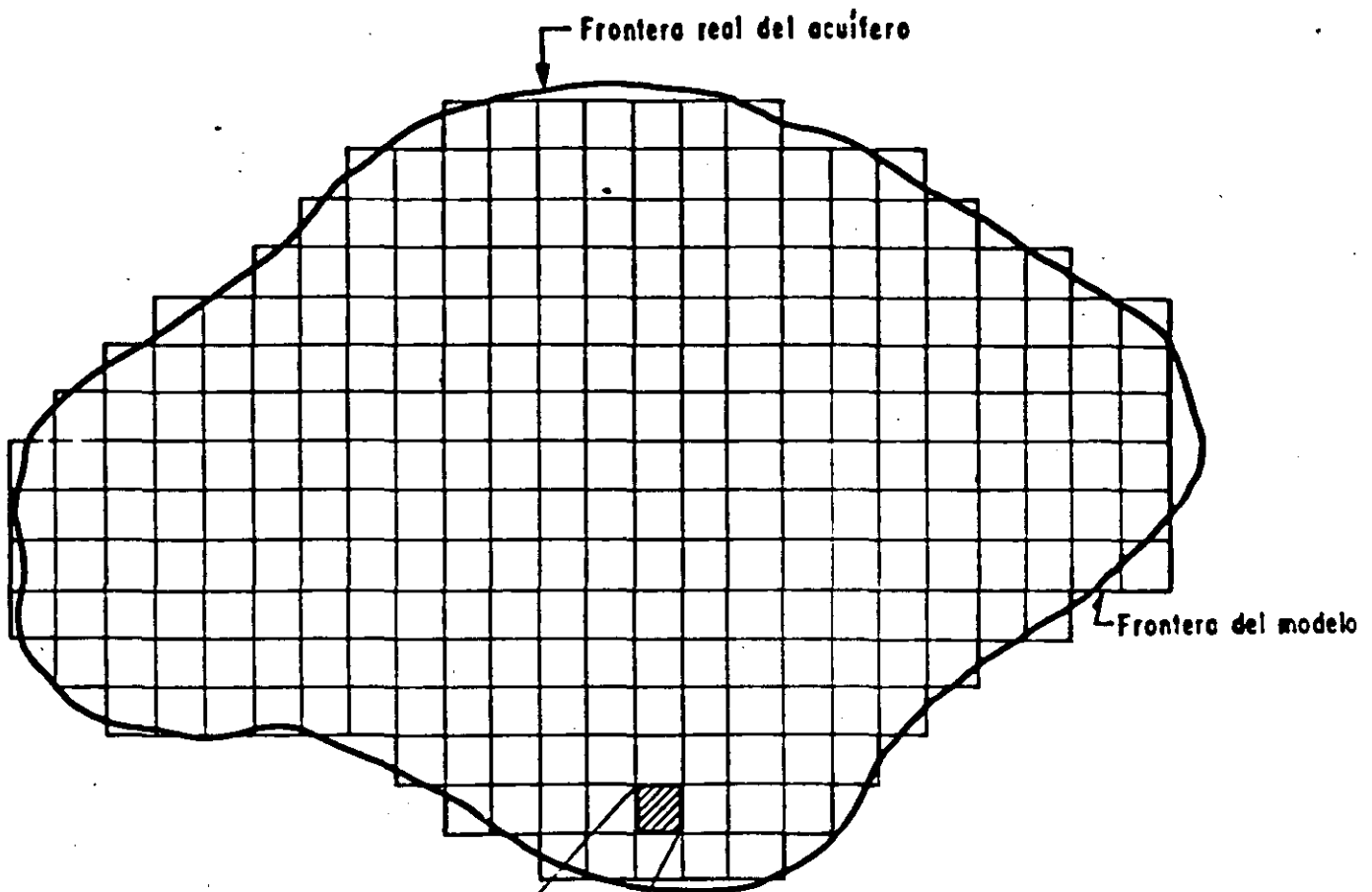


(b)

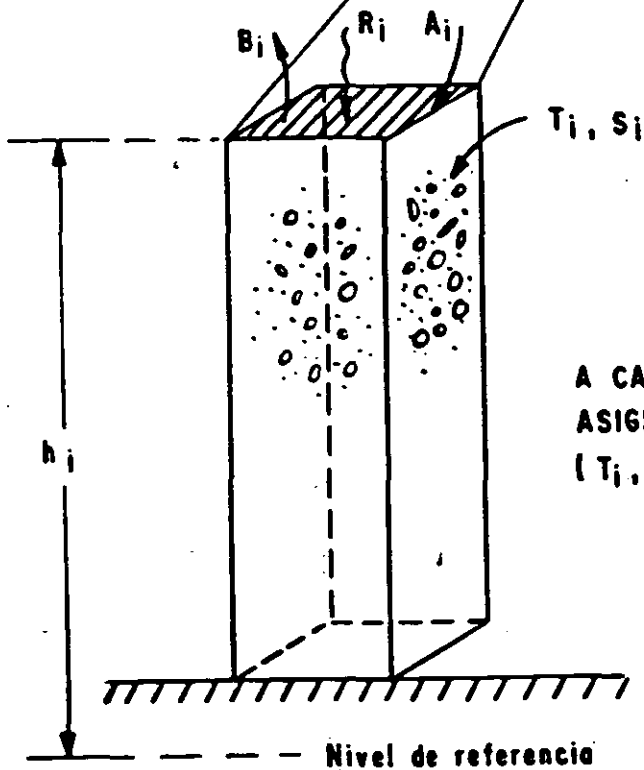


(c)

DIFERENTES TIPOS DE MALLA UTILIZADOS PARA DISCRETIZAR EL AREA MODELADA: (a)- CUADRANGULAR; (b)- RECTANGULAR; (c)- POLIGONAL.



EL ACUIFERO A SIMULAR SE DIVIDE EN ELEMENTOS DE AREA



A CADA ELEMENTO DE ACUIFERO SE LE ASIGNAN CARACTERISTICAS HIDRAULICAS ( $T_i, S_i$ ), RECARGA ( $R_i$ ) Y DESCARGA ( $B_i$ )

Dos enfoques diferentes se pueden seguir para derivar las ecuaciones de diferencias finitas: el enfoque hidraulico, basado en la aplicación de la ley de Darcy y del Principio de Conservación de la Masa; y el enfoque matemático convencional, que consiste en sustituir las derivadas de la ecuación (1) por sus aproximaciones en términos de diferencias finitas, deducidas a partir de un desarrollo en serie de Taylor. Aunque esencialmente ambos enfoques llevan a ecuaciones semejantes, el primero de ellos es mucho más objetivo.

Considérense un conjunto de celdas de una malla cualquiera - para mayor generalidad se ilustra el desarrollo siguiente con una malla poligonal -, como el ilustrado en la figura No. 2. La celda "i" está hidraulicamente interconectada con las adyacentes, aportándoles o recibiendo de ellas los caudales  $Q_{ij}$ , a través de las superficies perimetrales que las conectan, con fines explicativos se indican en la figura direcciones de flujo arbitrariamente asignadas. Además, la celda en cuestión recibe una recarga vertical  $Q_{in_i}$  y pierde un caudal  $Q_{ex_i}$  representativo de la descarga artificial y/o natural.

La ecuación de continuidad, que expresa el equilibrio hidrodinámico de la celda, es:

$$\sum_{j=1}^n Q_{ij} + Q_{in_i} - Q_{ex_i} = Q_{a_i} \quad (2)$$

siendo  $Q_{a_i}$  la rapidez del cambio de almacenamiento, y "n" el número de nudos adyacentes.

En el cálculo de los caudales que la celda considerada intercambia con las adyacentes, se supone flujo horizontal, uniformemente distribuido en el espesor saturado y en las direcciones normales a la superficie perimetral de la celda; así, por ejemplo, cuando se utiliza una malla de cuadrados o de rectángulos, el modelo simplifica el esquema de flujo considerando exclusivamente dos direcciones de circulación. Con esta simplificación se introduce un error análogo al error de truncación que se comete al aplicar el enfoque matemático.

De acuerdo con la Ley de Darcy, el caudal  $Q_{ij}$  está dado por:

$$Q_{ij} = T_{ij} B_{ij} \frac{h_j - h_i}{L_{ij}} \quad (3a)$$



siendo:  $h_j$  y  $h_i$ , las cargas hidráulicas en los nudos "j" e "i", respectivamente;  $B_{ij}$ , el ancho de la sección de flujo normal a esos nudos;  $L_{ij}$ , la distancia entre ellos, y  $T_{ij}$ , la transmisividad de dicha sección.

Puesto que en el modelo se discretiza también el tiempo, subdividiéndolo en intervalos finitos, en el cálculo de los caudales  $Q_{ij}$  debe tomarse en cuenta la fluctuación de las cargas hidráulicas a lo largo del intervalo de tiempo considerado. Para esto, la práctica más común y sencilla consiste en aplicar la expresión (3a) como sigue:

$$Q_{ij} = T_{ij} B_{ij} \frac{h_j^* - h_i^*}{L_{ij}} \quad (3b)$$

en la cual  $h_j^*$  y  $h_i^*$  son las cargas hidráulicas promedio del intervalo de tiempo en los nudos j e i, respectivamente, esto es:

$$h_i^* = \frac{h_{i,1} - h_{i,0}}{\Delta t} \quad (4)$$

siendo  $h_{i,1}$  y  $h_{i,0}$  las cargas hidráulicas del nudo i al final y al inicio del intervalo. Con esta modificación se llega al llamado esquema implícito de las ecuaciones de diferencias finitas (esquema de Cranck-Nicholson), el cual es más representativo del comportamiento del acuífero y, además, desde el punto de vista algebraico, permite seleccionar con mayor flexibilidad el tamaño de la malla y la amplitud de los intervalos de tiempo.

Como siguiente paso, a cada celda se le asigna una transmisividad media, y la transmisividad  $T_{ij}$  de cada sección de flujo se calcula como un promedio de las transmisividades de los nudos asociados a ella. El promedio puede ser:

aritmético 
$$T_{ij} = \frac{T_i + T_j}{2} \quad (5a)$$

armónico 
$$T_{ij} = \frac{2 T_i T_j}{T_i + T_j} \quad (5b)$$

o geométrico 
$$T_{ij} = \sqrt{T_i T_j} \quad (5c)$$

Generalmente, el armónico es más adecuado para representar la influencia de cambios laterales fuertes de permeabilidad, como los que suelen encontrarse en las proximidades de las fronteras impermeables; con los otros dos promedios (el aritmético y el geométrico) la influencia

de la baja transmisividad de una de las celdas es atenuada, con lo cual las pérdidas de carga en esas áreas resulta subestimada.

Cuando se modelan acuíferos confinados la transmisividad es constante en el tiempo. En cambio, si se trata de acuíferos libres, el valor de esta característica depende del espesor saturado; por tanto, si este varía significativamente en el tiempo, dicho valor se corrige al final de cada lapso considerado.

Por último, el caudal  $Q_{Ai}$ , que representa la rapidez del cambio de almacenamiento de la celda "i", está dado por

$$Q_{Ai} = S_i A_i \frac{h_{i,1} - h_{i,0}}{\Delta t} \quad (6)$$

en que  $S_i$  es el coeficiente de almacenamiento de la celda "i";  $A_i$ , el área de la misma celda, y  $\Delta t$ , la amplitud del intervalo de tiempo. Substituyendo las expresiones (1b), (4), (5b) y (6) en (2), se tiene:

$$\sum_{j=1}^n T_{ij} B_{ij} \frac{h_j^* - h_i^*}{L_{ij}} + Q_{IN}_i - Q_{EX}_i = S_i A_i \frac{h_{i,1} - h_{i,0}}{\Delta t} \quad (7)$$

que es la expresión en términos de diferencias finitas de la ecuación diferencial (1) aplicada a la celda "i".

Puesto que hay una ecuación de la misma forma para cada celda, el modelo matemático queda reducido a un sistema de ecuaciones simultáneas, cuyas incógnitas son los valores de las cargas hidráulicas en los nudos al final del intervalo de tiempo ( $h_{i,1}$ ), conocidos sus valores al inicio del mismo intervalo.

### III. METODO NUMERICO DE SOLUCION.

La solución de un sistema de ecuaciones simultáneas es uno de los problemas clásicos del álgebra, por lo mismo, se han desarrollado varios métodos para resolverlo, consistentes en procedimientos sistemáticos de cálculo (algoritmos), de aplicación sencilla aunque laboriosa. En el caso de los modelos matemáticos de acuíferos, la principal dificultad estriba en las dimensiones de los sistemas resultantes, pues a menudo se tienen que manejar cientos de ecuaciones simultáneas. Obviamente, esto solo es posible con el auxilio de las computadoras electrónicas.

Tales métodos de resolución son de dos tipos: los directos o exactos y los iterativos o aproximados. Los primeros, como el de Gauss y el de Jordan, consisten en el manejo de las matrices de coeficientes y de términos independientes del sistema, para eliminar incógnitas, por ejemplo, mediante la triangulación o la diagonalización de aquella; conseguido esto, los valores de las incógnitas se despejan fácilmente.

Los métodos iterativos parten de valores supuestos de las incógnitas, y mediante iteraciones sucesivas se van aproximando a los valores reales (convergencia); son aproximados porque el cálculo se suspende cuando los errores de solución quedan dentro de una tolerancia, cuyo valor se fija en cada caso dependiendo de la precisión requerida.

Cuando los sistemas son de gran tamaño (más de unas 50 ecuaciones), casi todos los métodos directos son poco eficientes y presentan problemas de estabilidad y convergencia. Debido a esto, lo usual dentro del campo de la modelación de acuíferos, es que se apliquen los métodos iterativos de Gauss-Seidel, el de dirección alternante y los de sobre-relajación, más rápidos e incondicionalmente estables y convergentes.

#### CALIBRACION DEL MODELO.

Una vez trazada la malla y asignados sus datos básicos a cada celda, se procede a la validación o calibración del modelo.

Cabe aclarar que aun descartando errores de medición o de interpretación, dichos datos no son necesariamente representativos del acuífero, tal como este es considerado en la discretización. Es indispensable, entonces, verificar la validez del modelo, antes de utilizarlo para realizar predicciones respecto al comportamiento del acuífero. La validación se lleva a cabo por medio del procedimiento de calibración, que consiste en simular la evolución de los niveles del agua subterránea, observado durante cierto intervalo de tiempo, a partir de las causas que lo produjeron (recarga y descarga); generalmente, existen discrepancias entre la evolución observada y la calculada, por lo cual es necesario modificar los datos básicos hasta lograr una concordancia razonable entre ambas.

#### 3.1. Fuentes de Error.

Durante este proceso de ajuste, casi toda la información en que se apoya el modelo está sujeta a modificación.

Respecto a la transmisividad del acuífero, en la discretización se supone que esta característica en el área comprendida por cada celda o elemento de la malla. Los valores del coeficiente de transmisividad deducidos mediante pruebas de corta duración y sin pozo de observación, corresponden a porciones pequeñas de acuífero, especialmente cuando éste tiene baja capacidad transmisora; y los valores estimados a partir de caudales específicos o de cortes geológicos de pozos, son prácticamente puntuales. Así, estos datos no son siempre representativos de la transmisividad media de una celda que puede tener hasta varios kilómetros cuadrados de extensión, y por lo mismo, se consideran como variables en la calibración, sobre todo en las partes del modelo donde los valores son supuestos por falta de información.

Los datos relativos al coeficiente de almacenamiento son aún más escasos e inciertos, pues en la práctica raras veces pueden llevarse a cabo pruebas de bombeo con pozos de observación; además, incluso los valores deducidos con estas pruebas suelen ser poco representativos del comportamiento del acuífero a largo plazo, debido al drenaje diferido y a los confinamientos locales. Por todo ello, esta característica es uno de los datos más dudosos y sujetos a modificación durante el proceso de ajuste.

En cuanto a la recarga del acuífero, lo común es que se deduzca su magnitud por medio de un balance regional de agua subterránea, y que se tenga una idea cualitativa de su procedencia y distribución. Sin embargo, la recarga que tiene lugar dentro del área definida por cada celda no puede cuantificarse directamente en la práctica. De aquí que sus valores iniciales, supuestos o estimados, también sean objeto de ajuste durante la calibración.

Análogamente, el bombeo o descarga artificial del acuífero se cuantifica o se estima por métodos indirectos, por ejemplo, con base en caudales y tiempos de operación de las captaciones, en consumos de energía eléctrica o a partir de láminas y superficies de riego, pero tanto su magnitud como su distribución son más o menos inciertas. Por otra parte, las descargas naturales, como las que tienen lugar por evapotranspiración, a lo largo de los cauces o a través de manantiales, pueden medirse o estimarse, sin embargo, su distribución espacial conforme a la discretización del modelo es difícil de precisar. Debido a todo esto, los datos de descarga asignados a las celdas también quedan sujetos a verificación.

Finalmente, la configuración piezométrica de que parte el modelo suele tener escaso apoyo en las áreas donde los pozos están muy espaciados entre sí, lo cual obliga a

suponer con cierto criterio hidrológico los valores de las cargas hidráulicas de los elementos del modelo localizados en aquellas áreas.

### 3.2. Errores y Tolerancia.

Durante el proceso de calibración, puede utilizarse el error medio absoluto como un índice global para controlar el proceso de ajuste, considerando el modelo en su conjunto. Un índice complementario es el error puntual, referido a los nudos de las celdas, que revela fallas en la preparación de los datos de entrada o en los valores iniciales de los parámetros estimados, y también señala las porciones del modelo que requieren más afinación.

Es claro que la calibración no puede prolongarse indefinidamente hasta lograr la reproducción "exacta" del comportamiento histórico del acuífero; pero, además, un ajuste "perfecto" no tendría sentido, puesto que las configuraciones y evoluciones observadas (inferidas con cierto criterio a partir de un conjunto de datos piezométricos dispersos y no necesariamente representativos) sólo son una representación gráfica aproximada de la forma y fluctuaciones de los niveles del agua.

Por todo esto, la validación del modelo se da por concluida cuando los errores quedan dentro de cierta tolerancia, prefijada en función de varios factores, como los objetivos de la simulación, la calidad de la información básica y la magnitud de las fluctuaciones de los niveles del agua. Dicha tolerancia, aplicada generalmente al error medio absoluto y al error puntual, puede ser variada de una parte a otra del modelo; obviamente, se buscará un mejor ajuste en las partes donde interesa conocer con más precisión cual sería la respuesta del acuífero a determinadas alternativas de manejo.

### 3.3. Datos Históricos Requeridos.

La duración y la frecuencia del registro de datos históricos de que debe disponerse para que la validación del modelo pueda considerarse satisfactoria, depende de varios factores: las características del acuífero, los objetivos de la simulación y las variaciones temporales de la recarga y de la explotación, entre otros.

Si se trata de la simulación de acuíferos de gran tamaño, con el objeto de aprovechar su reserva almacenada o de analizar los efectos de una sobreexplotación, puede bastar un registro histórico de 10 a 15 años, de preferencia con datos correspondientes a la misma época del año; en tales casos se prestará mayor atención a la reproducción del comportamiento del acuífero a largo plazo, considerando intervalos de ajuste de uno o más años. En cambio,

tratándose de acuíferos de baja capacidad de almacenamiento que, por sus reducidas dimensiones o por su grado de confinamiento, suelen presentar fluctuaciones piezométricas estacionales de gran magnitud (varios metros), puede ser de interés reproducir estas fluctuaciones, considerando intervalos de tiempo de tres a seis meses en el ajuste desde luego, para esto se requiere de un registro histórico que tenga datos con esa frecuencia.

Por lo que toca a las condiciones de recarga y de descarga, si estas no cambian significativamente durante el lapso cubierto por la información histórica, uno o dos intervalos de ajuste pueden ser suficientes, en caso contrario, si aquellas condiciones son muy variables a lo largo del tiempo, será necesario dividir el registro histórico en varios intervalos más cortos, a fin de verificar la validez del modelo bajo las diferentes situaciones hidrológicas. La alternancia de secuencias de años secos y lluviosos, la construcción de presas de almacenamiento, el revestimiento de canales o los fuertes cambios en el régimen de bombeo, son algunas de las situaciones que deben tomarse en cuenta en la selección de los intervalos de ajuste, porque se traducen en variaciones importantes de la recarga.

En todo caso, es lógico suponer que cuanto mayor sea la amplitud y la frecuencia del registro histórico, tanto más representativo será el modelo calibrado del acuífero prototipo.

#### 3.4. Criterio de Ajuste.

Mediante la calibración se identifican y se corrigen los errores en la información básica del modelo. Sin embargo, es claro que si las correcciones se hicieran al azar, sería prácticamente imposible lograr el ajuste deseado en un tiempo más o menos corto, y aun si esto se lograra el conjunto final de datos no sería necesariamente representativo del acuífero modelado, pues existen múltiples combinaciones de datos geométricos, geológicos e hidrológicos, que permiten reproducir el comportamiento observado de los niveles del agua.

De lo anterior se infiere que las modificaciones de los parámetros no deben efectuarse al arbitrio, sino con cierto criterio geohidrológico fundamentado en un amplio conocimiento del acuífero estudiado, y que considere los rangos de valores aceptables en los datos de cada tipo. Así, los parámetros se corregirán siempre, cuando existe una justificación para ello y sus nuevos valores tengan sentido físico dentro del modelo conceptual del acuífero. Por ejemplo, los valores del coeficiente de almacenamiento deben ser compatibles con el tipo de acuífero de que se trata o, por lo menos, quedar dentro del rango que, desde el punto de

vista físico, es aceptable para esta característica hidráulica; análogamente, los valores del coeficiente de transmisividad deben guardar cierta correspondencia con la litología y el espesor del acuífero... Hay, pues, restricciones físicas que acotan el rango de variación de los parámetros del modelo; pero aun así, la calibración no es sencilla, pues dichos rangos pueden ser bastante amplios.

Se ha intentado la calibración automática, aplicando las técnicas de la programación matemática (programación lineal) para obtener un conjunto de datos que cumplan las restricciones impuestas, y que permitan reproducir con el mínimo error el comportamiento conocido de los niveles del agua; aunque tales métodos parecen ser aplicables solo cuando el sistema acuífero es relativamente sencillo y las restricciones pueden fijarse sin dejar demasiada libertad a las variables del modelo.

Por esto, lo más usual es que la calibración se lleve a cabo por aproximaciones sucesivas, variando en cada etapa algunos parámetros hasta lograr un ajuste satisfactorio. En general, es conveniente efectuar primero el llamado "análisis de sensibilidad", conjunto de pruebas preliminares encaminadas a definir cuáles son los parámetros que tienen mayor influencia en la respuesta del modelo; la calibración se enfocará a esas variables dominantes durante la etapa de ajuste mayor.

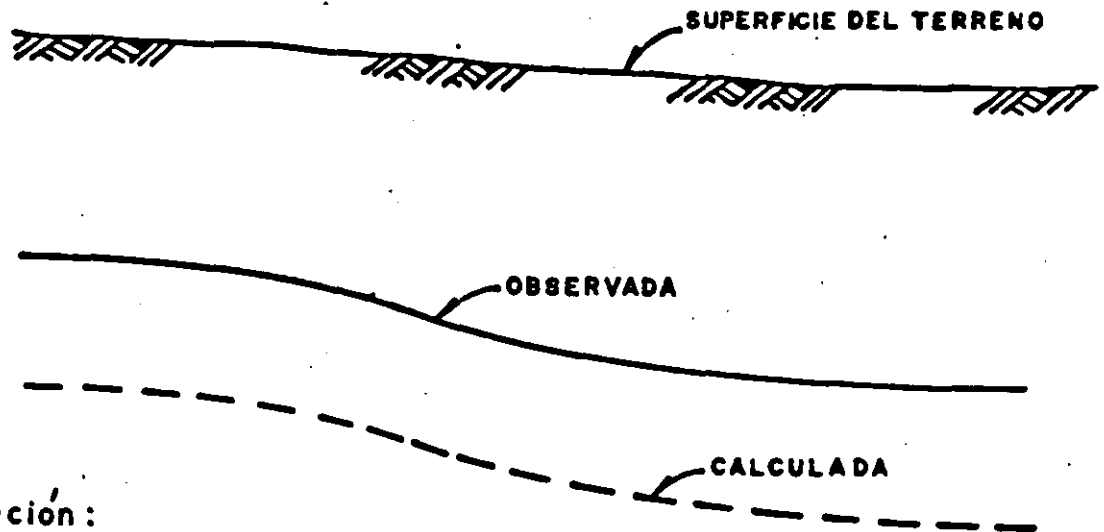
A continuación se discute la calibración propiamente dicha. Si se dispone de información relativa al estado natural del acuífero, correspondiente a una época anterior al inicio de su explotación intensiva, se calibrará el modelo en régimen estacionario, etapa que es de gran utilidad para definir la distribución y orden de magnitud de la recarga natural, las condiciones de frontera y la distribución de transmisividad. Concluido este análisis, se procede a calibrar el modelo en régimen transitorio. Partiendo de una configuración inicial conocida, se calcula la evolución de los niveles del agua durante el intervalo o intervalos de tiempo seleccionados, y se compara con la evolución observada. Diferentes representaciones gráficas se utilizan para facilitar la comparación, cada una de las cuales va dirigida a las propias fuentes de error.

En prácticas como las descritas, en el primer período los errores principales que resultan, los cuales se van corrigiendo sucesivamente, son fáciles en los datos de entrada. Si los parámetros seleccionados que son incompatibles con el conjunto de datos, se ignoran considerando los resultados de las pruebas de sensibilidad y el tipo de errores revelados por la comparación gráfica de las evoluciones calculada y observada, se van modificando los parámetros del modelo, a la par de verificar las limitaciones impuestas por el significado físico y por el modelo conceptual del acuífero.

# ERRORES EN RECARGA, EXTRACCIONES O ALMACENAJE

$$R_m < R_r$$

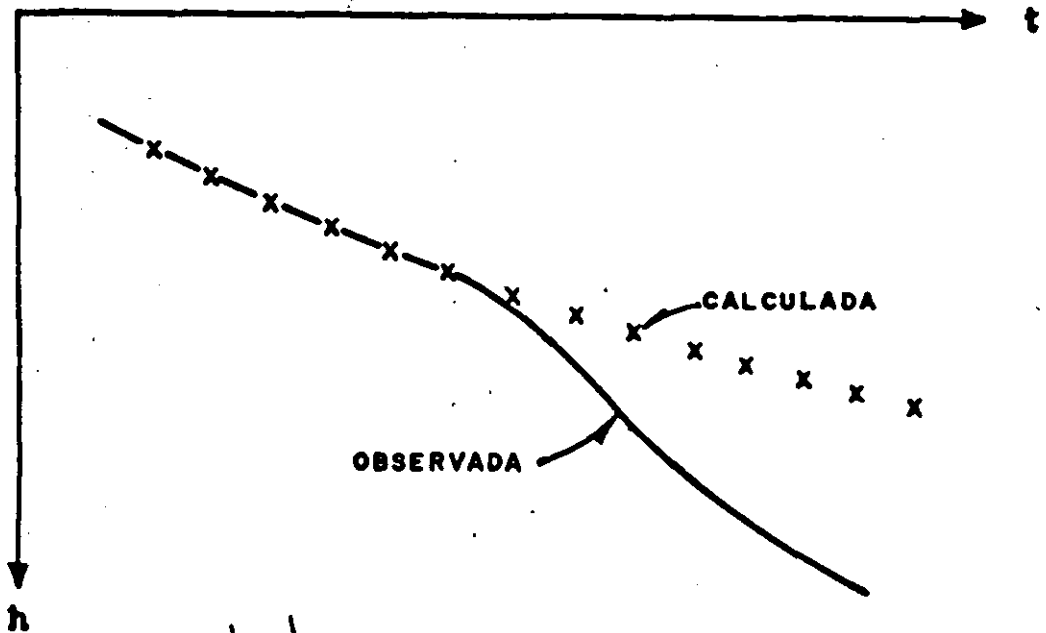
$$S_m \leq S_r$$



Solución:

Aumentar recarga o almacenaje  
o disminuir bombeo

## ERROR AL NO CONSIDERAR UNA FRONTERA IMPERMEABLE



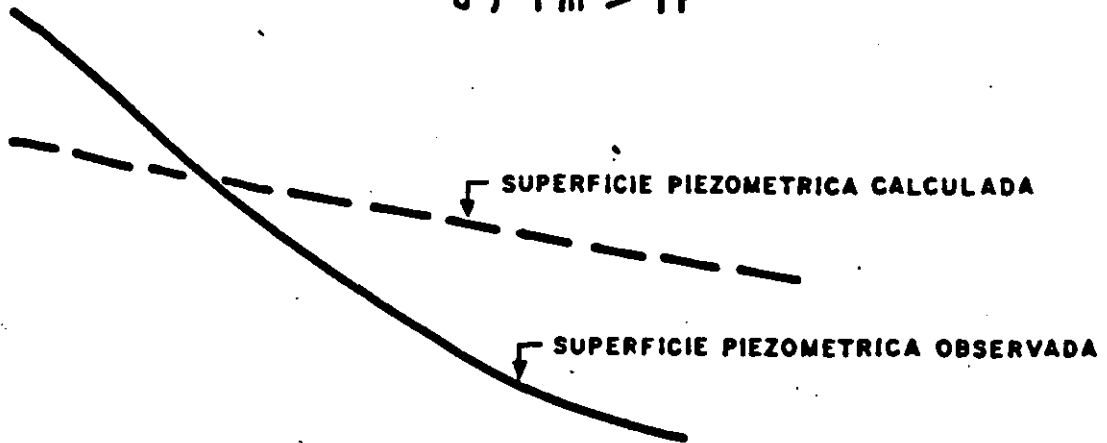
*considerada*  
Frontera no consolidada o error  
en volumen de extracción



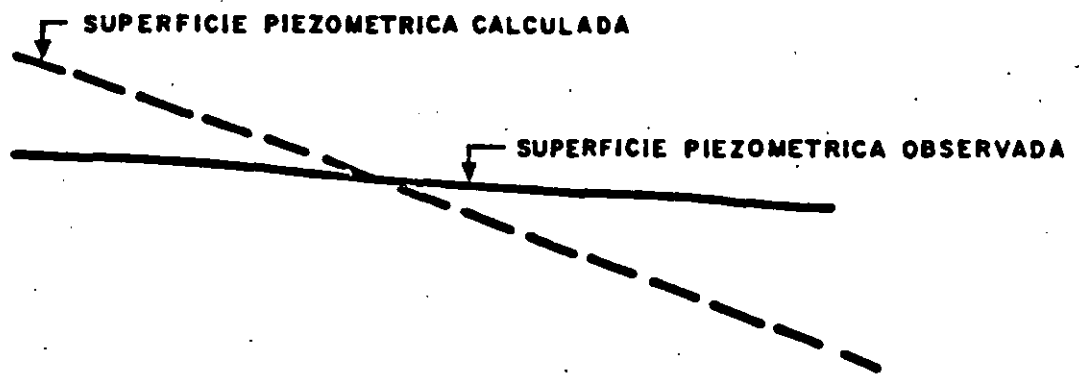


# ERRORES CON VALOR DE LA TRANSMISIBILIDAD

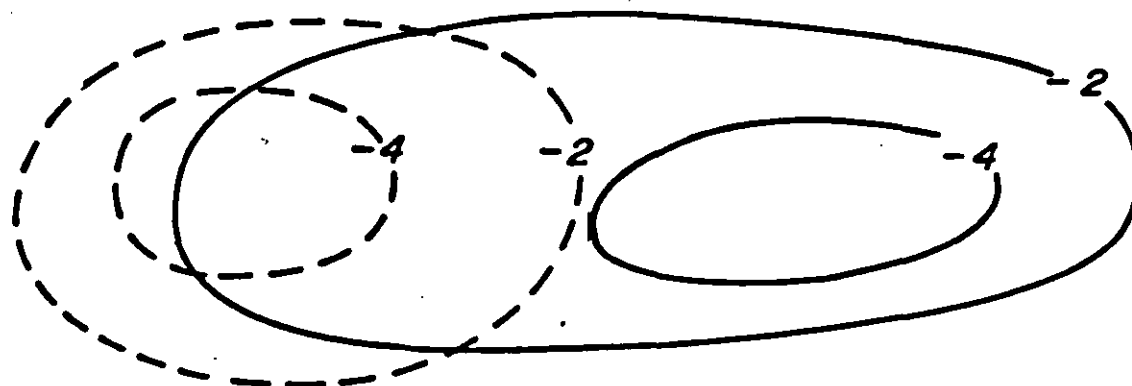
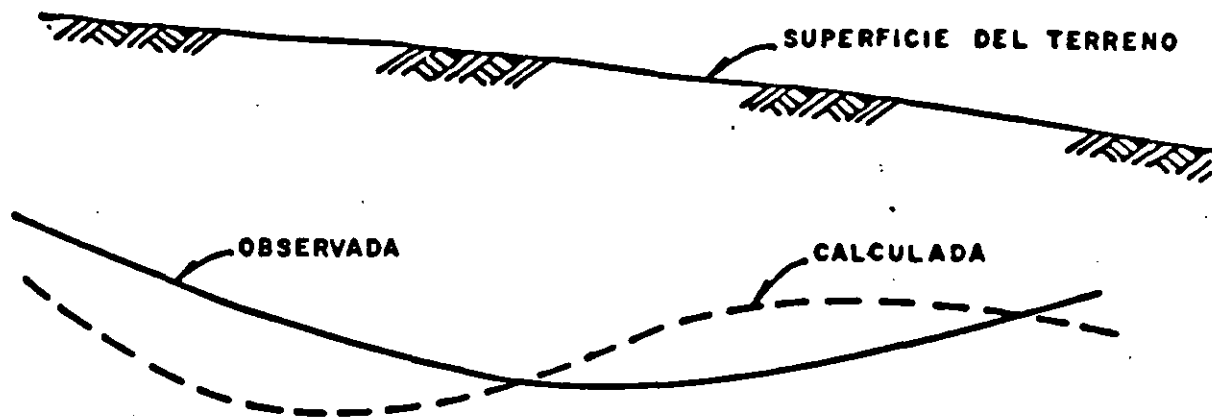
a)  $T_m > T_r$



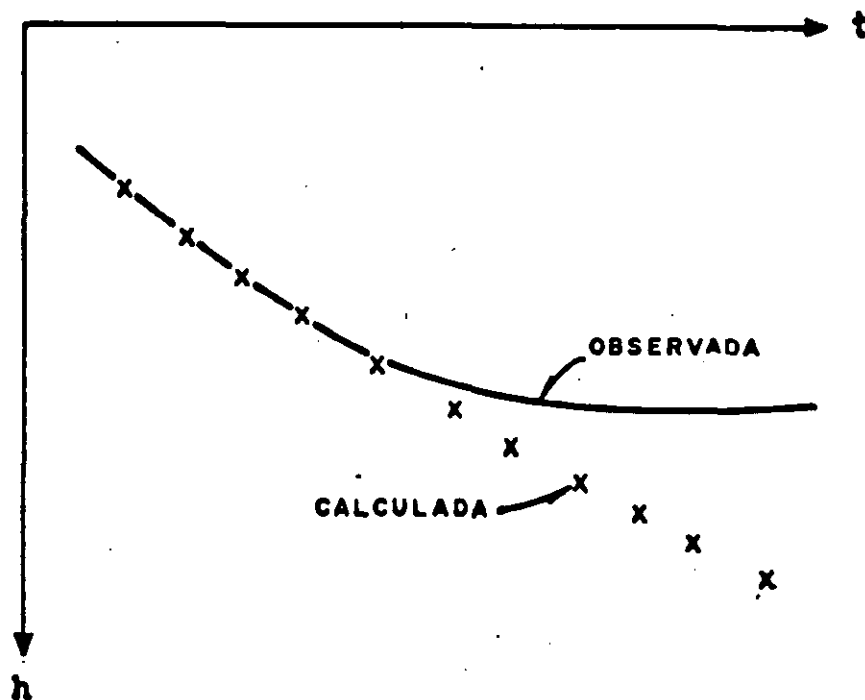
b)  $T_m < T_r$



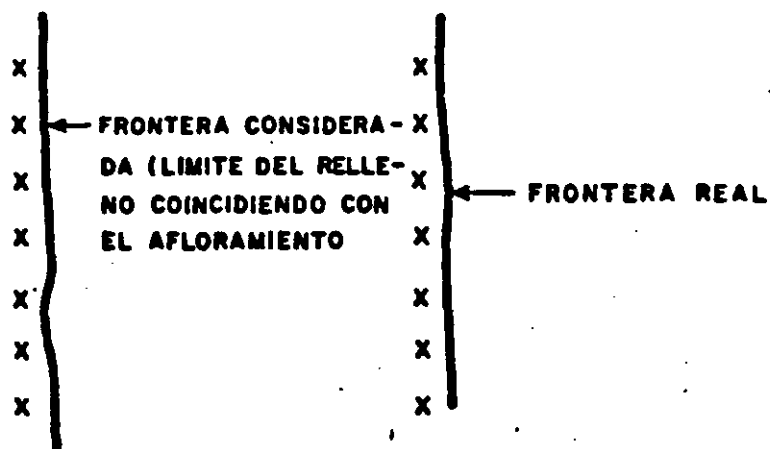
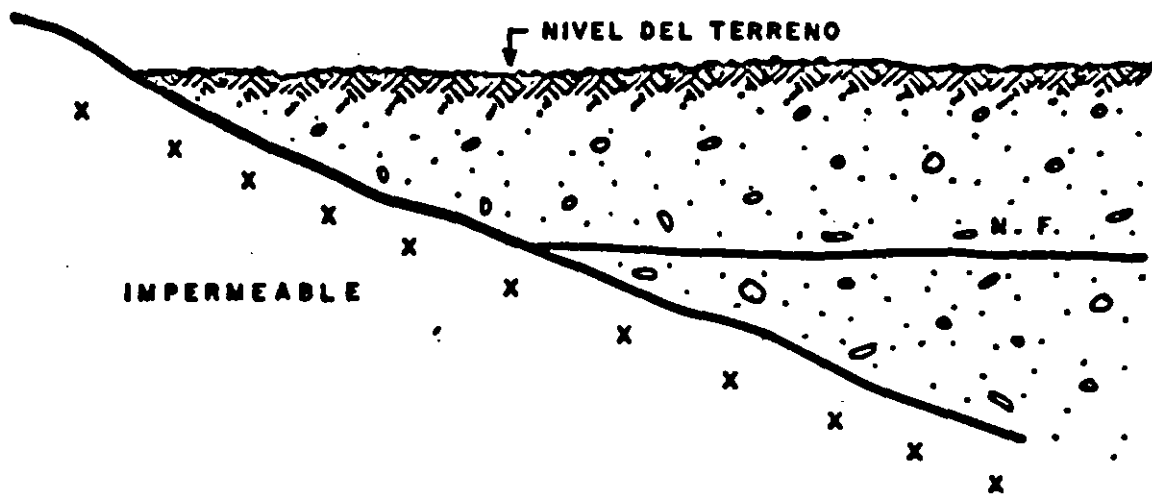
# ERROR EN LA DISTRIBUCION DEL BOMBEO



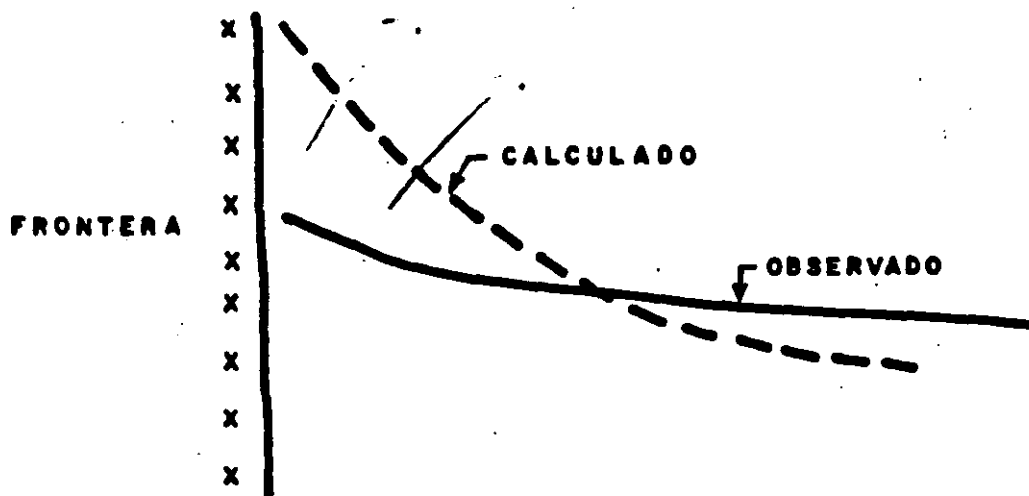
## ERROR EN FRONTERA DE CARGA CONSTANTE NO CONSIDERADA



# ERROR EN LA UBICACION DE LAS FRONTERAS



# EXCESO DE RECARGA EN LAS FRONTERAS



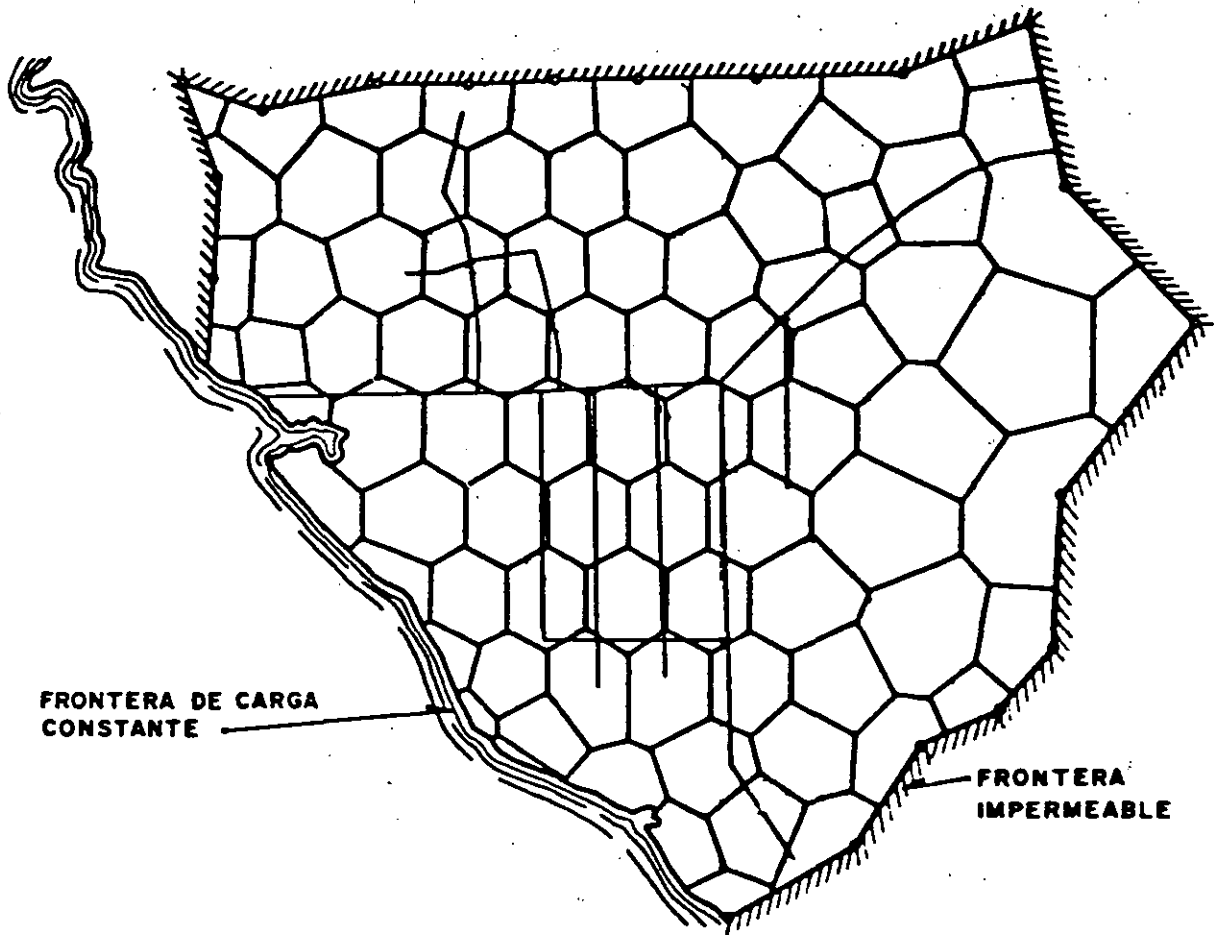
esta lograr una reproducción razonable de las fluctuaciones históricas de los niveles del agua. En cada etapa de calibración se deben corregir varios errores en diferentes partes del modelo, a fin de reducir el número de ajustes, procurando evitar que demasiadas correcciones simultáneas en una misma parte, impidan distinguir el efecto de cada una de ellas en el ajuste.

#### IV. OPERACION DEL MODELO.

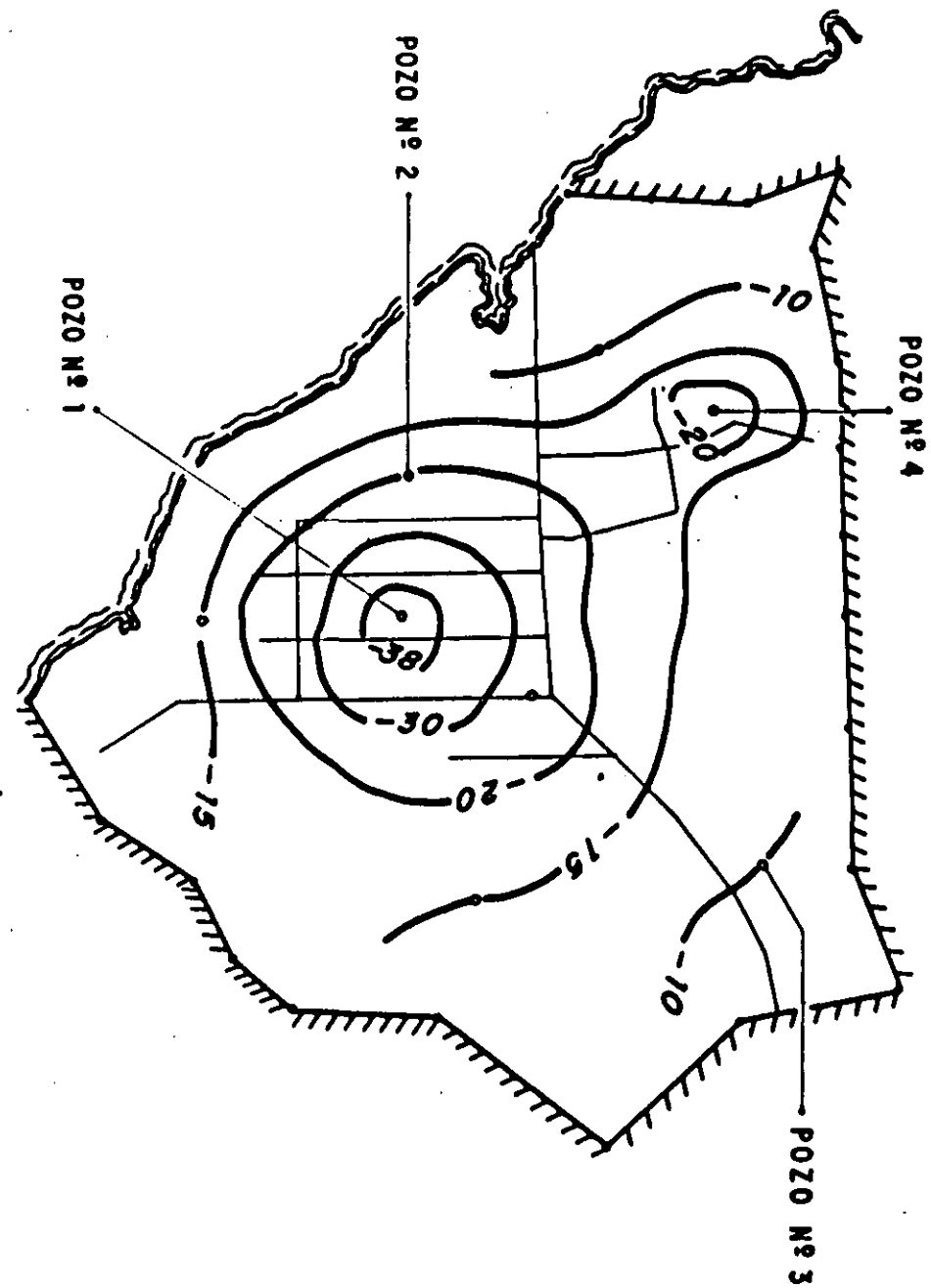
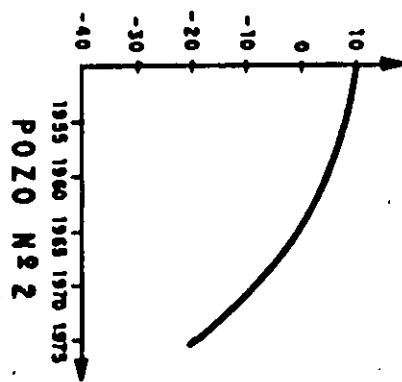
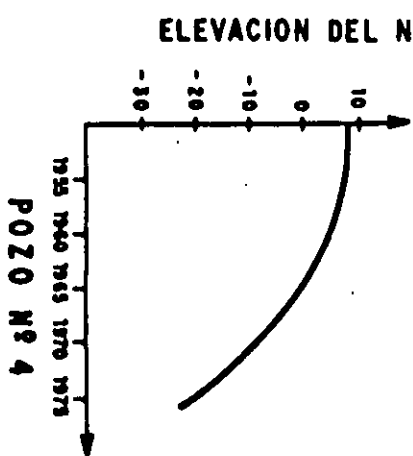
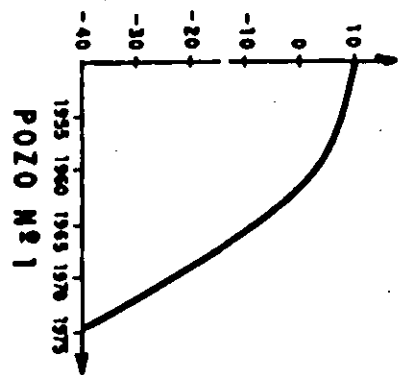
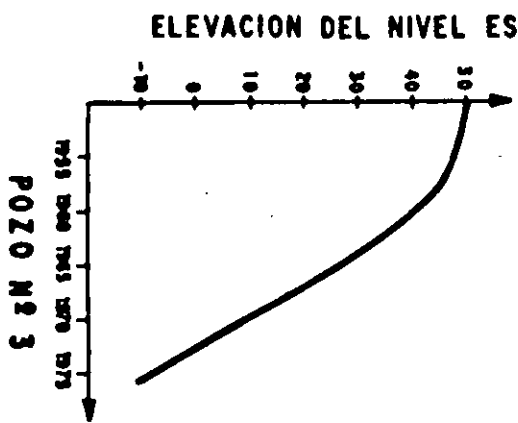
Concluida la verificación, el modelo constituye un instrumento de gran utilidad para analizar alternativamente el efecto del acuífero. Generalmente, interesa conocer cómo responderían los niveles del agua a diversas condiciones de recarga y descarga, por ejemplo, reducción de la recarga por modificación del régimen de escurrimientos de las corrientes o por crecimiento de canales de riego, riego con agua de descarga artificial, variaciones artificiales de la recarga, cambios en la magnitud y distribución del bombeo, etc. Todas estas condiciones son introducidas al modelo en las computas de los datos relativos a las entradas y salidas del acuífero, y a partir de una explotación preliminar sencilla se comienza el estudio del acuífero durante ciertos períodos prefijados de operación.

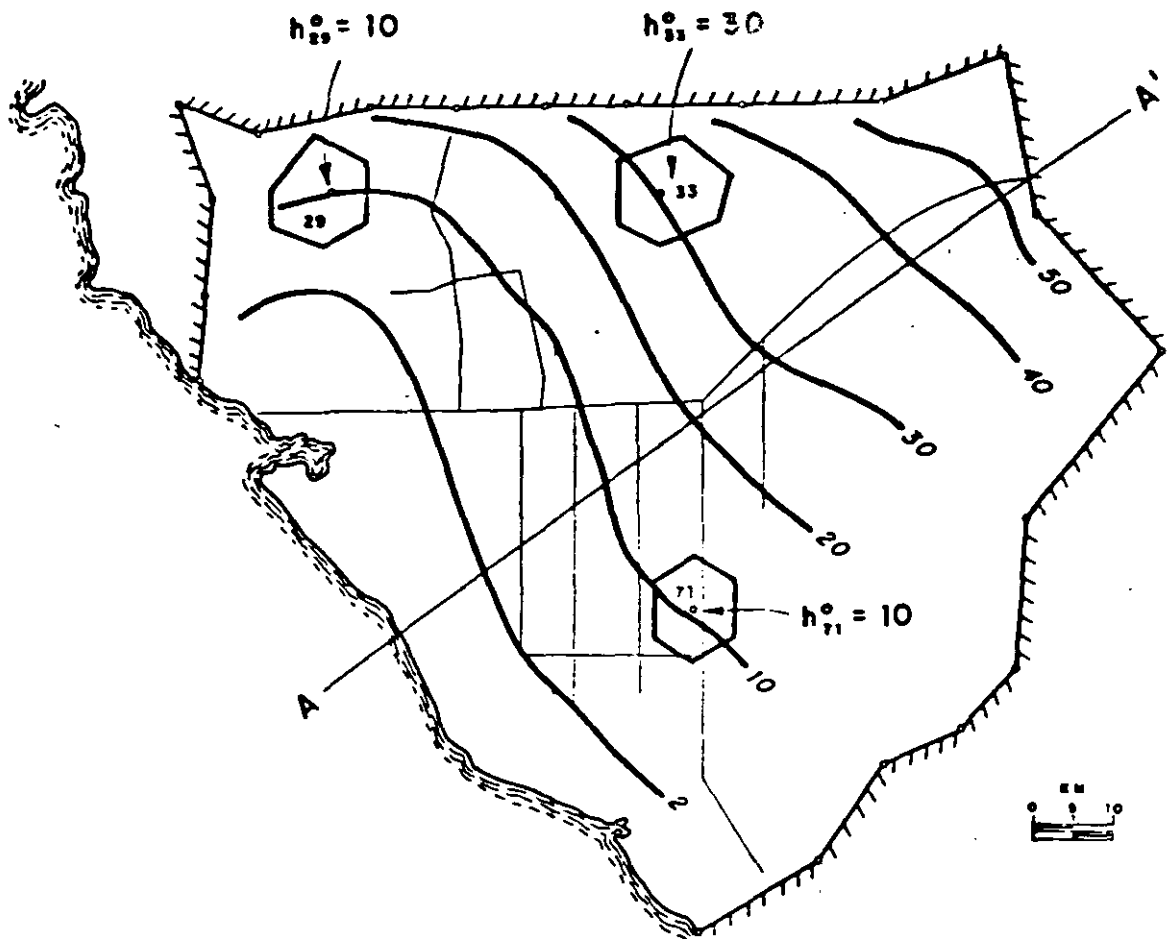
Si el modelo tiene una reproducción matemática exacta del acuífero, teóricamente sería suficiente recurrir una sola vez los datos que se quisiera. Pero, en la práctica, a veces resulta más conveniente tener a la mano el modelo para estudiar el funcionamiento del acuífero por ciertos períodos especiales bajo régimen de explotación, pues pueden ocurrir cambios en la distribución de los estratos o la superposición de efectos de la explotación y comportamiento de las fronteras, etc., efectos que difícilmente puede ser cuantificados en la operación, por lo que conviene durante tiempos de explotación relativamente cortos, cuando se presentasen los datos de entrada y salida, introducir de los factores especiales que influyen y afectan en que depende el manejo del acuífero.

Una vez se operan, la totalidad de los datos que se han introducido en el modelo se debe guardar en un archivo de datos para ser utilizados y para poder

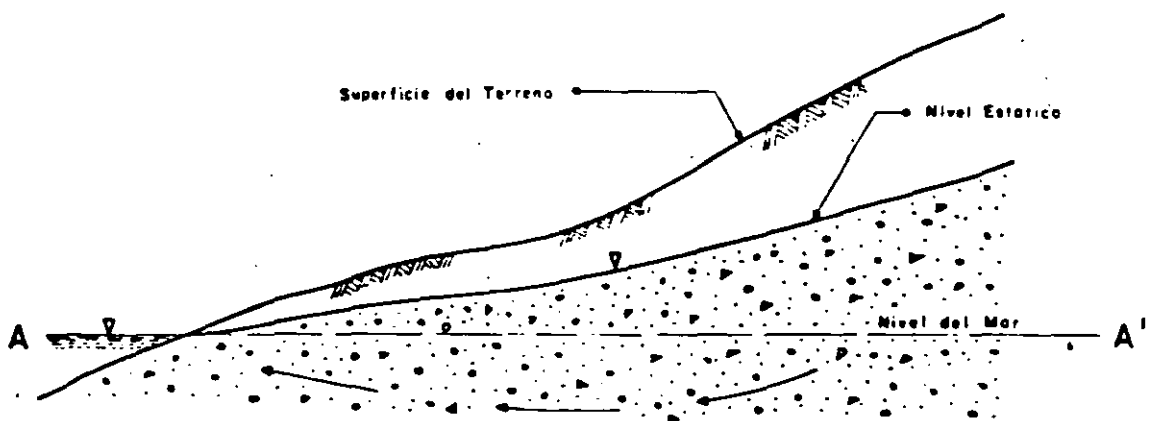


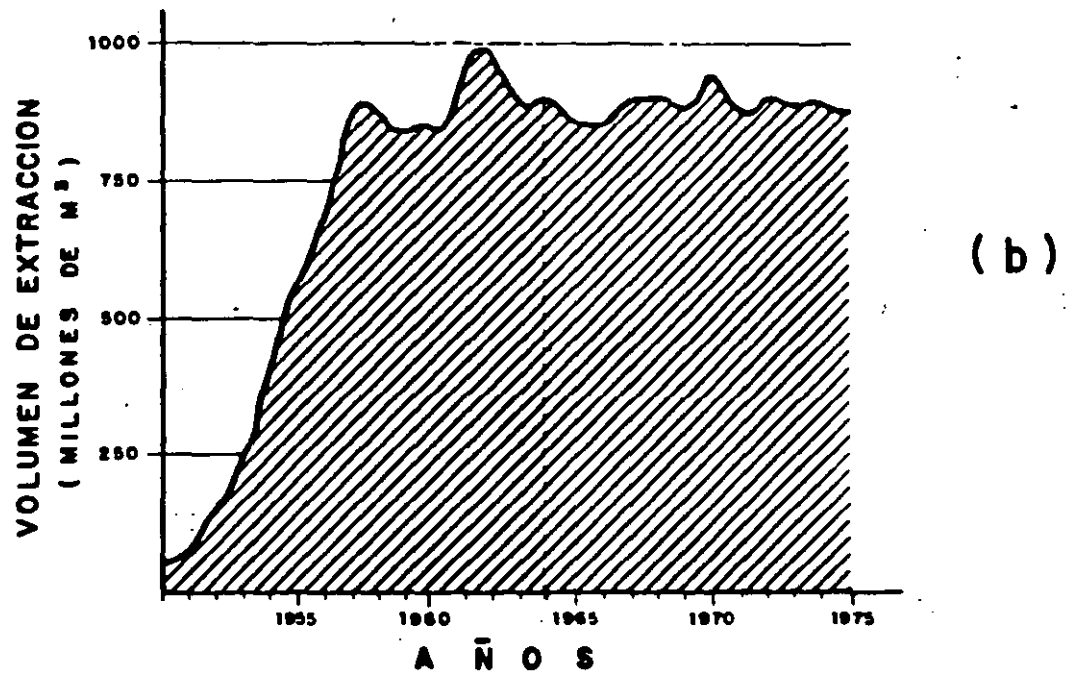
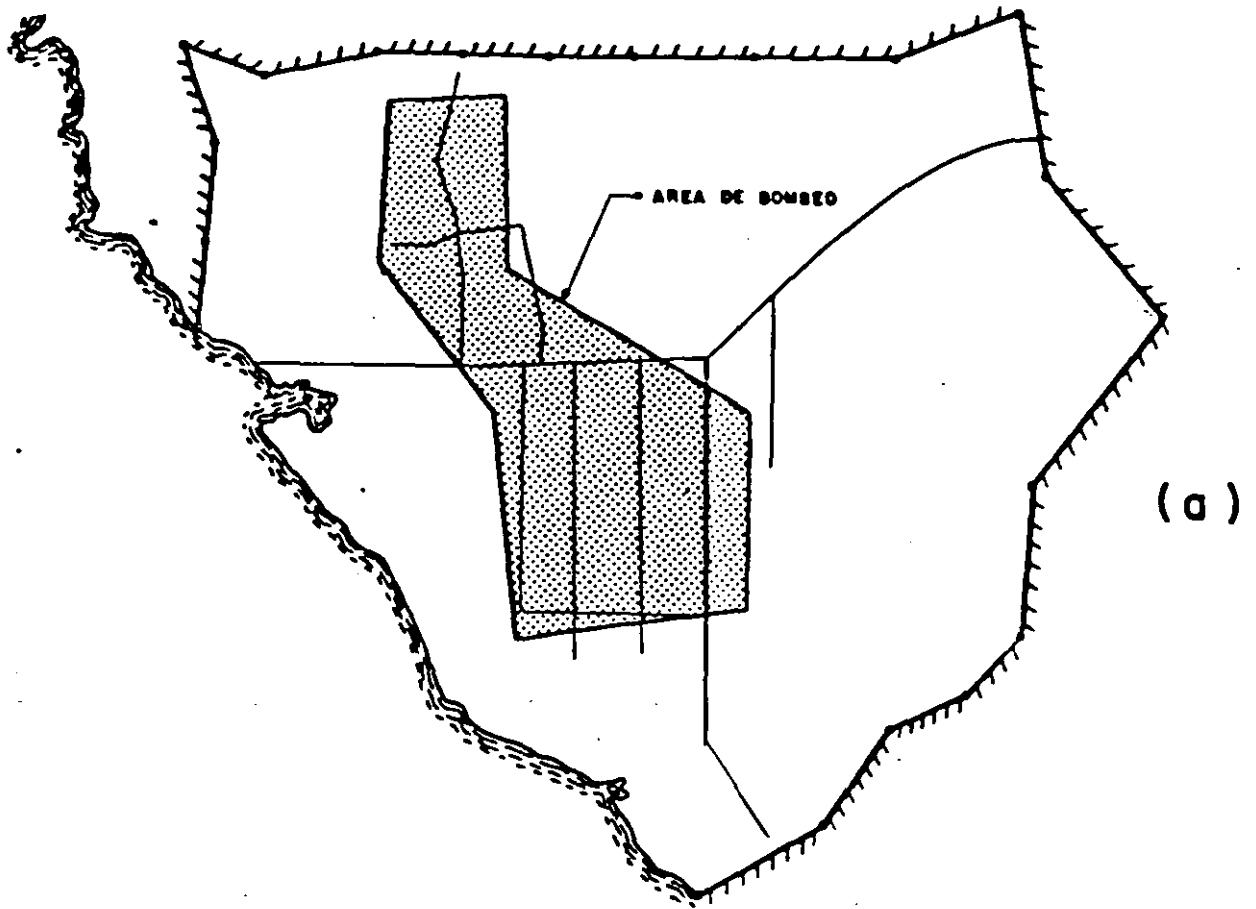
**MALLA DE ELEMENTOS PARA SIMULAR EL COMPORTAMIENTO DEL ACUIFERO**





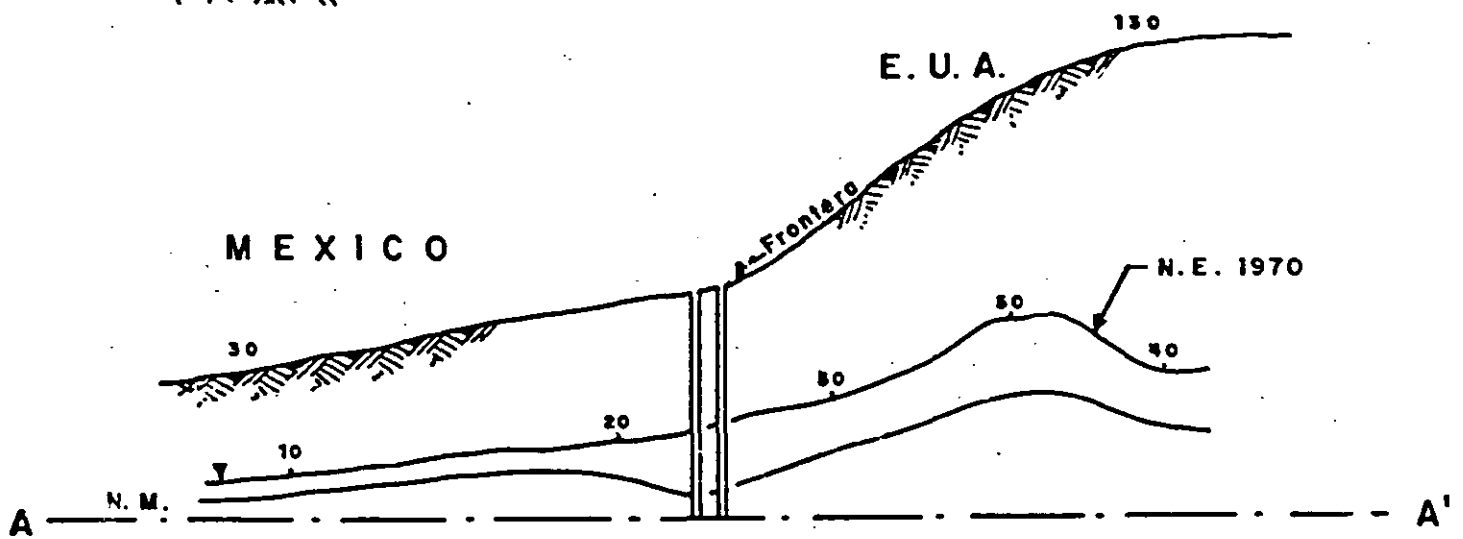
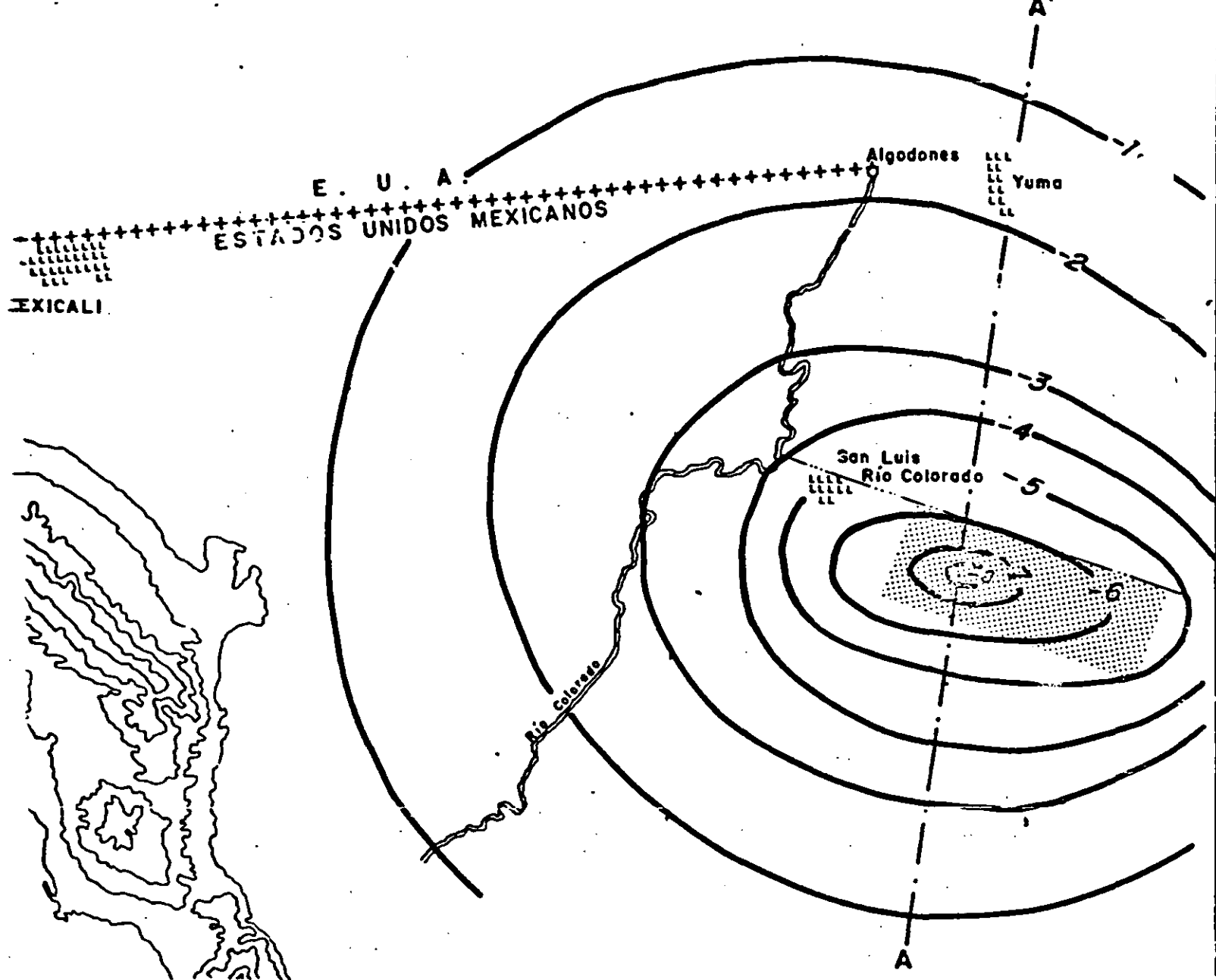
CONFIGURACIONES DE NIVELES ESTATICOS EN 1951  
 ( CONDICIONES NATURALES )



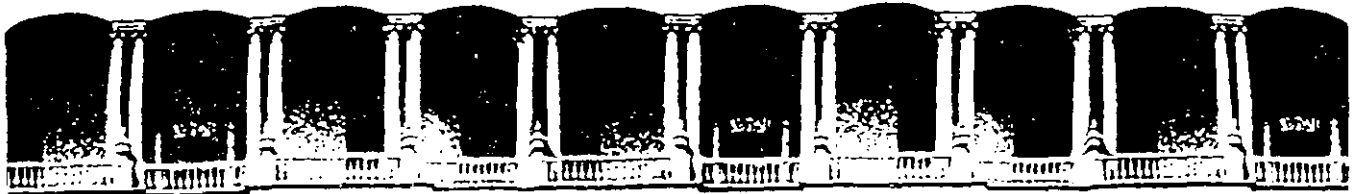


INFORMACION BASICA PARA CALIBRAR EL MODELO DE UN ACUIFERO ES LA RELATIVA A LA EXPLOTACION: (a).- DISTRIBUCION EN EL AREA ; (b).- VARIACION EN EL TIEMPO.





EVOLUCION DE NIVELES ESTATICOS PROVOCADA POR 30 AÑOS DE BOMBEO DE LA BATERIA DE POZOS



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

*CURSOS ABIERTOS*

*IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION  
DE ACUIFEROS*

*17 DE AGOSTO AL 11 DE SEPTIEMBRE DE 1992*

*LA CONTAMINACION DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS*

*ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN*

*PALACIO DE MINERIA*

Palacio de Minería Calle de Tacuba 5 Primer piso Deleg. Cuauhtémoc 06000 México, D.F. Tel.: 521-40-20 Apdo. Postal M-2285

## LA CONTAMINACION DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS.

### INTRODUCCION.

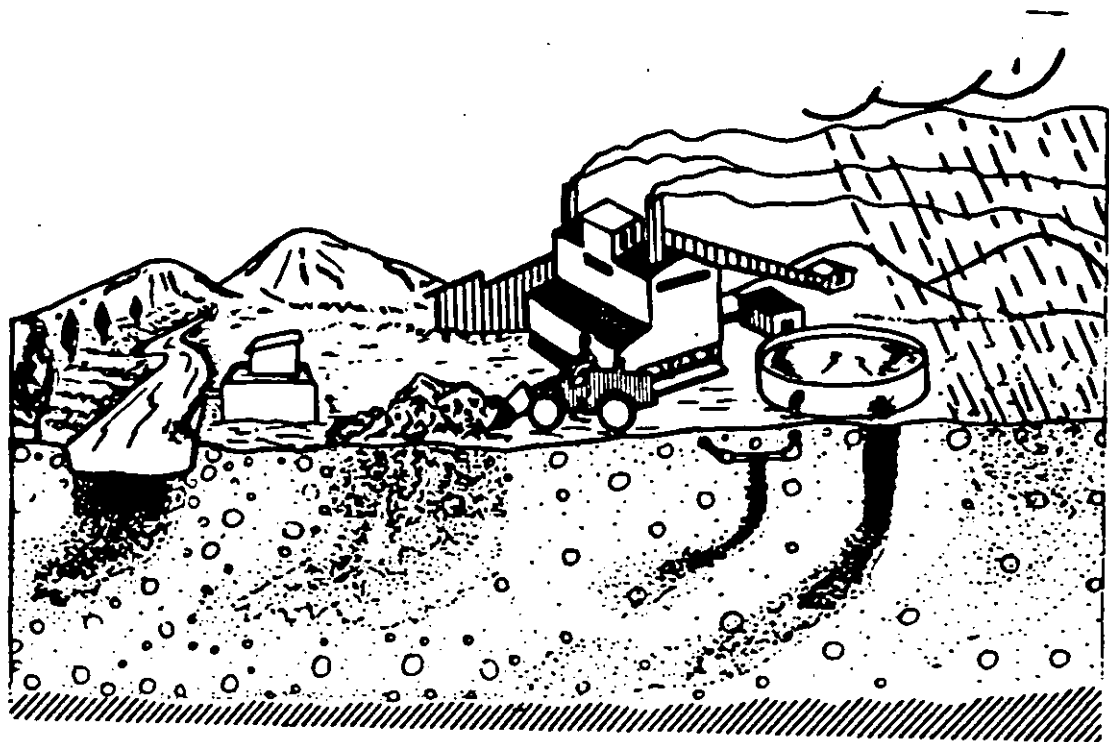
Como es bien sabido, la contaminación ambiental es una de las grandes amenazas de nuestra época. También es de sobra conocido el hecho de que el agua superficial, distribuida en ríos, lagos, lagunas y mares, es uno de los recursos naturales más contaminados, sin embargo, es vaga la idea que se tiene acerca del deterioro que ha sufrido en su calidad el agua subterránea y, más aún, persiste la antigua creencia popular de que está salvaguardada por la naturaleza.

En realidad, tal protección natural existe: los contaminantes son atenuados en cierta medida por el suelo y por las rocas subyacentes en la zona de aereación, especialmente cuando se trata de materiales granulares no consolidados, que constituyen un filtro natural muy efectivo. En esta barrera tienen lugar diversos procesos que evitan, reducen o retardan la contaminación de los acuíferos, como son: retención y eliminación de microorganismos, precipitación o adsorción de metales pesados, volatilización, biodegradación de hidrocarburos y de compuestos orgánicos sintéticos... Adicionalmente, los contaminantes que se incorporan a los acuíferos son diluidos al dispersarse en la masa de agua subterránea.

### LAS FUENTES DE CONTAMINACION.

Gracias a los procesos referidos el agua subterránea está, en general, mucho menos contaminada que la superficial y, por lo mismo, es preferentemente utilizada para consumo humano y en las instalaciones industriales. Pero ello no significa que sea invulnerable a un manejo irresponsable, pues todas las actividades humanas pueden afectar su calidad tarde o temprano.

Así, en las zonas agrícolas gran cantidad de sales y diversos compuestos químicos derivados del lavado de los suelos, del riego con aguas residuales y de la aplicación de fertilizantes y plaguicidas, ingresan al subsuelo adsorbidos por la infiltración de los excedentes de riego y, si no son desalojados por medio de una red de drenaje, descienden hasta alcanzar la superficie freática. En las áreas urbanas e industriales, las fugas en los depósitos de hidrocarburos o de efluentes líquidos, la descarga al terreno de aguas residuales, la disposición de residuos en tiraderos o rellenos sanitarios y las fugas en las redes de alcantarillado, son algunos de los principales focos de

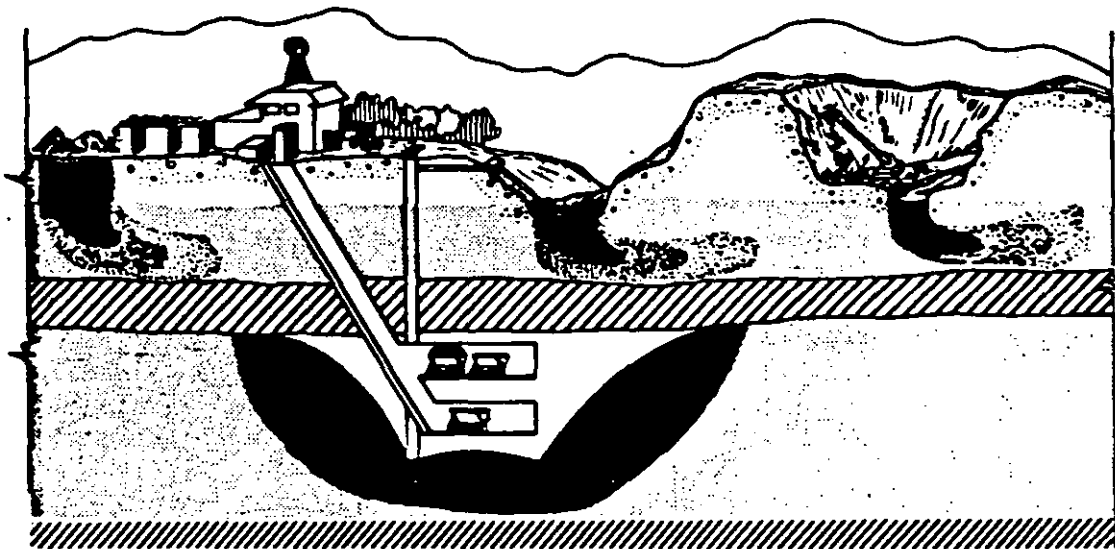


**INFILTRACION DE RIOS CONTAMINADOS**

**LIXIVIACION DE MATERIALES TOXICOS**

**FUGAS EN TANQUES Y TUBERIAS**

**INFILTRACION DE LLUVIAS CONTAMINADAS**

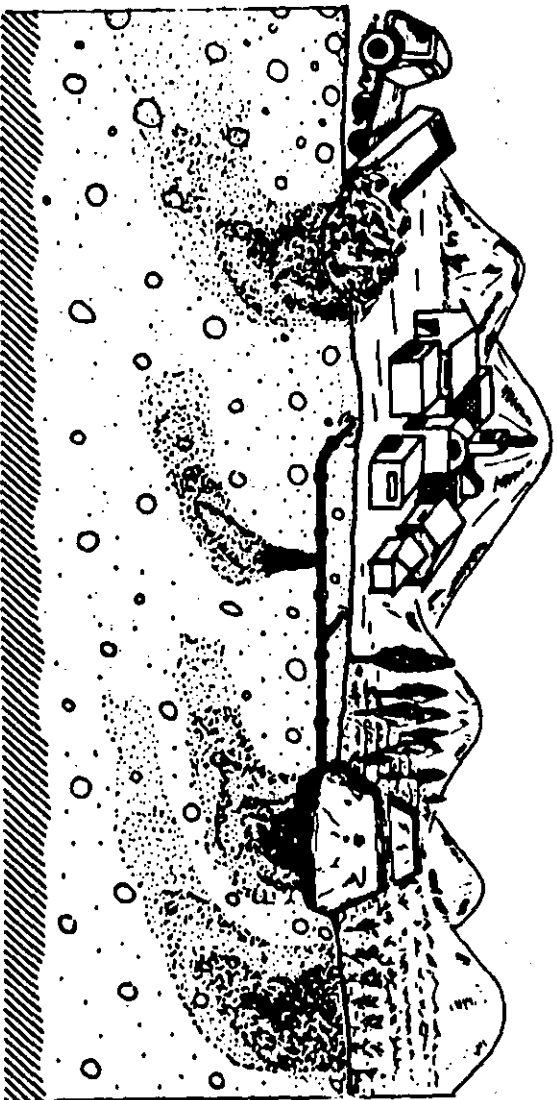
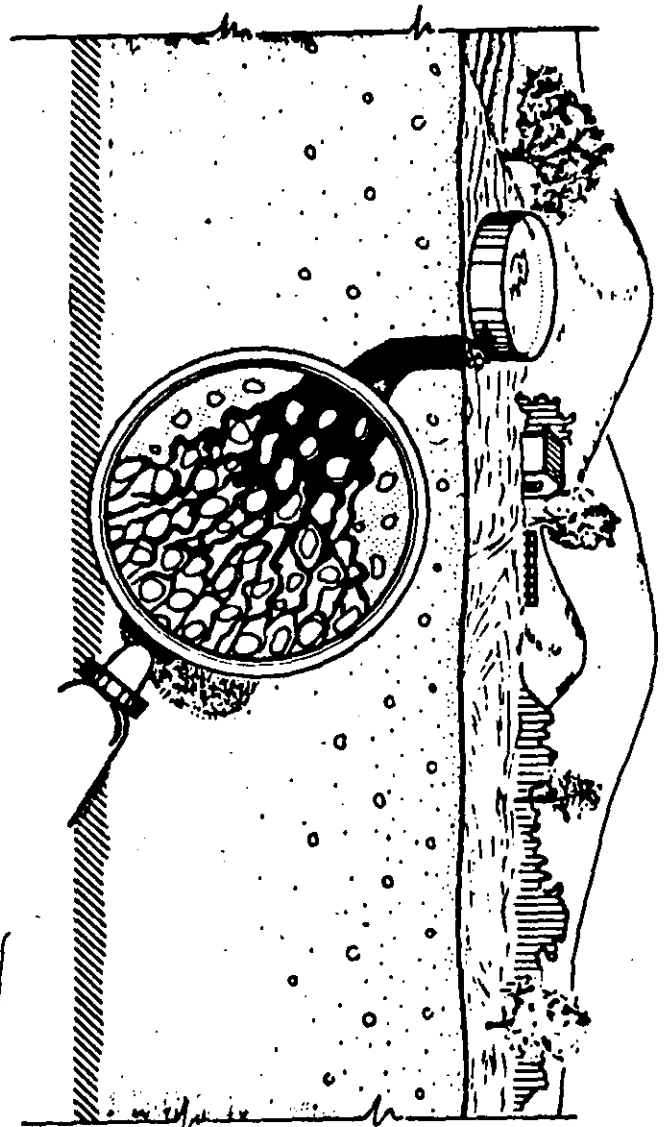


**LIXIVIACION DE RESIDUOS**

**AGUAS CONTAMINADAS DE DRENAJE**

**INFILTRACION EN CANTERAS**

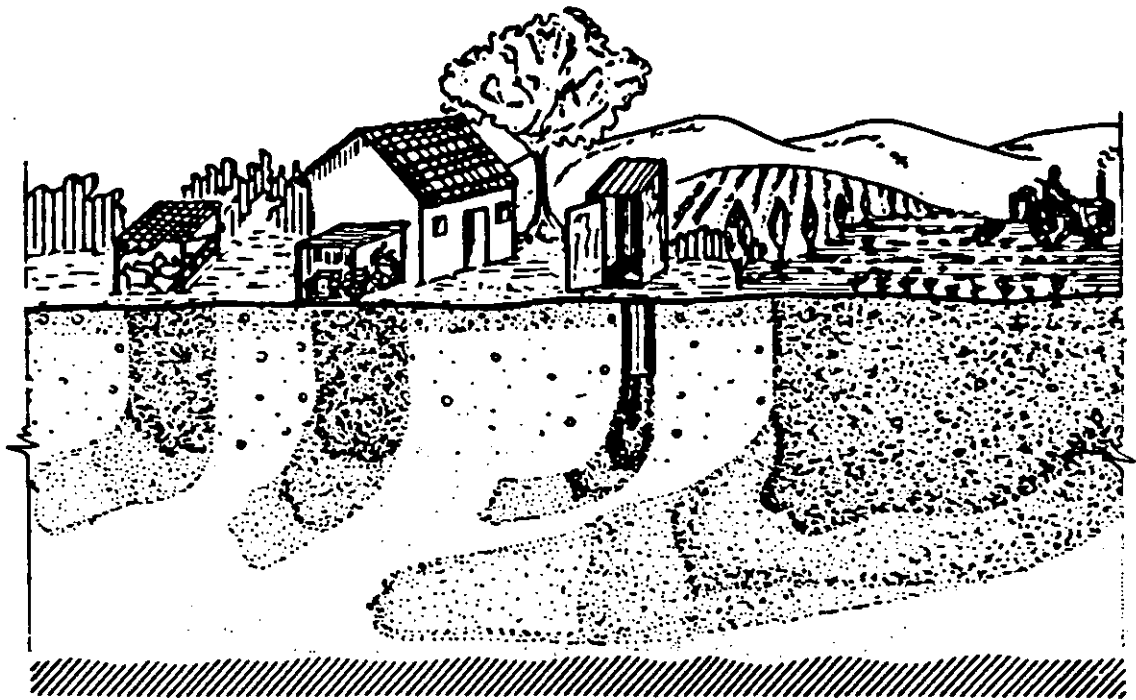
27



LIJIVACION DE  
RELENOS SANITARIOS  
Y BASURALES

FUGAS DE  
ALCANTARILLADOS

LAGUNAS Y REGO DE  
AGUAS SERVIDAS

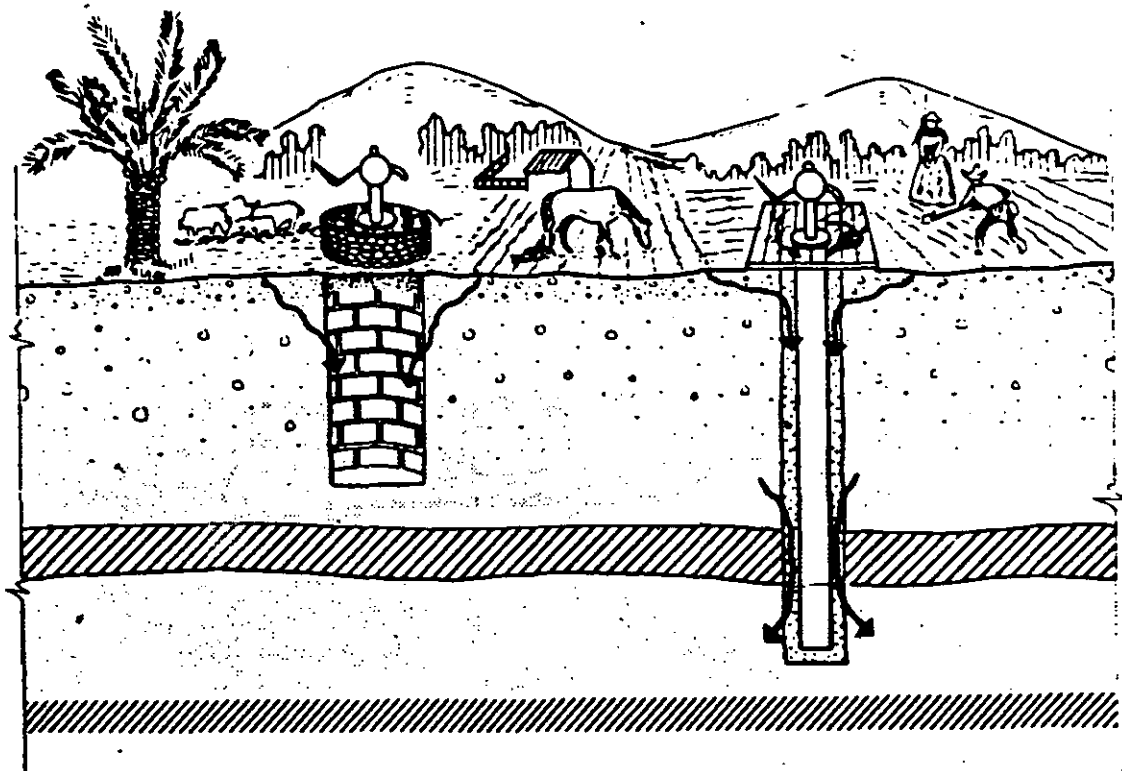


**CRADEROS DE ANIMALES**

**DEPOSITOS DE COMBUSTIBLES Y PESTICIDAS**

**DESCARGAS DE LETRINAS**

**LIXIVIACION DE SUELOS CULTIVADOS**



contaminación. En el medio rural, las fosas sépticas y letrinas, las aguas residuales descargadas al terreno de corrientes superficiales y las instalaciones sanitarias generan también una abundante carga contaminante.

Durante las últimas décadas de desarrollo creciente, el subsuelo recibió todo tipo de contaminantes tóxicos, químicos y orgánicos, desde microorganismos patogénicos hasta compuestos supuestamente cancerígenos, los cuales fueron acarreados en solución por el agua infiltrada, depositados en los acuíferos y transportados hasta las captaciones. Gracias a la lentitud con que fluye el agua a través de las rocas y a los procesos atenuadores antes referidos, en muchos casos los primeros indicios de contaminación se identificaron mucho tiempo después de iniciada la contaminación, aunque también es probable que no se hayan registrado antes, por lo que merece la atención que se presta a este aspecto.

#### ALGUNOS CASOS DE CONTAMINACIÓN DE ACUÍFEROS SUBTERRÁNEOS.

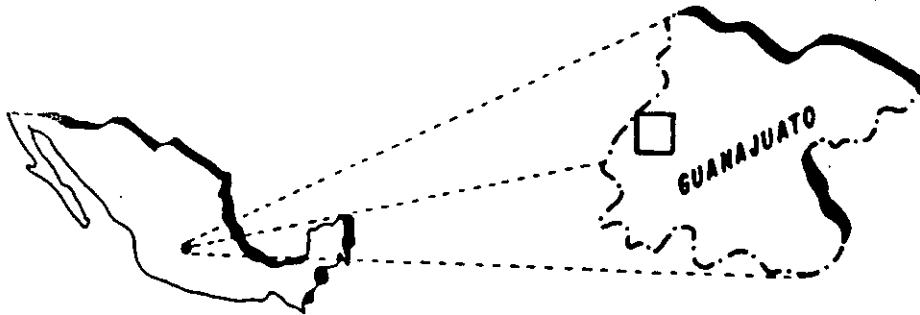
En México - la obtención del agua ha sido objeto de creciente atención. En los últimos años se han realizado amplios estudios de la calidad de los cuencos y corrientes principales; pero el vacío del conocimiento que se tiene de la contaminación de las fuentes subterráneas. Desde hace varios años se tenía conocimiento de diversos acuíferos con problemas de calidad, pero hasta hace poco tiempo estos casos se suponían raros. Gradualmente, al incrementarse en nuestros días el estudio y al ampliarse la cobertura y la calidad de los análisis, se han puesto de manifiesto numerosos acuíferos contaminados en diferentes medios, algunos de ellos insospechados. A continuación se describen algunos de los más graves.

##### a). Valle de León, Gto.

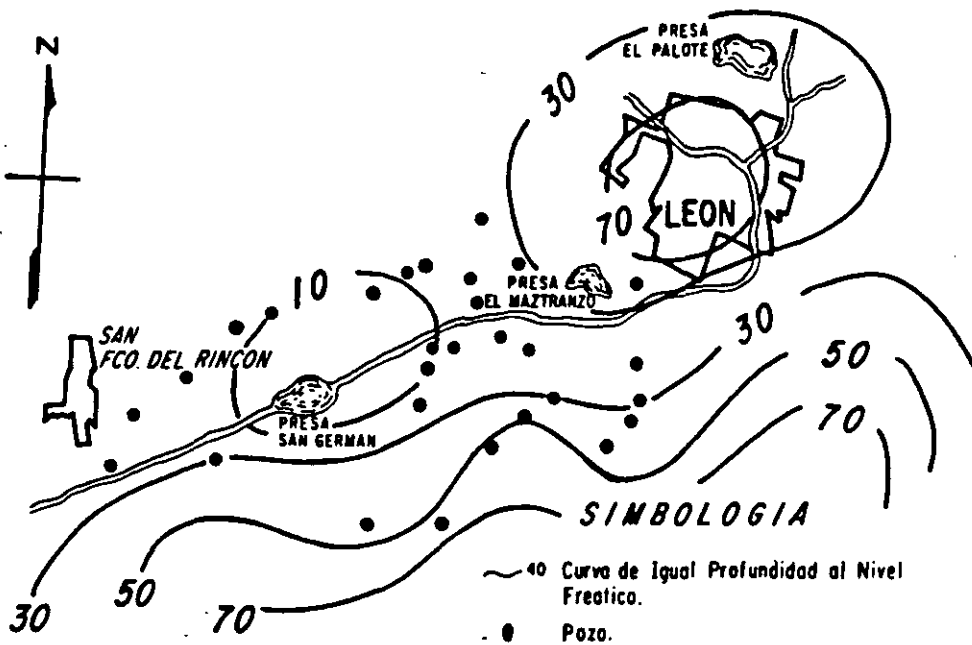
En este valle, localizado en la porción central de la República Mexicana, prevalece un clima templado con precipitación media anual de 1000 mm. En su porción alta se encuentra un gran asentamiento urbano-industrial, cuyas aguas residuales han originado un serio problema de contaminación de aguas subterráneas.

Asentada en la porción norte del valle, la ciudad de León tiene una población aproximada de 750,000 habitantes y notable desarrollo industrial en el que destaca la industria del cuero. Las aguas residuales, sin tratamiento alguno, se descargan al cauce del río de "Los Gómez" y al paso de una pequeña presa, de donde son derivadas para riego de terrenos

### LOCALIZACION DEL AREA ESTUDIADA



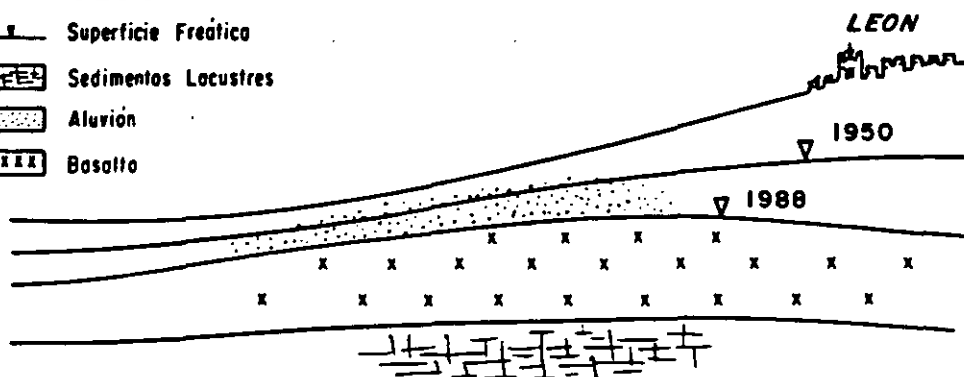
### PROFUNDIDAD AL NIVEL ESTATICO



### SECCION HIDROGEOLOGICA

#### SIMBOLOGIA

- Superficie Freatica
- ▨ Sedimentos Lacustres
- ▤ Aluvión
- ▩ Basalto





agricolas. Aguas abajo de los sitios de descarga y en las proximidades de los terrenos de cultivo, se hallan algunos de los pozos que atastecen a la ciudad.

El acuífero del valle es de tipo "libre" y está compuesto por intercalaciones de materiales aluviales y derrames basálticos fracturados; su espesor es del orden de 150 m, y su coeficiente de transmisividad varía en el rango de 0.003 a 0.02 m<sup>2</sup>/seg. Por sobreexplotación, los niveles del agua subterránea se han abatido durante los últimos 30 años, encontrándose ahora la superficie freática a profundidades de 30 a 20 m. El bombeo está concentrado en el área urbano-industrial, hacia donde converge el flujo subterráneo.

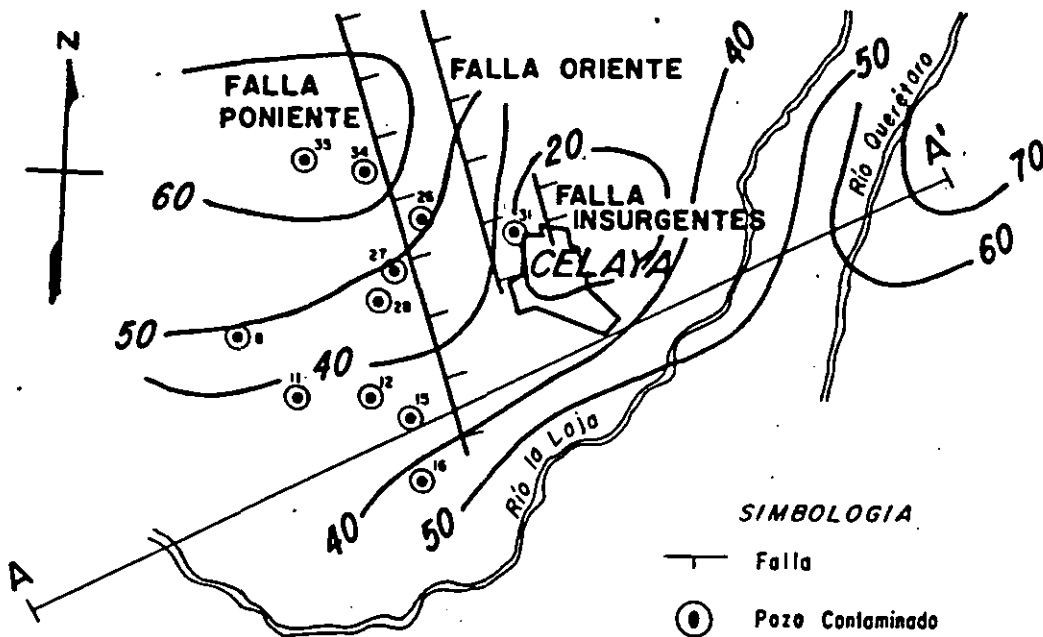
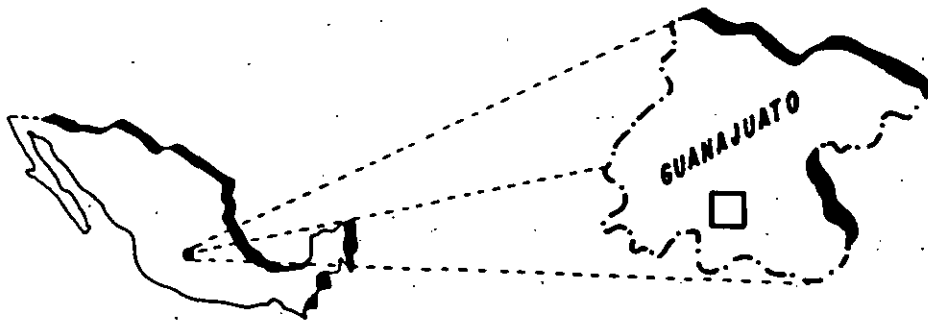
Los análisis del agua muestreada en 34 estaciones superficiales y subterráneas, en las que están incluidos 14 pozos, revelaron que en un porcentaje significativo de las muestras, varios de los parámetros de calidad rebasan las normas respectivas: en 75% de los casos, los correspondientes a DCO, dureza y salinidad total; en 50%, la de alcalinidad; en 62%, la de cloruro; en 27%, la de sulfato; en 93%, las de coliformes totales y fecales. Además, en el agua de los pozos localizados en las inmediaciones de una industria química, se determinaron concentraciones hasta de 21.4 ppm de cromo hexavalente, y en otros sitios de muestreo se registraron contenidos de plomo mayores que 0.05 ppm.

Los resultados anteriores denotan el serio deterioro de la calidad del agua subterránea, causado por la infiltración de las aguas residuales de la ciudad y de las instalaciones industriales; específicamente, los coliformes y el cromo son los contaminantes más nocivos. Este último procede de los materiales utilizados en el procesamiento del cuero, cuyos residuos son descargados al drenaje o depositados a la intemperie y lixiviados por el agua meteórica. Aunque no se dispone de estadísticas médicas confiables al respecto, se cree que la contaminación del acuífero ha elevado significativamente la incidencia de enfermedades gastrointestinales y de cáncer en la población local.

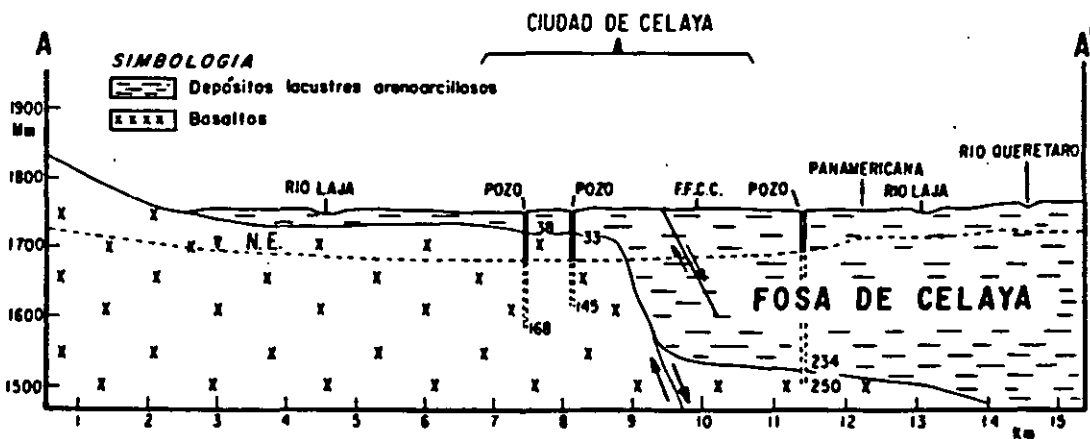
#### b). - Zona de Celaya, Gto.

Localizada en la porción central del país, la zona de Celaya tiene un clima templado y precipitación media anual de 600 mm. La ciudad de Celaya cuenta con una población cercana a los 300,000 habitantes y ocupa la porción central de la zona, sus aguas residuales son utilizadas para riego inmediatamente aguas abajo del área urbana.

LOCALIZACION DEL AREA ESTUDIADA



SECCION HIDROGEOLOGICA A - A'



El acuífero local, de tipo "libre", está compuesto en su parte superior por depósitos lacustres y materiales aluviales, y en su parte inferior, por derrames basálticos fracturados; el espesor de aquellos cambia bruscamente de 60 m en la porción occidental de la zona, a 250 m en su porción oriental, debido a que la roca subyacente presenta un escalón de falla. A causa del bombeo de los pozos, los niveles del agua han descendido varias decenas de metros en la zona, formándose una depresión piezométrica hacia la cual converge el flujo subterráneo; la superficie freática se halla a profundidades de 45 a 80 m y está descendiendo con rapidez de 2 m/año.

Desde hace más de 15 años, el abatimiento de los niveles piezométricos está provocando la consolidación de los depósitos lacustres, muy compresibles, a su vez, la consolidación ha dado lugar al asentamiento del terreno. El brusco cambio de espesor del relleno en la zona de falla se traduce en asentamientos diferenciales en ambos lados de la misma, originando dos escalones topográficos que cruzan el área urbana de norte a sur. Al principio, el asentamiento progresó con lentitud, pero en los últimos años fue acentuado en forma alarmante por el abatimiento acelerado de los niveles del agua, causando aparatosos daños a la infraestructura urbana. Las tuberías de la red de alcantarillado se han fracturado o dislocado, y la consiguiente fuga de las aguas residuales está contaminando el acuífero; a lo cual contribuye la rápida circulación a lo largo de la superficie de falla y asentamiento. Otra fuente de contaminación es un basurero municipal localizado en una excavación profunda, cuyo fondo se encuentra a unos 40 m del nivel medio del valle y a unos cuantos metros sobre la superficie freática.

Tales focos de contaminación han deteriorado la calidad del agua subterránea. en 11 de los 34 pozos muestreados se ha registrado un aumento del contenido de nitratos y de coliformes. Tampoco en este caso se dispone de estadísticas médicas relativas al impacto de la contaminación sobre la salud pública, pero a ella se atribuye, al menos en parte, la alta incidencia de enfermedades gastrointestinales en los habitantes de la ciudad.

#### c).- Zona del Mezquital, Hgo.

Esta zona se localiza en la porción sur del altiplano mexicano, en una región semidesértica con precipitación pluvial menor que 300 mm/año. La agricultura local empezó a florecer hace varias décadas, al transferirse a esa zona las aguas residuales generadas en la ciudad de México, cuyo volumen ha crecido hasta alcanzar la cifra de 1,300 millones de metros cúbicos por año.

Las aguas residuales son conducidas a través de un gigantesco emisor profundo, almacenadas en varias presas, donde son mezcladas con aguas blancas, y distribuidas por medio de una red de canales de gran longitud (2,500 km). Debido a que los suelos predominantes en la zona son tobáceos, con escasa materia orgánica, se aplican a los cultivos láminas muy altas con el propósito de fertilizarlos; esta práctica agrícola origina excedentes de riego de gran magnitud que en gran parte se infiltran, acarreando en solución todo tipo de contaminantes.

El acuífero de la zona está constituido por tobas y basaltos fracturados, cubiertos por un delgado relleno aluvial-lacustre, es de tipo "libre" en algunas áreas y semiconfinado en otras; en general, su permeabilidad es alta. Como la extracción del agua subterránea es poco cuantiosa, el sobrerriego con agua superficial ha provocado el ascenso regional de los niveles freáticos, que han aflorado en las partes bajas del valle, numerosos manantiales han brotado, aun dentro de las poblaciones, y una extensa área ha quedado inundada permanentemente e invadida por vegetación hidrofita.

Superficie freática somera, permeabilidad alta y larga contaminante intensa, aplicada con láminas muy altas, han dado lugar a la contaminación regional del acuífero. El agua de pozos, manantiales y drenes contiene elementos metales y metales pesados, varios de ellos en concentraciones muy superiores a la norma respectiva, asimismo, las aguas freáticas someras contienen plaguicidas, fertilizantes y detergentes. Dado que las necesidades de agua para usos doméstico y de abrevadero son satisfechas por el acuífero, la contaminación de éste ha tenido grave repercusión sobre la salud pública.

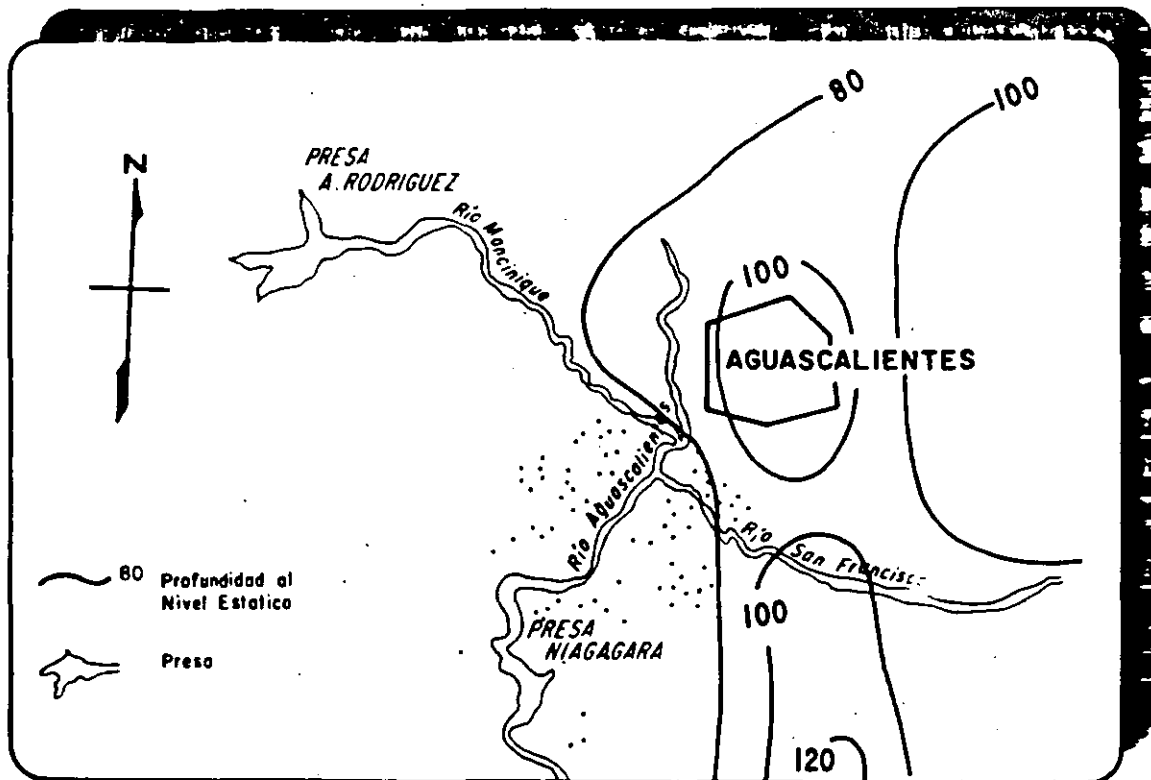
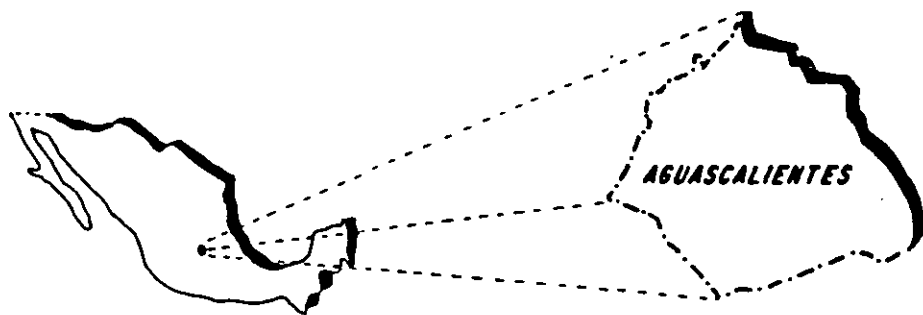
#### c). - Zona de Aguascalientes, Aps.

La zona de Aguascalientes está emplazada en la porción central de la República Mexicana, en una región de clima templado y precipitación media anual de 550 mm.

El acuífero local es de tipo "libre" y está constituido por conglomerados poco cementados, y tobas riolíticas fracturadas, cubiertos por una delgada capa superficial de aluvión no saturado. Debido a la sobreexplotación del acuífero con fines municipales, industriales y agrícolas, los niveles del agua subterránea han descendido más de 60 m en los últimos 30 años, encontrándose ahora a profundidades de 30 a más de 100 m de la superficie del terreno.

Con una población del orden de 550,000 habitantes, la ciudad de Aguascalientes ocupa la porción central de la zona y genera alrededor de 45 millones de metros cúbicos de agua

### LOCALIZACION DEL AREA ESTUDIADA



### SECCION HIDROGEOLOGICA C - C'

MATERIAL ACUIFERO

ARCILLA CON POCA ARENA

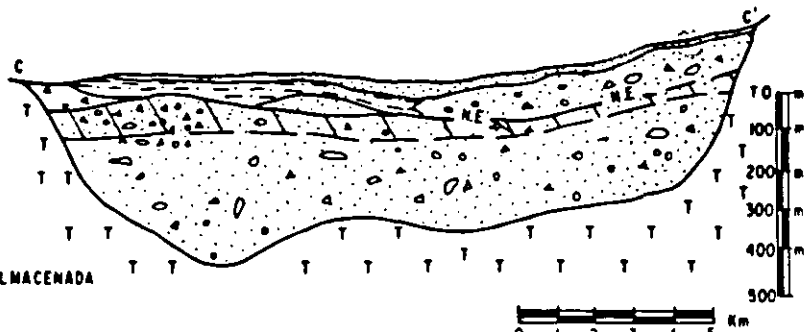
MATERIA POCO PERMEABLE  
Posibilidades hidrogeológicas restringidas

ROCA IGNEA

RESERVA DINAMICA ALMACENADA

NIVEL ESTATICO N.E.

150m DE PROFUNDIDAD



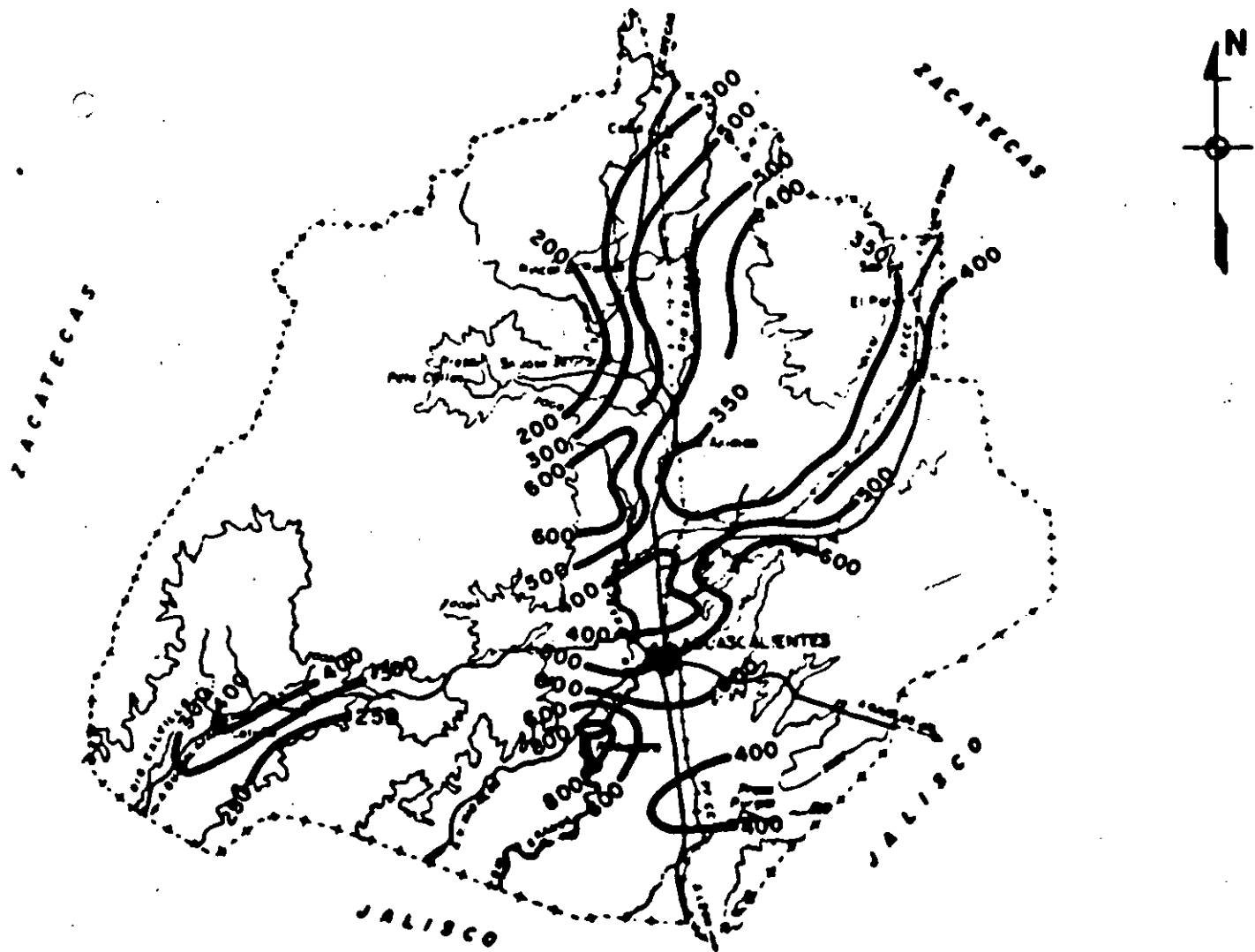


Fig.

SALINIDAD TOTAL DEL AGUA SUBTERRANEA

residual, que son descargados al cauce del río de mismo nombre, almacenados en la presa "El Niágara" y utilizados aguas abajo en la agricultura. Como efecto colateral de los abatimientos, la superficie del terreno se ha fracturado y asentado por consolidación de los estratos acuíferos, causando daño a la infraestructura urbana y, en particular, a la red de alcantarillado.

La fuga de aguas residuales, la circulación de estas en el cauce permeable, su almacenamiento en el vaso de la presa con un tirante de varios metros y su aprovechamiento en riego agrícola poco tecnificado, constituyen fuentes de contaminación que están deteriorando lentamente la calidad del agua subterránea, a pesar de la gran profundidad a que se halla la superficie freática. La percolación del agua residual es propiciada por el fracturamiento de las rocas acuíferas, y la concentración del bombeo en el área urbano-industrial ha inducido el flujo subterráneo de agua contaminada hacia las captaciones que abastece a la ciudad.

#### PREVENCIÓN Y CONTROL DE LA CONTAMINACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS.

Desde hace unas dos décadas se están realizando estudios geomorfológicos a nivel nacional para localizar y evaluar las fuentes de agua subterránea, habiéndose cubierto a la fecha alrededor del 70% de la extensión superficial del país. En términos generales, los estudios incluyen la definición del marco hidrogeológico y el análisis de los aspectos relativos a la hidrología subterránea; no contemplan expresamente problemas de contaminación, pero sí contienen datos valiosos acerca de las características físico-químicas del recurso, interpretadas con criterio hidrogeoc químico.

En los últimos 10 años, se ha prestado mayor atención institucional al deterioro de la calidad del agua causado por actividades humanas. Inicialmente, la atención estuvo centrada en los cuerpos de agua superficial, y recientemente se extendió a las fuentes subterráneas. Por una parte, se aumentaron la frecuencia y el número de las estaciones de muestreo, por otra, se incrementó la capacidad de análisis mediante la instalación de una red nacional de laboratorios, todos ellos equipados para realizar análisis físico-químicos y bacteriológicos, y algunos habilitados para la determinación de metales pesados.

Dada la gran extensión superficial del país, fue necesario clasificar las cuencas hidrográficas con objeto de establecer prioridades para su estudio, considerando en primer lugar aquellas donde ya se han registrado claras

manifestaciones de contaminación; las demás fueron ordenadas atendiendo al volumen de aguas residuales y a la carga orgánica generados en ellas, como indicadores preliminares del riesgo de contaminación. En esta clasificación, corresponden los primeros lugares a las cuencas donde están emplazados los centros urbano-industriales más importantes: las ciudades de México, Guadalajara y Monterrey, las cuales en conjunto generan el 40% del volumen de aguas residuales y el 35% de la DBO, a nivel nacional.

Una medida de prevención, aplicada como parte de la administración de los recursos hidráulicos de propiedad nacional, consiste en la asignación de condiciones particulares de descarga a cada usuario, atendiendo a la carga potencialmente contaminante de sus aguas residuales. Esta medida ha sido aplicada con bastante conocimiento de la capacidad de asimilación de los cuerpos receptores de agua superficial, pero con escasa noción de la vulnerabilidad de los acuíferos a la contaminación. Las disposiciones orientadas a preservar la calidad del agua, están jurídicamente respaldadas por los ordenamientos legales, en los cuales se establece que el usuario debe contar con un permiso de descarga y que el incumplimiento de la norma fijada en él, es motivo de sanciones administrativas y causa de revocación de la concesión para utilizar el agua.

Otras acciones interinstitucionales se han emprendido para prevenir y controlar la calidad de las aguas subterráneas. Una de ellas consiste en la selección de sitios adecuados para ubicar rellenos sanitarios y en el estudio de la contaminación producida por basureros existentes, prestando especial atención a las condiciones geohidrológicas locales. Más recientemente, se integró un grupo con técnicos de diversas dependencias para revisar un proyecto de disposición de residuos radioactivos de bajo nivel en el estado de Texas, Estados Unidos, en cuanto al ~~riesgo de~~ contaminación que los cementerios de desechos pudiera implicar para los acuíferos en territorio mexicano.

#### PERSPECTIVAS FUTURAS.

El crecimiento demográfico y el desarrollo de los sectores productivos está amenazando la calidad de las fuentes de agua subterránea, al generar nuevos focos de contaminación e intensificar los ya existentes, los problemas relacionados con la calidad del recurso hidráulico son ahora casi tan frecuentes como los asociados con la escasez del mismo, y nuevos casos se siguen agregando a los ya conocidos conforme al control de la calidad se hace más efectivo.



En gran parte de nuestro territorio el agua es escasa en relación con su demanda y, como consecuencia, los problemas de sobreexplotación se han multiplicado. Entre las principales medidas aplicadas para afrontar esta perjudicial condición, se encuentran la reutilización y el uso más eficiente del agua para reducir su extracción del subsuelo. En muchas zonas se tiende a reservar el agua dulce para consumo humano y a utilizar aguas residuales para sustentar la producción agrícola y el uso industrial. Así, se ha incrementado la disponibilidad del agua, pero a costa del deterioro más rápido de su calidad.

Por otra parte, a la contaminación del agua subterránea derivada de las actividades humanas, se está agregado el deterioro de su calidad causado por factores naturales. Como los niveles freáticos van descendido varias decenas de metros en muchas zonas, debido a la sobreexplotación de los acuíferos, los pozos están captando acuíferos cada vez más profundos y el agua extraída, en general, contiene mayor cantidad de sales en solución por su estancia más prolongada en el subsuelo. Además, el abatimiento piezométrico está provocando la consolidación de los estratos acuíferos, frecuentemente recipientes de agua salobra, los cuales bajo los efectos del bombeo aportan a los acuíferos adyacentes importantes volúmenes de agua de regular a mala calidad, especialmente en las regiones áridas y en las cuencas lacustres.

No menos grave es el deterioro de la calidad del agua subterránea provocado por elementos químicos de origen natural, como flúor, arsénico, nitratos, sulfatos, plomo, hierro y manganeso, entre otros elementos de origen natural, a veces en concentraciones nocivas para la salud humana, con el agravante de que su distribución para determinar su muy amplia y difícil de conocer en su detalle. En algunas zonas se tienen en proceso estudios para determinar su distribución espacial, su evolución en el tiempo y su influencia sobre la salud, aunque este último aspecto plantea grandes incertidumbres por la falta de estadísticas medidas confiables en este sentido.

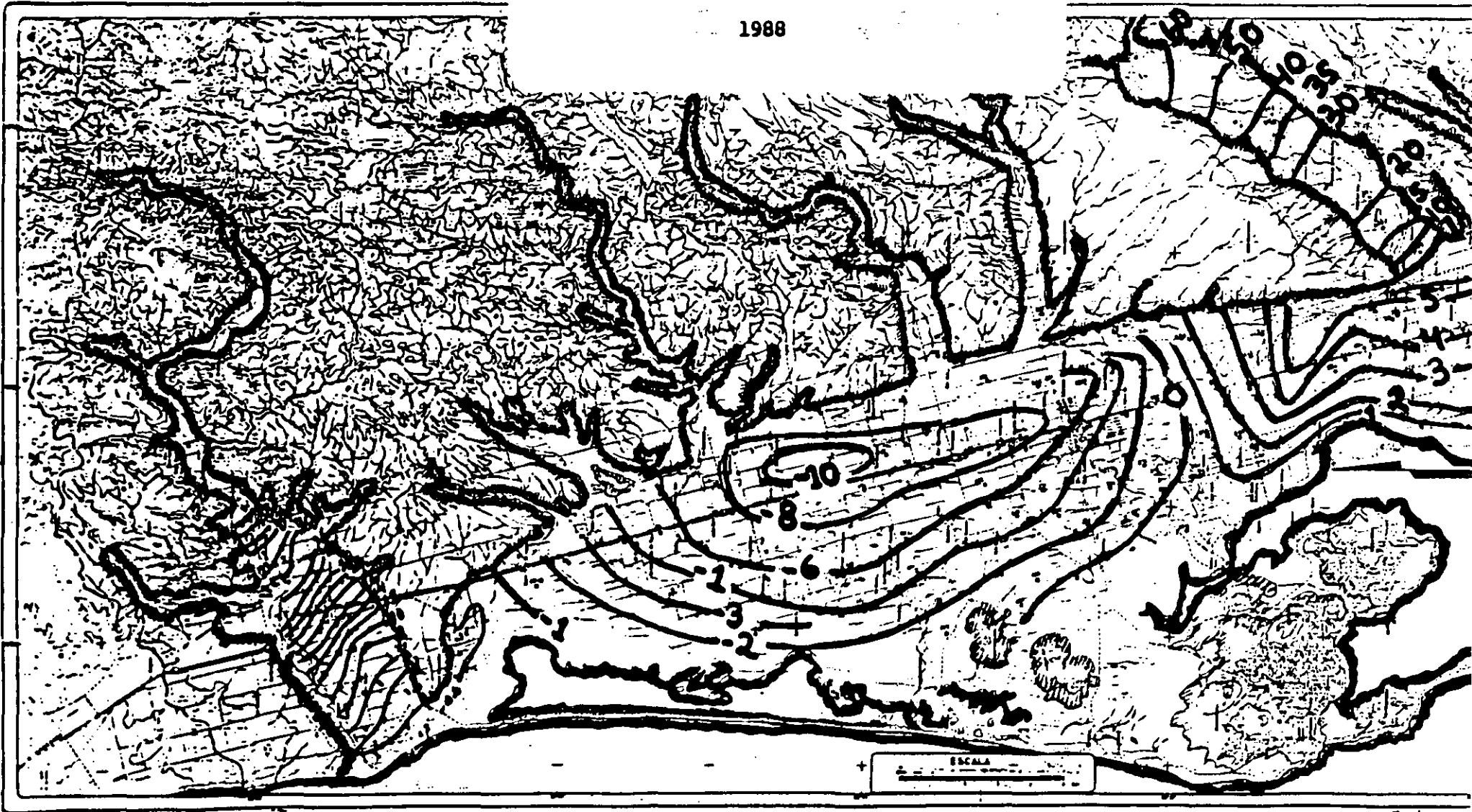
También merecen atención numerosas acuíferos costeros sobreexplotados que están siendo invadidos por el agua de mar, con la consiguiente inutilización de sus porciones afectadas, de pozos y de terreno al salino. En otros casos, la contaminación se debe al agua salina contenida en estratos poco permeables adyacentes e intercalados, que migra hacia los acuíferos dulces a causa de su explotación. A futuro, cabe esperar que los problemas de calidad derivados de elementos de origen natural, sean más frecuentes conforme se vaya captando agua más profunda, que es generalmente más salina debido a su presencia más prolongada en el subsuelo.

Bajo el bombardeo persistente y continuo de contaminantes artificiales y naturales, la calidad del agua de muchos acuíferos se ha deteriorado; en algunos casos ha dejado de ser apta para ciertos usos, y en otros ha ocasionado problemas de salud pública de gravedad apenas sospechada. Para corregir esta situación, será necesario realizar cuantiosas erogaciones para tratar el agua contaminada o para importar el recurso desde otras fuentes sustitutivas lejanas y de mejor calidad, pues aunque físicamente es factible, la recuperación de un acuífero contaminado es tardada, técnicamente compleja y muy costosa.

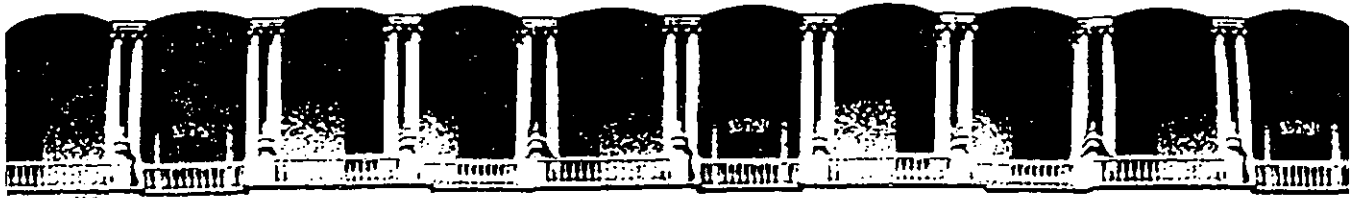
COMISION NACIONAL DEL AGUA  
SUBDIRECCION GENERAL DE ADMON. DEL AGUA  
GERENCIA DE ASISTENCIA TECNICA A SERVICIOS SUBTERRANEAS.

CURVAS DE IGUAL ELEVACION DEL N.E. (m.s.n.m.)

1988



7



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

*CURSOS ABIERTOS*

*IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION  
DE ACUIFEROS*

*17 DE AGOSTO AL 11 DE SEPTIEMBRE DE 1992*

*APLICACION DE LAS COMPUTADORAS EN GEOHIDROLOGIA*

- PRUEBAS DE BOMBEO*
- MODELOS DE SIMULACION  
DE ACUIFEROS:*

*PLASM*

*HAMM*

*THEIS*

*ING. LUIS VELAZQUEZ AGUIRRE  
COMISION NACIONAL DE AGUA*

**PALACIO DE MINERIA**

*PRUEBAS DE BOMBEO*

A: DIR

Volume in drive A has no label  
Directory of A:\

PBA--T	BAS	7552	1-01-80	12:51a
BAS106W	EXE	80592	2-01-88	
GWBASIC	EXE	59728	6-26-84	2:11a
EJEM03	PP1	480	6-27-89	4:13p
EJEM03	PP2	180	6-27-89	4:13p
COMMAND	COM	25276	1-01-88	12:00a
FORMAT	COM	11671	1-01-88	12:00a
GRAPHICS	COM	5363	4-10-86	11:37a
RES03	PRN	2768	6-28-89	3:48p
EJEM03	PP1	0	6-28-89	3:47p

10 File(s) 163840 bytes free

A>

PUMP TEST  
GENERAL INFORMATION

PROJECT: EJEM

FILE # 03

LOCATION ? NOSE

AQUIFER COEFFICIENT EVALUATION

1 = PERFORM COEFFICIENT EVALUATION

2 = DO NOT PERFORM COEFFICIENT EVALUATION

WELL NUMBER ? 1

DO YOU WANT TO USE PREVIOUSLY SAVED DATA?? Y

PLEASE SAVE DISK IN DRIVE:A AND HIT RETURN

DRAWDOWN DATA

LINE NO.	TIME	WATER LEVEL
1	.25	82.68
2	.5	84.45
3	1	86.13
4	2	87.7
5	4	91.28
6	8	93.76999
7	15	96.26
8	30	97.76999
9	60	99.01999
10	120	99.61

IS EVERYTHING OK SO FAR ? Y

LINE NO.	TIME	WATER LEVEL
11	180	100
12	240	100.14
13	300	100.14

IS EVERYTHING OK SO FAR ? Y

DO YOU WISH TO ADD ANY DATA? ? N

PROJECT: EJEM FILE: 03 LOCATION: NOSE Drawdown FTPUMPING TEST ANALYSIS STRAIGHT  
mping Started (minutes) 0 4 8 12 16 20 START SEGMENT AT TIME (T) IN MIN.

END SEGMENT AT TIME (T) IN (MIN): ? 300

LOG CYCLE FOR DELTA S: 1 - 10 (Y/N) ? N

10 - 100 (Y/N) ? Y

SEGMENT LINE: DRAW STRAIGHT LINE BETWEEN POINTS (Y/N) ? N

PERFORM LEAST SQUARES FIT (Y/N) ? Y

delta s = 6.614002 FT

T = 15818.44 USGPD/FT

DO YOU WANT TO SAVE

? N

\*\*\*\*\*  
COMPLETE  
\*\*\*\*\*

File not found in 30

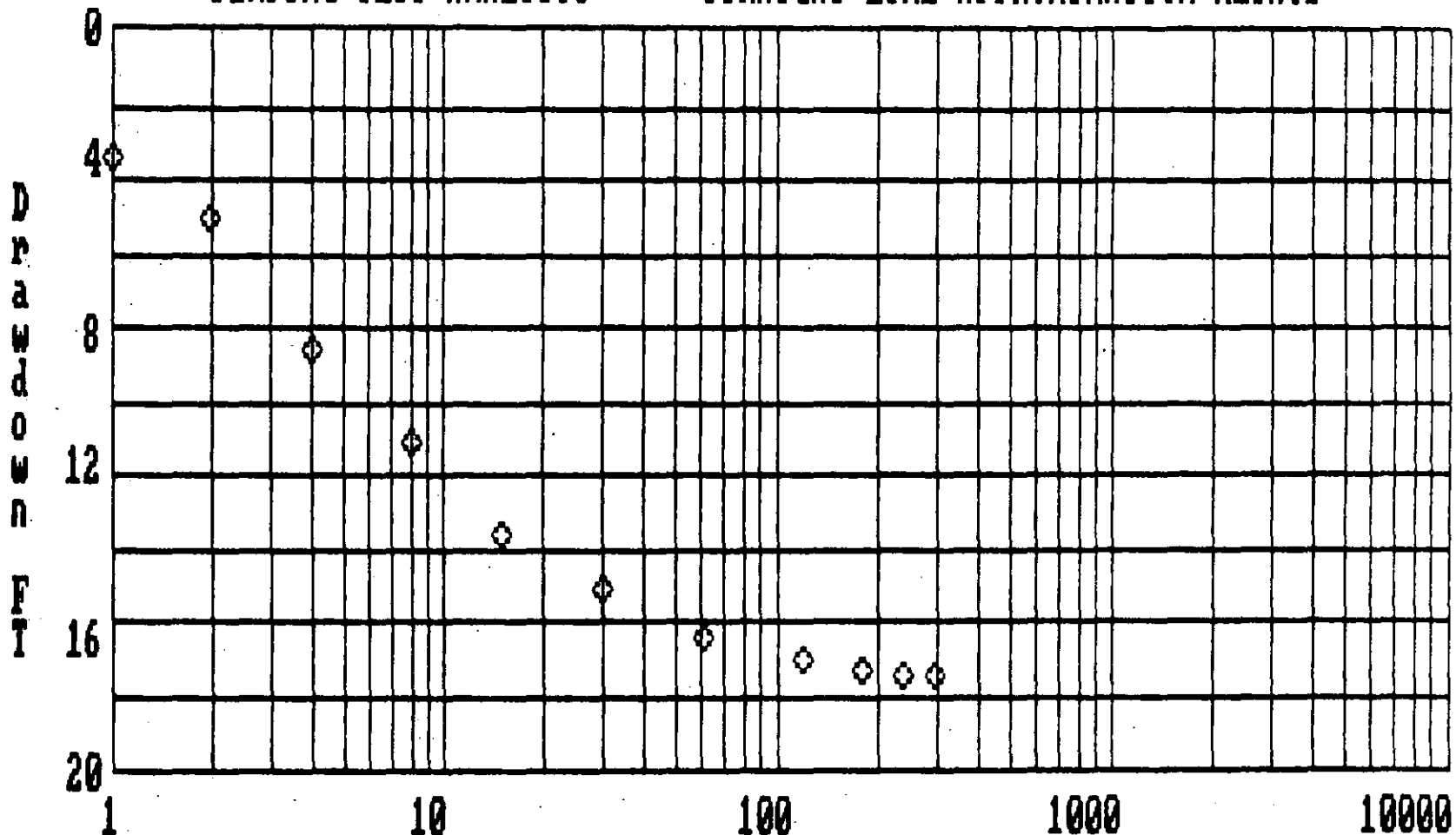
OK

RUN

PUMP TEST

PUMPING TEST ANALYSIS

STRAIGHT LINE APPROXIMATION METHOD



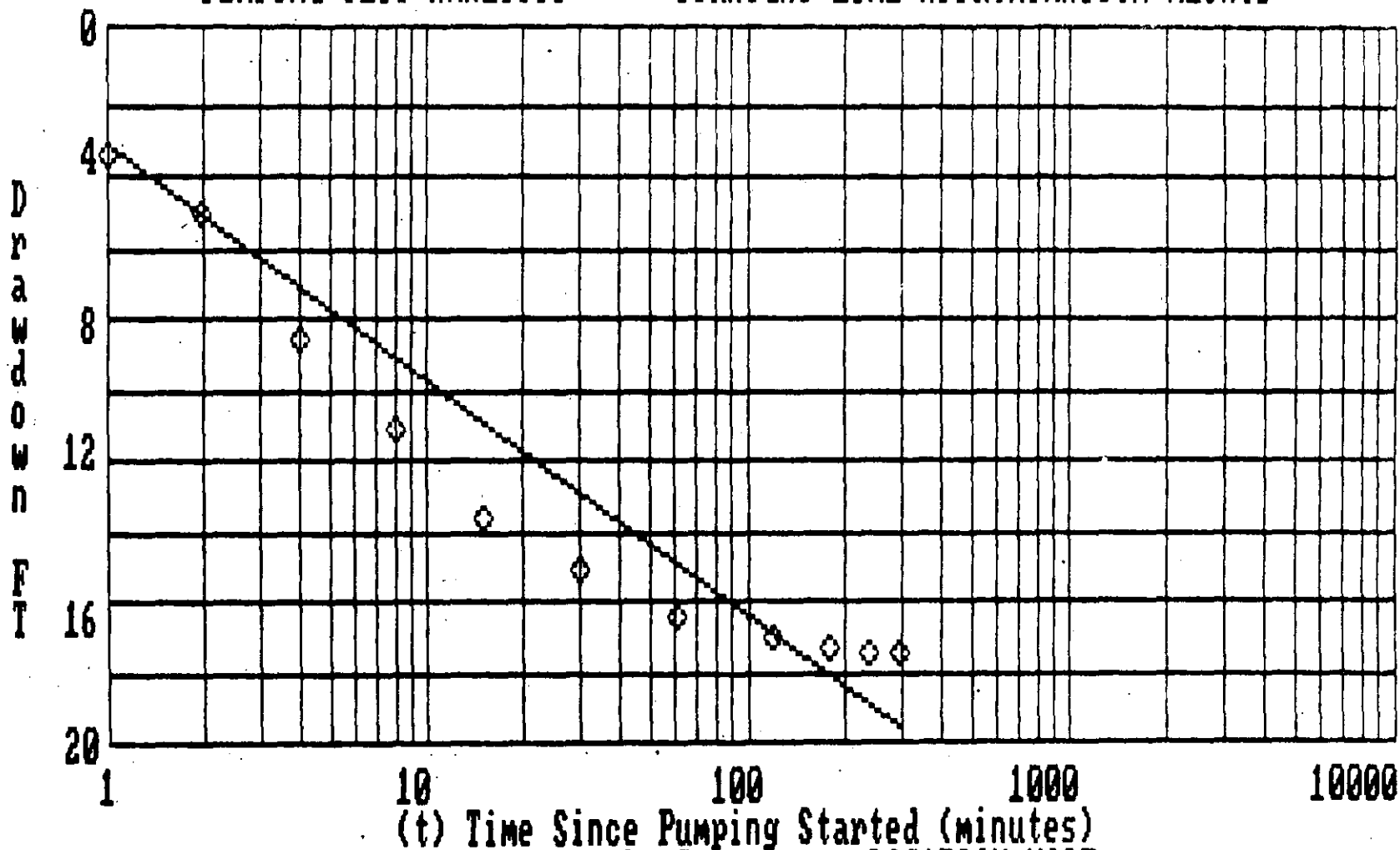
PROJECT: EJEM  
START SEGMENT AT TIME (T) IN (MIN) ? ■

(t) Time Since Pumping Started (minutes)  
FILE: 03  
LOCATION: NOSE



# PUMPING TEST ANALYSIS

# STRAIGHT LINE APPROXIMATION METHOD



PROJECT: EJEM

delta s = 6.614002 FT

(t) Time Since Pumping Started (minutes)

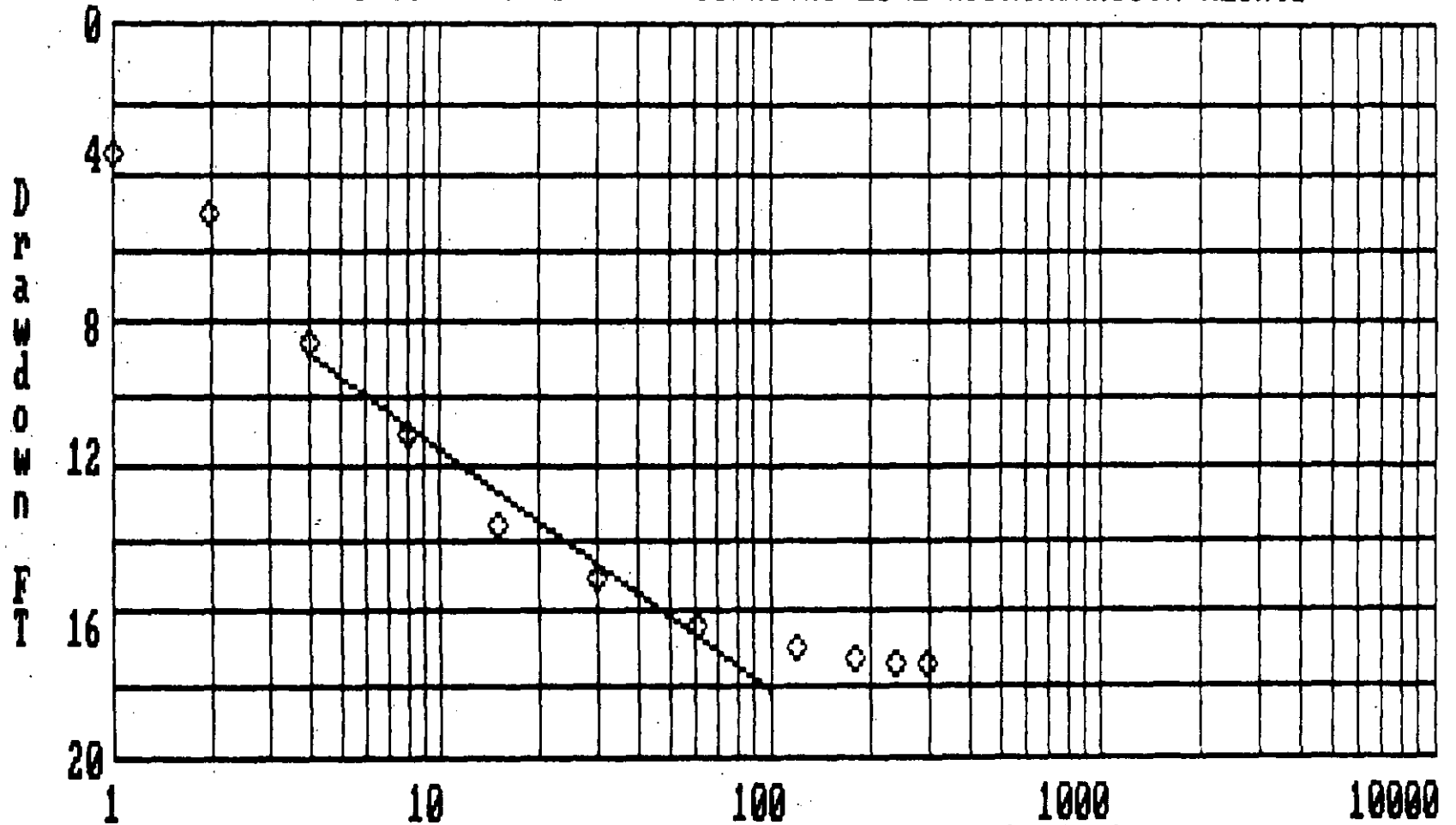
FILE: 03

LOCATION: NOSE

T = 15818.44 USGPD/FT

PUMPING TEST ANALYSIS

STRAIGHT LINE APPROXIMATION METHOD



PROJECT: EJEM

delta s = 6.643914 FT

(t) Time Since Pumping Started (minutes)

FILE: 03

LOCATION: NOSE

T = 15747.22 USGPD/FT

A  
A  
A  
A  
A>DIR

Volume in drive A has no label  
Directory of A:\

FRA--S	BAS	8320	1-01-80	12:51a
EJEM02	DD1	192	6-27-89	3:28p
EJEM02	DD2	540	6-27-89	3:28p
RES02	FRN	3057	6-27-89	3:28p
COMMAND	COM	25276	1-01-88	12:00a
FORMAT	COM	11671	1-01-88	12:00a
GRAPHICS	COM	5363	4-10-86	11:37a
QWBASIC	EXE	59728	6-26-84	2:11a
BASICGW	EXE	80592	2-01-88	

9 File(s) 162816 bytes free

A>  
A>  
A>  
A>

File not found  
GENERAL INFORMATION

PROJECT ? EJEM

FILE # ? 02

LOCATION ? ESPAÑA

AQUIFER COEFFICIENT EVALUATION

1 = PERFORM COEFFICIENT EVALUATION

2 = DO NOT PERFORM COEFFICIENT EVALUATION

WHICH NUMBER ? 1

Do you want to use previously saved data?? N

NUMBER OF OBSERVATION WELLS (MAX=9) ? 4

NAME FOR OBSERVATION WELL # 1 ? POZO1

NAME FOR OBSERVATION WELL # 2 ? POZO2

NAME FOR OBSERVATION WELL # 3 ? POZO3

NAME FOR OBSERVATION WELL # 4 ? POZO4

PUMPING RATE (USGPM) ? 132

DURATION OF TEST (MINUTES) ? 240

DISTANCE - DRAWDOWN DATA

WELL NO. DIST, DRAWDOWN

POZO ? 9.84, 4.59

POZO ? 32.8, 3.28

POZO ? 328, .951

POZO ? 984, .197

WELL NO. DIST DRAWDOWN

POZO 9.84 4.59

POZO 32.8 3.28

POZO 328 .951

POZO 984 .197

IS EVERYTHING OK SO FAR ? Y

PROJECT: EJEM FILE: 02 LOCATION: ESPAÑA

Illegal function call in 2280

OK

SYSTEM

GENERAL INFORMATION

PROJECT ? EJEM

FILE # ? 02

LOCATION ? ESPAÑA

AQUIFER COEFFICIENT EVALUATION

1 = PERFORM COEFFICIENT EVALUATION

2 = DO NOT PERFORM COEFFICIENT EVALUATION

WHICH NUMBER ? 1

Do you want to use previously saved data?? N

NUMBER OF OBSERVATION WELLS (MAX=9) ? 4

NAME FOR OBSERVATION WELL # 1 ? P1

NAME FOR OBSERVATION WELL # 2 ? P2

NAME FOR OBSERVATION WELL # 3 ? P3

NAME FOR OBSERVATION WELL # 4 ? P4

PUMPING RATE (USGPM) ? 132

DURATION OF TEST (MINUTES) ? 240

DISTANCE - DRAWDOWN DATA

WELL NO.	DIST	DRAWDOWN
P1	9.84	4.59
P2	32.8	3.28
P3	328	.959
P4	984	.197

WELL NO.	DIST	DRAWDOWN
P1	9.84	4.59
P2	32.8	3.28
P3	328	.959
P4	984	.197

IS EVERYTHING OK SO FAR ? N  
 WHAT WELL NO. DO YOU WANT TO CHANGE ? P3  
 NEW DATA - DISTANCE, DRAWDOWN  
 ? 328, .951

WELL NO.	DIST	DRAWDOWN
P1	9.84	4.59
P2	32.8	3.28
P3	328	.951

PLTA S: 1 - 10 (Y/N) ? N  
 10 - 100 (Y/N) ? Y

delta s = 2.1965 FT      T = 31730.48 USGPD/FT      S = 1.084128E-03

DO YOU WANT TO SAVE THE DATA?  
 ? Y  
 PLACE SAVE DISK IN DRIVE:B AND HIT RETURN  
 ?

\*\*\*\*\*  
 COMPLETE  
 \*\*\*\*\*

File not found in 30  
 OK  
 SYSTEM  
 LTA S: 1 - 10 (Y/N) ? N  
 10 - 100 (Y/N) ? Y

delta s = 2.1965 FT      T = 31730.48 USGPD/FT      S = 1.084128E-03

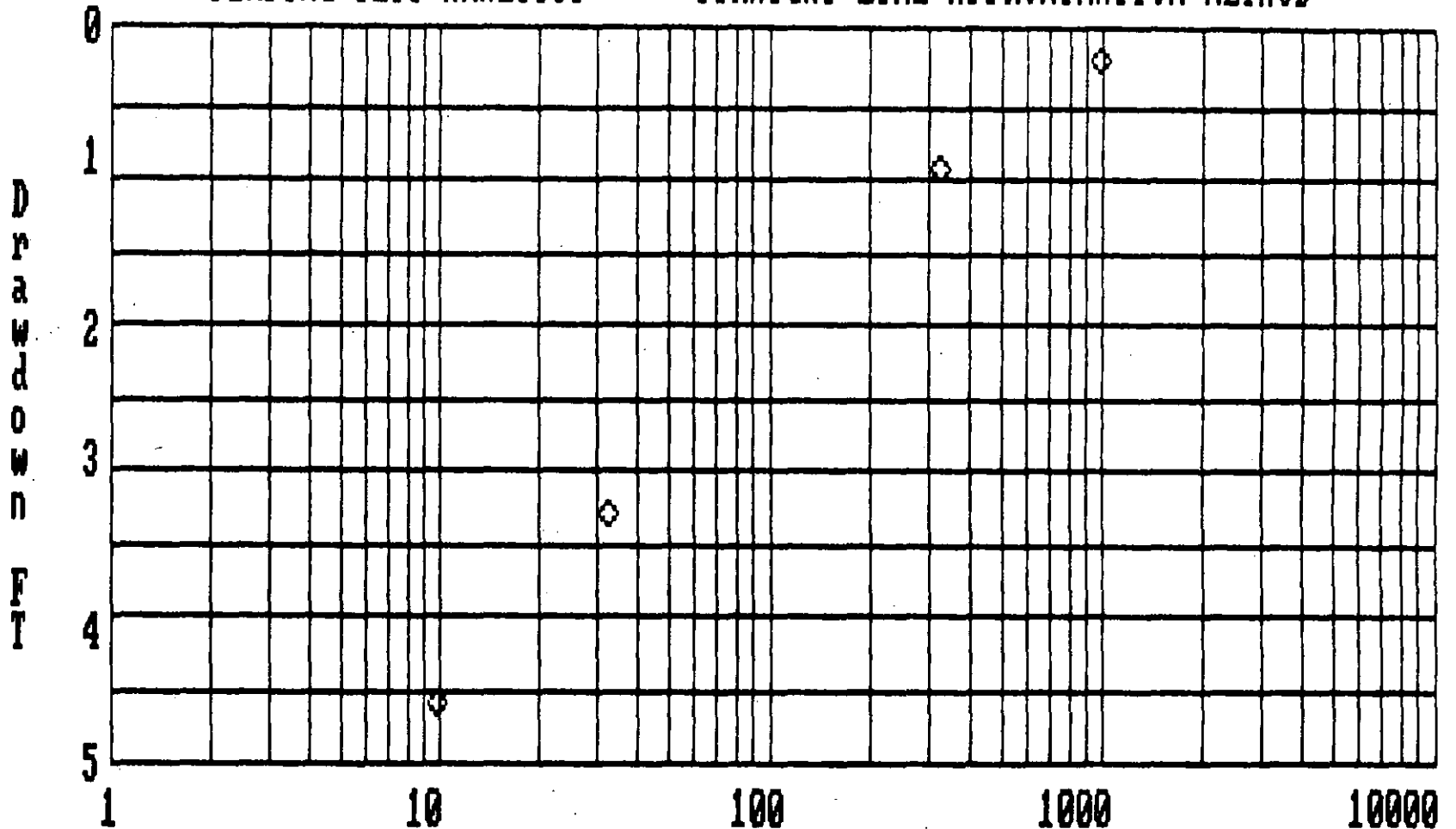
DO YOU WANT TO SAVE THE DATA?  
 ? Y  
 PLACE SAVE DISK IN DRIVE:B AND HIT RETURN  
 ?

\*\*\*\*\*  
 COMPLETE  
 \*\*\*\*\*

File not found in 30  
 OK  
 SYSTEM

PUMPING TEST ANALYSIS

STRAIGHT LINE APPROXIMATION METHOD



PROJECT: EJEM  
START SEGMENT # 1

AT DISTANCE IN (FT) ? 10

FILE: 02

LOCATION: CHIHUAHUA

10

*MODELOS DE SIMULACION DE ACUIFEROS*

TECNICAS GENERALES DE MODELACION.

- QUE ES UN MODELO EN GENERAL.

ES UNA REPRESENTACION:

MAPA DE CARRETERAS ES UN MODELO  
UNA MAQUETA ES UN MODELO  
SECCION GEOLOGICA ES UN MODELO

- CUAL ES EL PROPOSITO DE CONSTRUIR Y OPERAR UN MODELO

PREDECIR CAMBIOS  
GUIAS PARA LA COLECCION DE DATOS

- TIPOS DE MODELOS RELACIONADOS CON EL AGUA SUBTERRANEA

A> CONCEPTUALES -

NO SE REQUIEREN MATEMATICAS, JUICIOS CUALITATIVOS Y  
BASADOS EN EXPERIENCIA .

B> FISICOS

CONSTRUIDOS A ESCALA DE LABORATORIO SIGUIENDO  
PATRONES MECANICOS

C> ANALOGICOS

CONSTRUIDOS A ESCALA DE LABORATORIO SIGUIENDO  
PATRONES MECANICOS.

D) MATEMATICOS

SE DESCRIBEN EL FLUJO O TRANSPORTE DE MASA  
PARA ECUACIONES MATEMATICAS; SOLUCIONES ANALITICAS  
SUJETAS A IDEALIZAR LAS CONDICIONES DEL ACUIFERO.

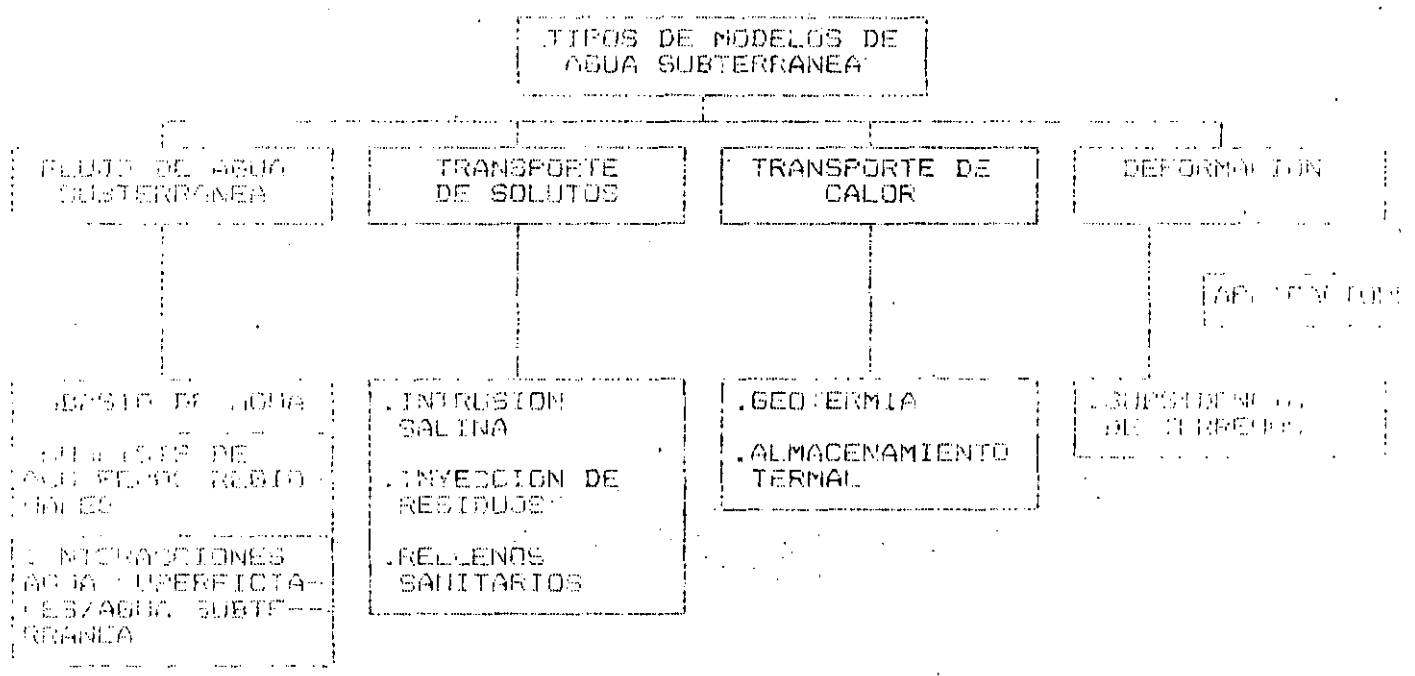
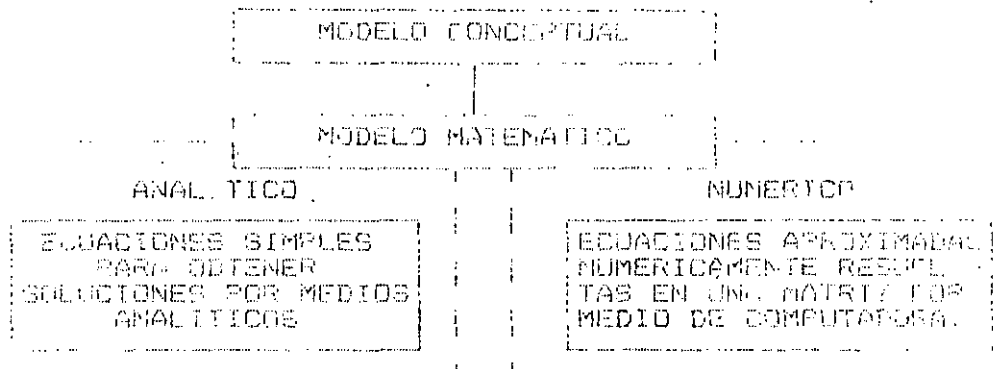
SE DIVIDEN EN ANALITICOS Y NUMERICOS

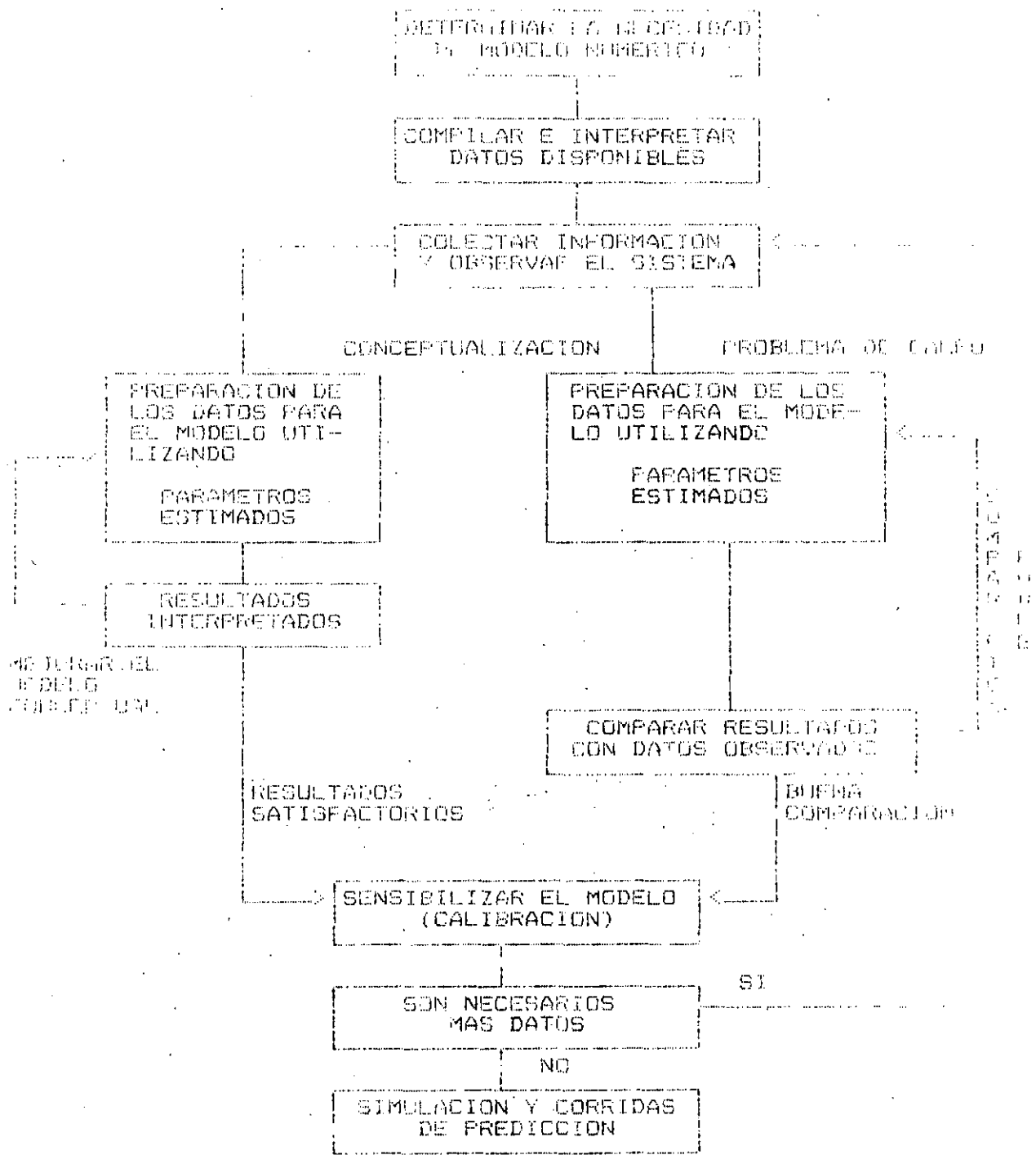
FIGURA NO. 1

---

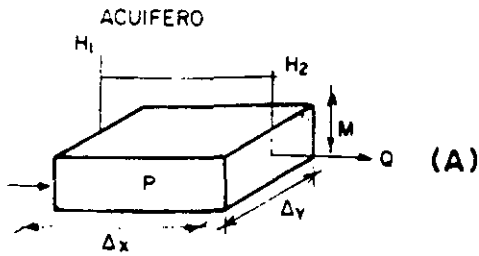
110







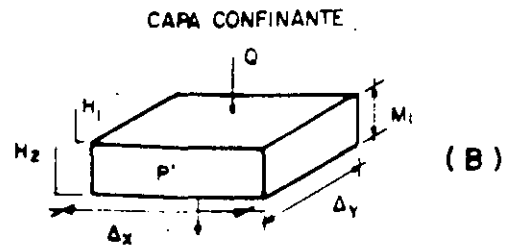
# COMPONENTES BASICOS DE LOS SISTEMAS DE AGUAS SUBTERRANEAS



LEY DE DARCY

$$H_1 - H_2 = \frac{Q \Delta x}{PM \Delta y}$$

TRANSMISIVIDAD

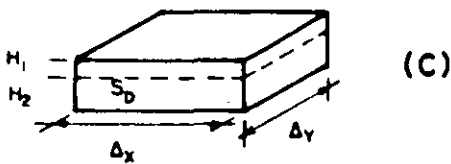


LEY DE DARCY

$$H_1 - H_2 = \frac{Q}{P' \Delta x \Delta y}$$

INFILTRACION  
(REZUME)

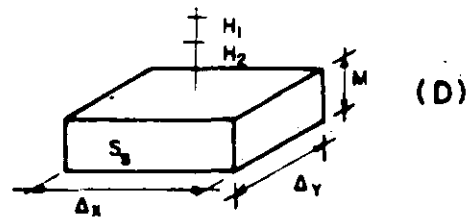
AGUA DE ALMACENAMIENTO  
(DRENAJE)



$$H_1 - H_2 = \frac{Q \Delta T}{S_D \Delta x \Delta y}$$

COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO  
DE ACUIFEROS LIBRES

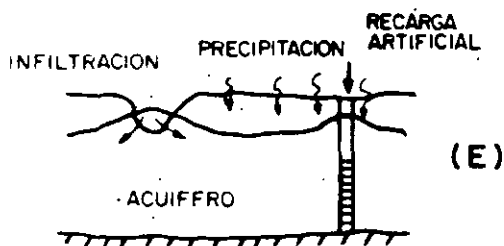
AGUA DE ALMACENAMIENTO  
(DECREMENTO DE PRESION)



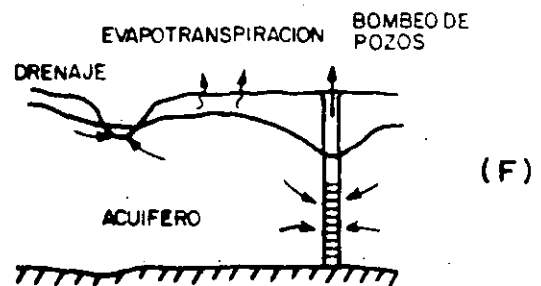
$$H_1 - H_2 = \frac{Q \Delta y}{S_b M \Delta x \Delta y}$$

COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO  
PARA CONDICIONES ARTESIANAS

ENTRADAS



SALIDAS



A:  
A:  
A:  
A:DIR

Volume in drive A has no label  
Directory of A:\

HAMM	BAS	6144	1-01-80	12:52a
RES01	PRN	3708	6-27-89	4:58p
COMMAND	COM	25276	1-01-88	12:00a
FORMAT	COM	11671	1-01-88	12:00a
GRAPHICS	COM	5363	4-10-86	11:37a
GWBASIC	EXE	59728	6-26-84	2:11a
BASICGW	EXE	80592	2-01-88	

7 File(s) 166912 bytes free

A:  
A:  
A:  
A:

MODELO HAMM - T ( PREDICCIÓN DE ABATIMIENTOS )

COPYRIGHT (C) 1984  
GROUND-WATER CONSULTANTS GROUP  
P.O. BOX 189, ST. ALBERT, ALBERTA, CANADA, T8N 1N6  
PHONE: (403) 458-3180

HAAM-T/DRAWDOWN PREDICTION

AQUIFER TYPE

1=CONFINED NONLEAKY  
2=CONFINED LEAKY  
3=UNCONFINED

WHICH NUMBER ? 1

AQUIFER CHARACTERISTICS

GROUND ELEVATION (FT ASL) ? 1000

WATER TABLE ELEVATION (FT ASL) ? 900

TOP OF AQUIFER ELEVATION (FT ASL) ? 800

BOTTOM OF AQUIFER ELEVATION (FT ASL) ? 500

PERMEABILITY (USGPD/FT2) ? 1000

STORAGE COEFFICIENT ? .001

GRID (MAX SIZE=10 X 10)

STARTING X-COORD, ENDING X-COORD, X-INC

? 1000, 10000, 1000

STARTING Y-COORD, ENDING Y-COORD, Y-INC

? 1000, 10000, 1000

WELL DATA

NO. WELLS (MAX=10) ? 1

WELL # 1

X-COORD, Y-COORD ? 5000, 5000

PUMPING RATE (USGPM) ? 1000

TIMES FOR DRAWDOWN CALCULATION

NO. CALCULATION TIMES (MAX=15) ? 1

CALCULATION TIME # 1

TIME (DY) ? 60

EXECUTING

1.957165  
2.05136  
2.136505  
2.198517  
2.22165  
2.198517  
2.136505  
2.05136  
1.957165  
1.862598

21

2.036394  
 2.198517  
 2.40099  
 2.665475  
 3.015105  
 3.27959  
 3.015105  
 2.665475  
 2.40099  
 2.198517

6

2.05136  
 2.22165  
 2.44193  
 2.75062  
 3.27959  
 3.551189  
 3.27959  
 2.75062  
 2.44193  
 2.22165

5

2.036394  
 2.198517  
 2.40099  
 2.665475  
 3.015105  
 3.27959  
 3.015105  
 2.665475  
 2.40099  
 2.198517

4

1.994727  
 2.136505  
 2.300879  
 2.486135  
 2.665475  
 2.75062  
 2.665475  
 2.486135  
 2.300879  
 2.136505

3

1.934033  
 1.05136  
 1.176707  
 1.300879  
 2.40099  
 2.44193  
 2.40099  
 1.300879  
 1.176707  
 1.05136

2

2.136149  
 2.400979  
 2.486135  
 2.665477  
 2.75062  
 2.665475  
 2.486135  
 2.300879  
 2.136505  
 1.994727

8  
 2.05136  
 2.176707  
 2.300879  
 2.40099  
 2.441193  
 2.40099  
 2.300879  
 2.176707  
 2.05136  
 1.934033

9  
 1.957165  
 2.05136  
 2.136505  
 2.198517  
 2.22165  
 2.198517  
 2.136505  
 2.05136  
 1.957165  
 1.862598

10  
 1.862598  
 1.934033  
 1.994727  
 2.036394  
 2.05136  
 2.036394  
 1.994727  
 1.934033  
 1.862598  
 1.786875

DRAWDOWN  
-----

COMPUTED DRAWDOWN (ft) AFTER 60 dy OF PUMPING.  
 THE COMBINED CAPACITY OF 1 WELL(S) IS 1000 usgpm.

05

10000	-	1.86	1.93	1.99	2.04	2.05	2.04	1.99	1.93	1.86	1.78
9000	-	1.96	2.05	2.14	2.20	2.22	2.20	2.14	2.05	1.96	1.86
8000	-	2.05	2.18	2.30	2.40	2.44	2.40	2.30	2.18	2.05	1.99
7000	-	2.14	2.30	2.49	2.67	2.75	2.67	2.49	2.30	2.14	1.99
6000	-	2.20	2.40	2.67	3.02	3.28	3.02	2.67	2.40	2.20	2.04
5000	-	2.22	2.44	2.75	3.28	8.55	3.28	2.75	2.44	2.22	2.04
4000	-	2.20	2.40	2.67	3.02	3.28	3.02	2.67	2.40	2.20	1.99
3000	-	2.14	2.30	2.49	2.67	2.75	2.67	2.49	2.30	2.14	1.99
2000	-	2.05	2.18	2.30	2.40	2.44	2.40	2.30	2.18	2.05	1.93
1000	-	1.96	2.05	2.14	2.20	2.22	2.20	2.14	2.05	1.96	1.86



1000 2000 3000 4000 5000 6000 7000 8000 9000 10000  
Y-COORD X-COORD

\*\*\*\*\*-WATER LEVEL HAS DROPPED BELOW BOTTOM OF AQUIFER

PRESS RETURN TO CONTINUE ?

\*\*\*\*\*  
COMPLETE  
\*\*\*\*\*

File not found in III  
OF  
C:\\$1111

21

AQUIFER CHARACTERISTICS

GROUND ELEVATION (FT ASL) ? 1000

WATER TABLE ELEVATION (FT ASL) ? 900

TOP OF AQUIFER ELEVATION (FT ASL) ? 800

BOTTOM OF AQUIFER ELEVATION (FT ASL) ? 500

PERMEABILITY (USGPD/FT<sup>2</sup>) ? 1000

STORAGE COEFFICIENT ? .001

GRID (MAX SIZE 10 X 10)

STARTING X-COORD, ENDING X-COORD, X-INC  
? 1000, 10000, 1000

STARTING Y-COORD, ENDING Y-COORD, Y-INC  
? 1000, 10000, 1000

WELL DATA

NO. WELLS (MAX=10) ? 2

WELL # 1

X-COORD, Y-COORD ? 2000, 2000  
PUMPING RATE (USGPM) ? 132

WELL # 2

X-COORD, Y-COORD ? 2100, 2000  
PUMPING RATE (USGPM) ?

TIMES FOR DRAWDOWN CALCULATION

NO. CALCULATION TIMES (MAX=15) ? 2

4.2



TIMES FOR DRAWDOWN CALCULATION

NO. CALCULATION TIMES (MAX=15) ? 2

CALCULATION TIME # 1

TIME (DY) ? 60

CALCULATION TIME # 2

TIME (DY) ? 90

DRAWDOWN

COMPUTED DRAWDOWN (ft) AFTER 60 dy OF PUMPING.  
 THE COMBINED CAPACITY OF 2 WELL(S) IS 132 usgpm.

10000	0.32	0.32	0.22	0.22	0.22	0.21	0.21	0.20	0.20	0.1
9000	0.24	0.24	0.24	0.23	0.23	0.22	0.22	0.21	0.20	0.1
8000	0.25	0.25	0.25	0.25	0.24	0.23	0.23	0.22	0.21	0.1
7000	0.27	0.27	0.27	0.26	0.26	0.25	0.24	0.23	0.22	0.1
6000	0.29	0.29	0.29	0.28	0.27	0.26	0.25	0.25	0.22	0.1
5000	0.32	0.32	0.32	0.30	0.29	0.27	0.26	0.24	0.23	0.1
4000	0.35	0.36	0.35	0.33	0.30	0.28	0.26	0.25	0.23	0.1
3000	0.40	0.43	0.40	0.35	0.32	0.29	0.27	0.25	0.24	0.1
2000	0.43	1.13	0.43	0.36	0.32	0.29	0.27	0.25	0.24	0.1
1000	0.40	0.43	0.40	0.35	0.32	0.29	0.27	0.25	0.24	0.1
	1000	2000	3000	4000	5000	6000	7000	8000	9000	10000
	Y-COORD			X-COORD						

\*\*\*\*\*-WATER LEVEL HAS DROPPED BELOW BOTTOM OF AQUIFER.

PRESS RETURN TO CONTINUE ?

A1

DRAWDOWN  
-----

COMBINED DRAWDOWN (ft) AFTER 70 dy OF PUMPING.  
THE COMBINED CAPACITY OF 2 WELL(S) IS 132 usgpm.

1000	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.23	0.23	0.22	0.22	0.21
2000	0.26	0.26	0.26	0.26	0.25	0.24	0.24	0.23	0.22	0.21
3000	0.27	0.27	0.27	0.27	0.26	0.25	0.25	0.24	0.23	0.22
4000	0.29	0.29	0.29	0.28	0.28	0.27	0.26	0.25	0.24	0.23
5000	0.31	0.31	0.31	0.30	0.29	0.28	0.27	0.25	0.24	0.23
6000	0.34	0.34	0.34	0.32	0.31	0.29	0.28	0.26	0.25	0.24
7000	0.37	0.38	0.37	0.35	0.32	0.30	0.28	0.27	0.25	0.24
8000	0.42	0.45	0.42	0.37	0.34	0.31	0.29	0.27	0.26	0.24
9000	0.45	1.15	0.45	0.38	0.34	0.31	0.29	0.27	0.26	0.24
10000	0.42	0.45	0.42	0.37	0.34	0.31	0.29	0.27	0.26	0.24
	1000	2000	3000	4000	5000	6000	7000	8000	9000	10000
Y-COORD										
										X-COORD

\*\*\*\*\*-WATER LEVEL HAS DROPPED BELOW BOTTOM OF AQUIFER.

PRESS RETURN TO CONTINUE ?

13

MODELO THEIS : CALCULO RAPIDO Y BURDO  
DE ABATIMIENTOS UTILIZANDO  
LA ECUACION DE POZO DE THEIS

A:  
A:  
A:  
A: \

Volume in drive A has no label  
Directory of A:\

CBRBA6	TXT	8644	5-23-89	8:17p
CARBA6	GRD	2360	5-23-89	8:22p
CARBA6	PLT	6217	5-23-89	8:28p
CARBA6	DPT	12160	5-23-89	8:37p
HEAD1	DAT	8192	6-27-89	9:07p
PLASM	EXE	89856	1-01-80	12:18a
THEIS	EXE	32512	9-20-85	9:04a
HEAD2	DAT	8192	6-27-89	9:07p
EJEMPL01	PLA	34816	5-23-89	7:32p
CARBA6	DAT	8192	5-23-89	7:34p
HEAD3	DAT	8192	6-27-89	9:08p
HEAD4	DAT	8192	6-27-89	9:08p
HEAD5	DAT	8192	6-27-89	9:09p
HEAD6	DAT	8192	6-27-89	9:09p

14 File(s) 115712 bytes free

A:

17

Volume in drive A is THEIS  
Directory of A:\

THEIS	EXE	32512	9-20-85	9:04a
TARBOT56	EXE	31232	1-01-80	12:54a
BOLSON01	DAT	6016	5-20-89	11:57a
BOLSON01	GRD	732	5-20-89	12:07p
BOLSON01	PLT	3800	5-20-89	12:25p
BOLSON01	DPT	32200	5-20-89	12:25p
BOLSON02	DAT	1792	5-20-89	1:12p
BOLSON03	DAT	6016	5-20-89	1:21p
BOLSON03	GRD	732	5-20-89	1:27p
BOLSON03	PLT	5579	5-20-89	1:31p
BOLSON03	DPT	34288	5-20-89	1:32p
MEDAN001	PLT	4724	8-18-89	8:48p
MEDAN001	DPT	13376	5-20-89	9:09p
MEDAN001	DAT	2041	8-18-89	8:17p
MEDAF001	DAT	195	8-18-89	8:44p
CONEJ001	PLA	7040	8-18-89	5:41p
CONEJ003	PLA	6964	8-18-89	7:01p
CONEJ002	PLA	6964	8-18-89	6:39p
CURSO	DAT	4352	6-28-89	4:37p

19 File(s) 154624 bytes free

A>

24



Do you have a color monitor (Y-Yes, N-No)? N

QUICK AND DIRTY THEIS WELL FIELD CALCULATOR

- C - Enter aquifer coefficients
- A - Add sinks (sources)
- R - Run the program to calculate heads
- E - Exit to DOS for plotting
- D - Delete all sinks (sources)

ENTER SELECTION FROM ABOVE

Transmissivity, in gpd/ft = 20000  
Storage coefficient = .001  
Static head of aquifer at coordinate system origin = 900  
Potentiometric head contours plot at angle, in degrees of 45  
The hydraulic gradient of the potentiometric surface, in ft/ft = .005

MENU TO SPECIFY WINDOW MAPPING PARAMETERS

Enter lower left-hand corner of window, in feet (X,Y) 1000,1000

Enter lower left-hand corner of window, in feet (X,Y) 1000,1000  
Enter desired grid spacing, in feet 1000

Enter number of columns desired (MUST BE LESS THAN 100) 10  
Enter number of rows desired 10

Do you want to save heads on a disk file? Y  
Enter complete file name, including DAT extension  
according to following example (TAP50.DAT) CURSO.DAT

864.64	868.18	871.72	875.25	878.79	882.32	885.86	889.39	892.93	896.46	900.00
868.18	871.72	875.25	878.79	882.32	885.86	889.39	892.93	896.46	900.00	903.54
871.72	875.25	878.79	882.32	885.86	889.39	892.93	896.46	900.00	903.54	907.07
875.25	878.79	882.32	885.86	889.39	892.93	896.46	900.00	903.54	907.07	910.61
878.79	882.32	885.86	889.39	892.93	896.46	900.00	903.54	907.07	910.61	914.14
882.32	885.86	889.39	892.93	896.46	900.00	903.54	907.07	910.61	914.14	917.68
885.86	889.39	892.93	896.46	900.00	903.54	907.07	910.61	914.14	917.68	921.21
889.39	892.93	896.46	900.00	903.54	907.07	910.61	914.14	917.68	921.21	924.75
892.93	896.46	900.00	903.54	907.07	910.61	914.14	917.68	921.21	924.75	928.28
896.46	900.00	903.54	907.07	910.61	914.14	917.68	921.21	924.75	928.28	931.82
900.00	903.54	907.07	910.61	914.14	917.68	921.21	924.75	928.28	931.82	935.36

Hit <RETURN> to continue

05

*MODELO PLASM :*  
*MODELO MATEMATICO PARA SISTEMAS DE ACUIFEROS*

*PRICKETT*  
*LONNGUIST*  
*AGUIFER*  
*SYSTEM*  
*MODEL*

- PRICKETT LONNQUIST ACUIFER MODEL SYSTEM (PLASM)

MODELO MATEMATICO PARA SISTEMAS ACUIFEROS

DESCRITO POR EL METODO DE DIFERENCIAS FINITAS PARA RESOLVERSE POR (METODO NUMERICO) UNA VARIANTE DE METODO IMPLICITO EN DIRECCION ALTERNANTE.

AUTORES. T.A. PRICKETT Y C.G. LONNQUIST  
ILLINOIS STATE WATER SURVEY  
U.S.G.S. BULLETIN 55, 1971.

FUNDAMENTOS MATEMATICOS.

LA ECUACION DIFERENCIAL EN DERIVADAS PARCIALES (BITTINGER Y OTROS, 1967) QUE DESCRIBE EL FLUJO BIDIMENSIONAL EN REGIMEN TRANSITORIO, EN UN ACUIFERO CONFINADO, HETEROGENEO E ISOTROPO ES:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( T \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( T \frac{\partial h}{\partial y} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} + Q$$

DONDE:

T= TRANSMISIVIDAD  
h= ALTURA PIEZOMETRICA  
t= TIEMPO  
S = COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO  
Q= DIFERENCIA DE CAUDALES (EXTRAIDOS Y RECARGADOS) POR UNIDAD DE AREA.  
X.Y= COORDENADAS RECTANGULARES

PLANTEAMIENTOS DE LAS ECUACIONES.

CONDICION DE CONTINUIDAD O CONSERVACION DE MASA

CAMBIO EN EL	=	FLUJOS DE	-	FLUJOS DE
ALMACENAMIENTO		ENTRADA		SALIDA
Q5	=	Qn + Q1 + Q3	-	Q6 - Q4 - Q2

Q1 a Q4 => TRANSFERENCIAS DE AGUA DE UN NUDO A OTRO. FLUJOS DEL ACUIFERO.

Qs => CANTIDAD DE AGUA INCORPORADA O LIBERADA DEL ALMACENAMIENTO POR UNIDAD DE TIEMPO. POSITIVO CUANDO SE LIBERA AGUA.

## FLUJOS DEL ALMACENAMIENTO

Q6 => CAUDAL CONSTANTE DE BOMBEO

Q(I,J) = SALIDA (+) ENTRADAS (-)

Q(I,J) = EXTRACCIONES - RECARGA ART.

Qm => ACCIONES ESPECIALES: INFILTRACION INDUCIDA;  
EVAPOTRANSPIRACION; REZUMEN (INFILTRACIONES)

### TRES CONSIDERACIONES:

- 1) DEFINIR LA PARTE DEL ACUIFERO QUE INTERVIENE EN CADA TERMINO
- 2) LOS CAUDALES ESTAN RESTRINGIDOS A LAS COORDENADAS X y Y, POR LO QUE SE TOMAN LAS PROYECCIONES ORTOGONALES.
- 3) BALANCE INSTANTANEO

### PROCEDIMIENTO DE TRABAJO PARA EL PLASM.

- 1) DISCRETIZACION DE LAS PROPIEDADES FISICAS  
(SUPERPOSICION DE UNA MALLA)

NC (NUMERO DE COLUMNAS)

NR (NUMERO DE RENGLONES)

- 2) ASIGNACION DE VALORES COMUNES  
T, FACTOR DE ALMACENAMIENTO (S)  
h<sub>o</sub> (NIVEL INICIAL) Y Q DE BOMBEO

- 3) ZONAS ESPECIALES

A) BORDE DEL ACUIFERO -> T = 0  
NO SE PUEDE S=0 (DIVISION CERO )

B) ADEMAS DE AGUAS SUPERFICIALES  
LAGOS, MARES => S = 1

( FIG. NO. 10 p 33. DIAGRAMA DE FLUJO)

EJEMPLOS: MALLA DE TAMANO UNIFORME  
ACUIFERO PROPIEDADES HOMOGENEAS E  
- SOLUCION TEORICA ISOTROPIAS  
NIVELES PIEZOMETRICOS INICIALES = CERO  
INCREMENTOS DE TIEMPOS IGUALES

CASO DE ACUIFERO ILIMITADO

- 1) NR y NC = 31 ; LADO DE MALLA 300 m
- 2). T = 100 m<sup>2</sup>/dia  
S = 0.01  
W = 900 m<sup>3</sup>/m  
H = 0  
Qo = 0 m<sup>3</sup>/dia
- 3) DELTA = 0.5 dias  
NSTEPS = 40
- 4) Q(16,16) = 4000 m<sup>3</sup>/dia

U  
Y  
N  
0  
C

6	183.788	1.1	1									
10	11	0	0	0								
1	1	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
1	2	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
1	3	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
1	4	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
1	5	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
1	6	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
1	7	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
1	8	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
1	9	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
1	10	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
1	11	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
2	1	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
2	2	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
2	3	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
2	4	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
2	5	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
2	6	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
2	7	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
2	8	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
2	9	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
2	10	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
2	11	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
3	1	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
3	2	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
3	3	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
3	4	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
3	5	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
3	6	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
3	7	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
3	8	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
3	9	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
3	10	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
3	11	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
4	1	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
4	2	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
4	3	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
4	4	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
4	5	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
4	6	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
4	7	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
4	8	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
4	9	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
4	10	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
4	11	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
5	1	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
5	2	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
5	3	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
5	4	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
5	5	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
5	6	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
5	7	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
5	8	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013
5	9	2.6	2.6	.001	1165	0	0	0	0	965	.013	.013

tado. A continuación se presenta la deducción partiendo del punto de vista físico.

Para ello se superpone una malla rectangular a un mapa del acuífero, como puede verse en la figura 1. De esta forma, el acuífero queda divi-

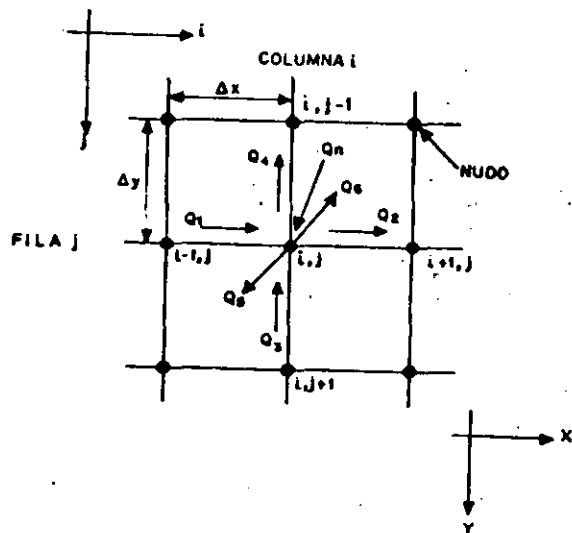


Fig. 1. — Malla empleada en el planteamiento de las ecuaciones en diferencias finitas.

dido en volúmenes prismáticos de base rectangular (de lados  $\Delta x$  y  $\Delta y$ ) y alturas iguales a  $m$ , espesor del acuífero. Las derivadas  $\partial x$  y  $\partial y$  se aproximan mediante las longitudes finitas  $\Delta x$  y  $\Delta y$ , respectivamente. El área  $\Delta x \cdot \Delta y$  debe ser pequeña en comparación con el área total del acuífero, para que el modelo descrito sea una representación aceptable del sistema continuo. Se denomina nudos a las intersecciones de las líneas de la malla, y se denotan con dos subíndices correspondientes a columna  $i$  y a fila  $j$  en un sistema rectangular  $x y$ .

Para los caudales ( $Q_1, 2, \dots, n$ ) se ha elegido convencionalmente una dirección de flujo, como se muestra en la figura 1. Los términos  $Q_1, Q_2, Q_3$  y  $Q_4$  representan las transferencias de agua de un nudo a otro;  $Q_s$  indica la cantidad de agua incorporada o liberada del almacenamiento del acuífero por unidad de tiempo. Se conviene en considerar positivo

$Q_s$  cuando se libera agua, como se indica en la figura 1. Se define  $Q_b$  como el caudal constante de bombeo, y un séptimo término  $Q_7$  para tener en cuenta otras acciones especiales como infiltración inducida, efectos de evapotranspiración, aportaciones de otros acuíferos superiores o inferiores, etc., que aparecerán en capítulos posteriores. Estas acciones serán expresadas en forma de caudal.

La condición de continuidad o conservación de masa relaciona los caudales que entran y salen del nudo  $i, j$  de la figura 1, obligando a que se cumpla la igualdad:

$$Q_b + Q_1 + Q_2 = Q_3 + Q_4 + Q_5 + Q_6 + Q_7 \quad (2)$$

La determinación de los términos de la ecuación (2) requiere tres consideraciones. En primer lugar, es necesario definir la parte del acuífero que interviene en cada término. En segundo lugar, no debe olvidarse que aunque los caudales circulan en cualquier dirección dentro del acuífero, en el planteamiento en diferencias finitas, están restringidos a las

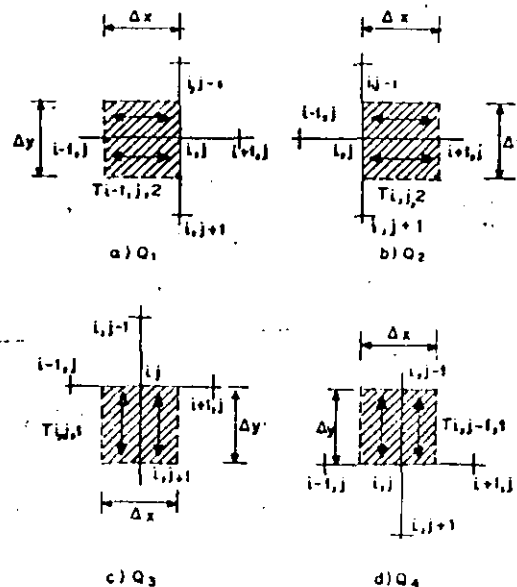


Fig. 2. — Volúmenes orientados que intervienen en el planteamiento de las ecuaciones en diferencias finitas.



direcciones  $x$  y  $y$ . Puede darse el nombre de *volumen orientado* (\*) a la parte de acuífero considerada en cada caso, para subrayar que no sólo se está considerando un volumen, sino también una dirección de flujo (Karpus, 1958). Finalmente, y al estar discretizado el tiempo, la ecuación (2) representa el balance instantáneo de agua al final de un incremento de tiempo.

Las proyecciones horizontales de los volúmenes orientados que intervienen en los términos de la ecuación (2) ( $Q_1$ ,  $Q_2$ ,  $Q_3$  y  $Q_4$ ) se definen como se muestra en la figura 2. Todos los volúmenes orientados representados tienen una dimensión vertical igual al espesor del acuífero ( $m$ ). Además, la parte del acuífero relacionada con cada uno de dichos términos tiene una anchura igual a la mitad de la malla a cada lado de la línea que pasa por el nudo considerado, y una longitud igual a la de la malla. Por último, aplicando la ley de Darcy, se obtienen las ecuaciones:

$$Q_1 = T_{i-1,j,2} \cdot (h_{i-1,j} - h_{i,j}) \Delta y / \Delta x \quad (3-a)$$

$$Q_2 = T_{i,j,2} \cdot (h_{i,j} - h_{i+1,j}) \Delta y / \Delta x \quad (3-b)$$

$$Q_3 = T_{i,j,1} \cdot (h_{i,j+1} - h_{i,j}) \Delta x / \Delta y \quad (3-c)$$

$$Q_4 = T_{i,j-1,1} \cdot (h_{i,j} - h_{i,j-1}) \Delta x / \Delta y \quad (3-d)$$

donde:

$T_{i,j,1}$  = transmisividad del acuífero en el volumen orientado comprendido entre los nudos  $i, j$  e  $i, j+1$  (fig. 2-c-d).

$T_{i,j,2}$  = transmisividad del acuífero en el volumen orientado comprendido entre los nudos  $i, j$  e  $i+1, j$  (fig. 2-a-b).

$h_{i,j}$  = altura piezométrica calculada al final del incremento de tiempo, medida a partir de un nivel de referencia arbitrario, en el nudo  $i, j$ .

Las proyecciones horizontales de los volúmenes orientados de los términos  $Q_3$ ,  $Q_4$  y  $Q_n$  son idénticas (fig. 3). Estos volúmenes, excepto el relacionado con  $Q_n$ , se extienden a todo el espesor del acuífero, tienen una dimensión horizontal igual a  $\Delta x \Delta y$ , y están centrados alrededor del nudo  $i, j$ .

El término  $Q_n$  representa el caudal con el que el agua es incorporada o extraída del almacenamiento del acuífero; viene dado por:

$$Q_n = S \Delta x \Delta y (h_{i,j} - h \phi_{i,j}) / \Delta t \quad (4)$$

donde:

$h \phi_{i,j}$  = altura piezométrica calculada en el nudo al final del intervalo de tiempo anterior.

(\*) N. de los T. — En el original, la denominación utilizada es "vector volume".

$\Delta t$  = intervalo de tiempo transcurrido desde el último cálculo de alturas piezométricas.

El término  $Q_6$  es el caudal constante de bombeo en el volumen orientado asociado al nudo  $i, j$  (fig. 3):

$$Q_6 = Q_{L,j} \quad (5)$$

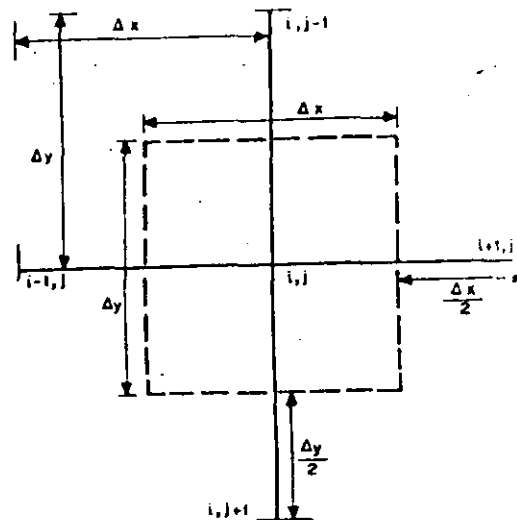


Fig. 3. — Volumen orientado para los términos  $Q_3$ ,  $Q_4$  y  $Q_n$ .

Cuando no se incluyen fuentes o sumideros de agua especiales, como en nuestro caso, el término  $Q_n$  es igual a cero. Sin embargo, se arrastra dicho término en las siguientes deducciones con objeto de poder incluir casos especiales cuando sea necesario, sin necesidad de hacer nuevas deducciones de las fórmulas. Por tanto:

$$Q_n = Q_n \quad (6)$$

Sustituyendo las ecuaciones (3, 4, 5 y 6), en la (2) resulta:

$$\begin{aligned} Q_n + T_{i-1,j,2}(h_{i-1,j} - h_{i,j}) \Delta y / \Delta x + T_{i,j,1}(h_{i,j+1} - h_{i,j}) \Delta x / \Delta y = \\ = T_{i,j,2}(h_{i,j} - h_{i+1,j}) \Delta y / \Delta x + T_{i,j-1,1}(h_{i,j} - h_{i,j-1}) \Delta x / \Delta y + \\ + S \Delta x \Delta y (h_{i,j} - h \phi_{i,j}) / \Delta t + Q_{L,j} \end{aligned} \quad (7)$$

Dividiendo ambos miembros de la ecuación por  $\Delta x \Delta y$  y agrupando términos se llega a:

$$T_{i-1,j,2}(h_{i-1,j} - h_{i,j})/\Delta x^2 + T_{i,j,2}(h_{i+1,j} - h_{i,j})/\Delta x^2 + T_{i,j,1}(h_{i,j+1} - h_{i,j})/\Delta y^2 + T_{i,j-1,1}(h_{i,j-1} - h_{i,j})/\Delta y^2 = S(h_{i,j} - h \phi_{i,j})/\Delta t + Q_{i,j}/\Delta x \Delta y - Q_n/\Delta x \Delta y \quad (8)$$

Con  $Q_n$  igual a cero, la ecuación (8) es el planteamiento en diferencias finitas de la ecuación diferencial en derivadas parciales (ecuación (1)) que describe el flujo bidimensional en régimen transitorio del agua subterránea en un acuífero confinado y heterogéneo. Una ecuación similar ha sido deducida de una forma más rigurosa por Pinder y Bredehoeft (1968, ecuación (20)).

Cuando se plantea una ecuación similar a la (8) para cada nudo del modelo, resulta un gran sistema de ecuaciones, con  $h_{i,j}$  como incógnitas. Para resolver este sistema se utiliza una variante del método iterativo implícito en dirección alternante de Peaceman y Rachford (1955); que pasamos a describir a continuación.

#### Método iterativo implícito en dirección alternante.

A grandes rasgos, el método de resolución empleado consiste en reducir el gran sistema de ecuaciones a varios sistemas más pequeños para cada intervalo de tiempo. Para ello, se procede, en primer lugar, por columnas, considerando cada una de ellas separadamente. En una columna se considera el sistema de ecuaciones correspondientes a sus nudos; en este sistema se consideran variables las alturas piezométricas correspondientes a los nudos de la columna que se está procesando, mientras se mantienen constantes los correspondientes a las columnas adyacentes (\*). El sistema de ecuaciones resultante para cada columna se resuelve por el método de eliminación de Gauss. Según Peaceman y Rachford (1955), el conjunto de ecuaciones a lo largo de una columna así obtenido es un sistema implícito en la dirección de las columnas y explícito en la dirección ortogonal. Siguiendo este método, la solución del sistema de ecuaciones correspondientes a una columna es un proceso sin dificultades, que se explicará en el próximo apartado.

Una vez que todos los subsistemas de las columnas han sido resueltos ordenadamente, se pasa a aplicar otra vez el mismo procedimiento a las

(\*) N. de los T.—Una exposición más detallada de este método puede verse en el Boletín núm. 37 de esta misma colección, páginas 76 y 77.



filas, escribiendo un subsistema para cada fila, considerando —como antes— constantes los niveles piezométricos en las filas adyacentes a la que está siendo procesada. Cuando se concluye con todas las filas se ha completado una iteración. El proceso descrito se repite el número de veces necesario para conseguir la convergencia de los resultados; una vez alcanzada dicha convergencia se han completado los cálculos para un incremento de tiempo. Las alturas piezométricas así calculadas se utilizan como niveles iniciales para el siguiente incremento de tiempo, comenzando de nuevo el mismo proceso. Peaceman y Rachford (1955) indican que esta técnica es estable incondicionalmente, con independencia del valor asignado al incremento de tiempo.

Modificando y reordenando la ecuación (8) se facilita la resolución de las ecuaciones por filas y por columnas. En primer lugar, se supone que la malla está formada por cuadrados, de modo que  $\Delta y = \Delta x$  (el caso en el que  $\Delta y$  no sea igual a  $\Delta x$  será tratado más adelante). Se puede volver a escribir la ecuación (8) multiplicando ambos miembros por  $\Delta x^2$ :

$$T_{i-1,j,2}(h_{i-1,j} - h_{i,j}) + T_{i,j,2}(h_{i+1,j} - h_{i,j}) + T_{i,j,1}(h_{i,j+1} - h_{i,j}) + T_{i,j-1,1}(h_{i,j-1} - h_{i,j}) = (S \Delta x^2/\Delta t)(h_{i,j} - h \phi_{i,j}) + Q_{i,j} - Q_n \quad (9)$$

Desarrollando la ecuación anterior, cambiando los signos y agrupando los términos en  $h_{i,j}$  se llega a:

$$h_{i,j}(T_{i-1,j,2} + T_{i,j,2} + T_{i,j,1} + T_{i,j-1,1} + S \Delta x^2/\Delta t) - T_{i-1,j,2}h_{i-1,j} - T_{i,j,2}h_{i+1,j} - T_{i,j,1}h_{i,j+1} - T_{i,j-1,1}h_{i,j-1} = (S \Delta x^2/\Delta t)h \phi_{i,j} - Q_{i,j} + Q_n \quad (10)$$

Se puede escribir la ecuación (10) de dos maneras: una, para resolver las ecuaciones por columnas, y otra, para la resolución por filas. Para el cálculo por columnas la ecuación (10) se puede escribir:

$$-T_{i,j-1,1}h_{i,j-1} + h_{i,j}(T_{i-1,j,2} + T_{i,j,2} + T_{i,j,1} + T_{i,j-1,1} + S \Delta x^2/\Delta t) - T_{i,j,1}h_{i,j+1} = (S \Delta x^2/\Delta t)h \phi_{i,j} - Q_{i,j} + Q_n \quad (11)$$

La ecuación (11) es de la forma:

$$A A_j h_{i,j-1} + B B_j h_{i,j} + C C_j h_{i,j+1} = D D_j \quad (11')$$

donde las constantes son:

$$A A_j = -T_{i,j-1,1} \quad (11-a)$$

$$B B_j = T_{i-1,j,2} + T_{i,j,2} + T_{i,j,1} + T_{i,j-1,1} + S \Delta x^2/\Delta t \quad (11-b)$$

$$C C_j = -T_{i,j,1} \quad (11-c)$$

$$D D_j = (S \Delta x^2 / \Delta t) h \phi_{i,j} - Q_{i,j} + T_{i-1,j,2} h_{i-1,j} + T_{i,j,2} h_{i,j+1} + Q_a \quad (11-d)$$

Para los cálculos por filas, se reordena la ecuación (10) de la siguiente forma:

$$-T_{i-1,j,2} h_{i-1,j} + h_{i,j} (T_{i-1,j,2} + T_{i,j,2} + T_{i,j,1} + T_{i,j+1,1}) + S \Delta x^2 / \Delta t h_{i,j} - T_{i,j,2} h_{i,j+1} = (S \Delta x^2 / \Delta t) h \phi_{i,j} - Q_{i,j} + T_{i,j-1,1} h_{i,j-1} + T_{i,j,1} h_{i,j+1} + Q_a \quad (12)$$

La ecuación (12) es de la forma:

$$A A_i h_{i-1,j} + B B_i h_{i,j} + C C_i h_{i,j+1} = D D_i \quad (12')$$

donde las constantes son:

$$A A_i = -T_{i-1,j,2} \quad (12-a)$$

$$B B_i = T_{i-1,j,2} + T_{i,j,2} + T_{i,j,1} + T_{i,j+1,1} + S \Delta x^2 / \Delta t \quad (12-b)$$

$$C C_i = -T_{i,j,2} \quad (12-c)$$

$$D D_i = (S \Delta x^2 / \Delta t) h \phi_{i,j} - Q_{i,j} + T_{i,j-1,1} h_{i,j-1} + T_{i,j,1} h_{i,j+1} + Q_a \quad (12-d)$$

Hay tres niveles piezométricos incógnita en cada una de las ecuaciones escritas por nudo, ya sean de columna (ecuación (11')) o fila (ecuación (12')). (En notación matricial un sistema de ecuaciones de la forma (11') o (12') es lo que se llama una matriz tridiagonal). La solución de un sistema de ecuaciones de filas o columnas se obtiene por el método de eliminación de Gauss, incorporando lo que Peaceman y Rachford llaman vectores C y B, aplicados a matrices tridiagonales, como se explica a continuación.

#### Cálculos de niveles piezométricos con los vectores C y B.

Introduciremos un ejemplo para ilustrar cómo se calculan los niveles piezométricos mediante el uso de los vectores C y B. Aunque el método

(\*) *N. de los T.* — En las ecuaciones 11-d y 12-d, el término  $Q_a$  se incluye en D D. Sin embargo, debe advertirse que, en muchos casos, no resulta totalmente correcto, como se tendrá ocasión de comprobar más adelante. Así, por ejemplo, cuando  $Q_a$  se exprese por medio de dos sumandos, uno constante y otro función de  $Q_{i,j}$  (casos de recarga inducida a partir de ríos o de simulación de manantiales), el primer sumando se incluirá en D D y el coeficiente del segundo en B B.

seguido se puede aplicar a cualquier número de nudos de una columna, consideramos aquí, por razones de sencillez, una fila de cuatro nudos, como se representa en la figura 4. Para ello se escriben las ecuaciones de flujo en la forma dada por la ecuación (12') para cada nudo, avanzando de izquierda a derecha. Después se reordenan las ecuaciones resultantes, de manera que el nivel en el nudo  $h_{i,j}$  sea función de valores conocidos y del nivel en el nudo  $h_{i,j+1}$  únicamente. Siguiendo este proceso, el nivel piezométrico en el último nudo de la fila  $h_{i,4}$  será función de valores conocidos. A partir de esta determinación, se pueden calcular los demás niveles de la fila procediendo en sentido contrario.

Las ecuaciones para los cuatro nudos de la figura 4 se pueden escribir como sigue:

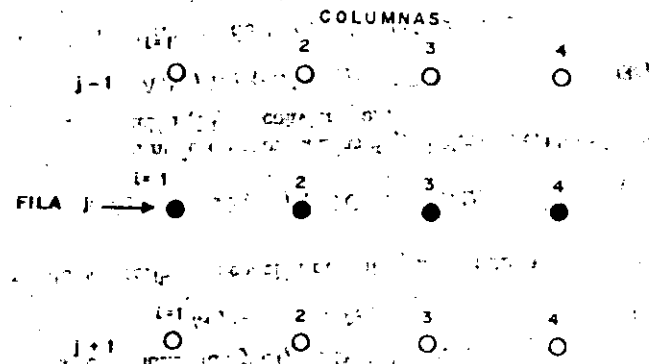


Fig. 4. — Ejemplo de fila con cuatro nudos.

En el primer nudo de la fila  $j, i = 1$  y la ecuación de flujo es (a partir de la ecuación (12')):

$$A A_1 h_{0,j} + B B_1 h_{1,j} + C C_1 h_{2,j} = D D_1 \quad (13)$$

Como no existe ningún nudo de coordenadas  $0, j$  hacemos  $A A_1 = 0$ , con lo que se obtiene:

$$B B_1 h_{1,j} + C C_1 h_{2,j} = D D_1 \quad (14)$$

de donde:

$$h_{1,j} = D D_1 / B B_1 - (C C_1 / B B_1) h_{2,j} \quad (15)$$

# DIAGRAMA TRIANGULAR

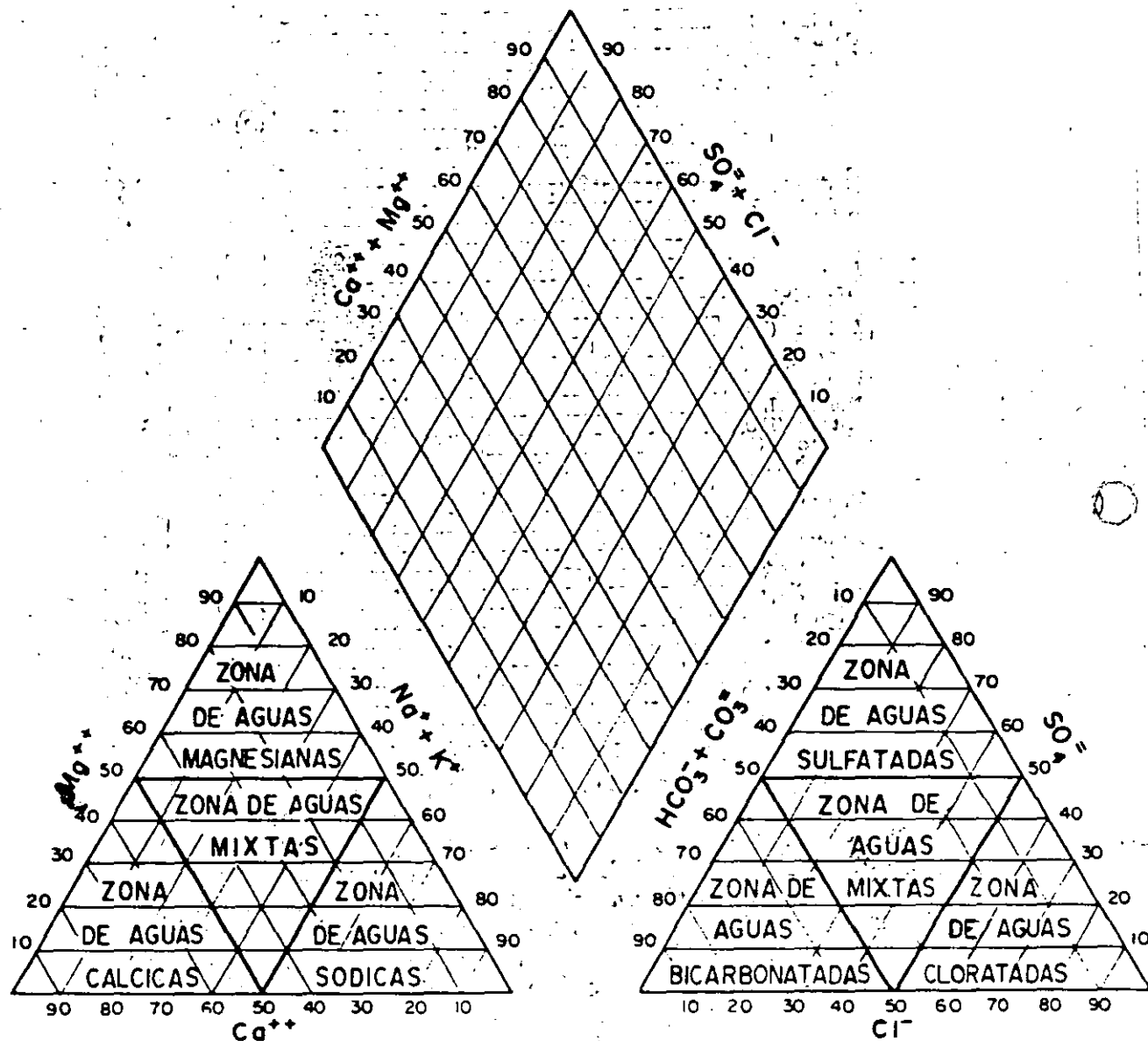


FIG. - 3.5.

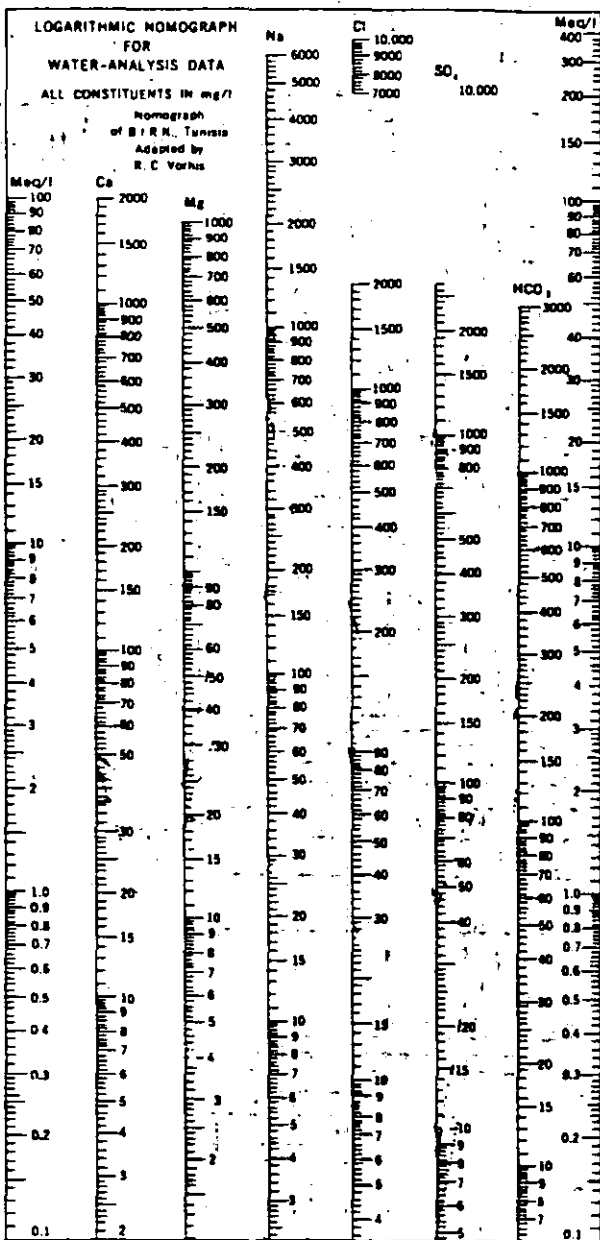
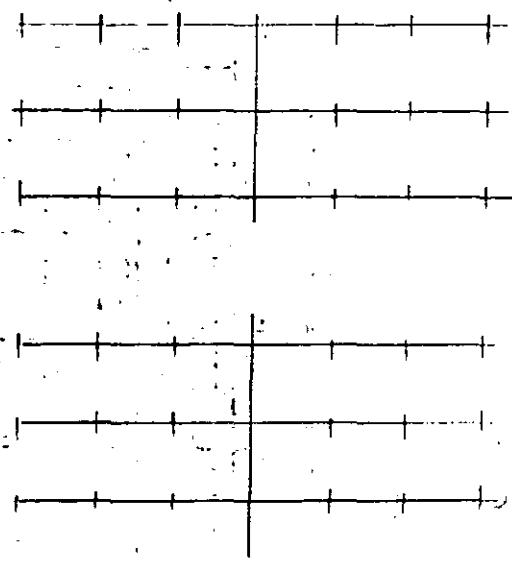
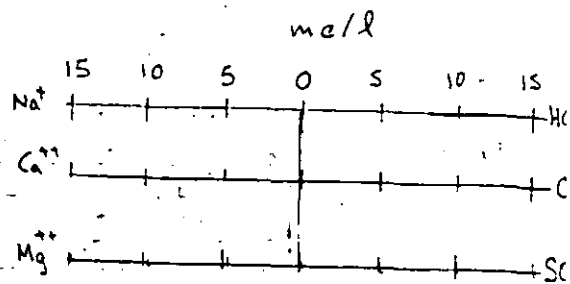


FIGURE 25.—Analyses represented by logarithmic plotting of concentration in milligrams per liter.







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

*CURSOS ABIERTOS*

*IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION  
DE ACUIFEROS*

*17 DE AGOSTO AL 11 DE SEPTIEMBRE DE 1992*

*REGION 25, YUCATAN PENINSULA  
REGION 9, SIERRA MADRE ORIENTAL*

*ING. JUAN M. LESSER ILLADES*

*PALACIO DE MINERIA*

Palacio de Minería Calle de Tacuba 5 Primer piso Deleg. Cuauhtémoc 06000 México, D.F. Tel.: 521-40-20 Apdo. Postal M-2285

## Chapter 28

# Region 25, Yucatan Peninsula

Juan M. Lesser

Cuernavaca 89-A, Mexico 06140 D.F.

A. E. Weidie

University of New Orleans, New Orleans, Louisiana 70148

### INTRODUCTION

The Yucatan Peninsula, in the eastern portion of Mexico, is bounded on the west and north by the Gulf of Mexico; on the east by the Caribbean Sea; on the southwest it merges with the Gulf Coastal Plain; and on the south it is bounded by the Sierra Madre del Sur (Fig. 3, Table 2, Heath, this volume). A humid tropical climate prevails over the peninsula with rainfall varying from 800 mm/yr in the northwest to 1,300 mm/yr on the east coast and 1,700 mm/yr on Cozumel Island off the east coast. Approximately 90 percent of the rainfall occurs in the May to October period. Mean annual temperature is 25°C, with highs in July and August and lows in December and January. High temperature and abundant vegetation cause about 85 percent of the rainfall to be lost through evapotranspiration; the remaining 15 percent infiltrates the subsurface; virtually no streams or surficial water bodies exist on the peninsula.

### GEOMORPHOLOGY

The Yucatan Peninsula, part of the Mexican Gulf Coastal Plain, has dimensions of 250 km by 300 km. The greater portion of the peninsula is from 0 to 50 m above sea level; elevations as high as 300 m occur in the southwest. Four distinct physiographic regions have been recognized: (1) Northern Pitted Karst Plain, (2) Sierrita de Ticul, (3) Southern Hilly Karst Plain, and (4) Eastern Block-Fault District (Weidie, 1985).

### GEOLOGY

The peninsula is covered by Tertiary carbonates whose maximum thickness is about 1,000 m. They are horizontal to subhorizontal and overlie Cretaceous carbonates and evaporites that have been penetrated by various wells (Weidie, 1985).

Surface studies are hampered by few roads, thick vegetative cover, near horizontal bedding, few outcrops, and extensive calichification. Hence, a detailed geologic map of the entire peninsula has yet to be drawn.

Bonet and Butterlin (1962) described seven (7) Cenozoic units whose ages range from Paleocene to Quaternary. Their

"formations" (actually biostratigraphic units) were modified by Lopez Ramos in 1981. The thickness of the Cenozoic section ranges from 200 to 1,000 m; they are subhorizontal in the north and east, but dips up to 30° have been reported in the southwest. In general, younger rocks crop out on the periphery of the peninsula, and older rocks occur in the southern and central area.

The most areally extensive rocks and the major aquifers are in carbonates of Eocene and Mio-Pliocene age. The Eocene is composed mainly of dense, recrystallized, fine- to medium-grained limestones. The lower part of the section contains marls and calcareous shales, which grade laterally into dolomitic limestone, marls, gypsum, and anhydrite. Most lithofacies have good permeability. Permeability is better developed in the Mio-Pliocene carbonates, which are coquinas, fossiliferous packstones, and grainstones; there are occasional thin interbeds of marl and calcareous shale.

In the southern and central portions of the peninsula the Paleocene and lower Eocene carbonates are dolomitic and, in part, slightly silicified. These rocks are pervasively fractured, permitting rapid infiltration and flow of ground water; water levels in this region are often many tens of meters to 100 m below the surface, making extraction of fresh water difficult.

Surficial carbonates on the greater part of the Yucatan Peninsula are covered by a thin (0.1 to 0.5 m) zone of massive caliche or by 0.5 to 10 m thick zone of "saskab," a chalky and friable weathering product of the limestones in this humid, tropical environment. These white to tan strata with occasional red horizons ("terra rosas") have been studied and described by various authors (see Isphording, 1974).

### HYDROGEOLOGY

#### *Northern pitted karst plain*

This region (Fig. 1) occupies the northern portion of the peninsula. From the coastline, elevations gently increase inland to the south to about 35 to 40 m near the base of the Sierrita de

Lesser, J. A., and Weidie, A. E., Region 25, Yucatan Peninsula, 1988, in Back, W., Rosenshein, J. S., and Seaber, P. R., eds., Hydrogeology: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, v. O-2.



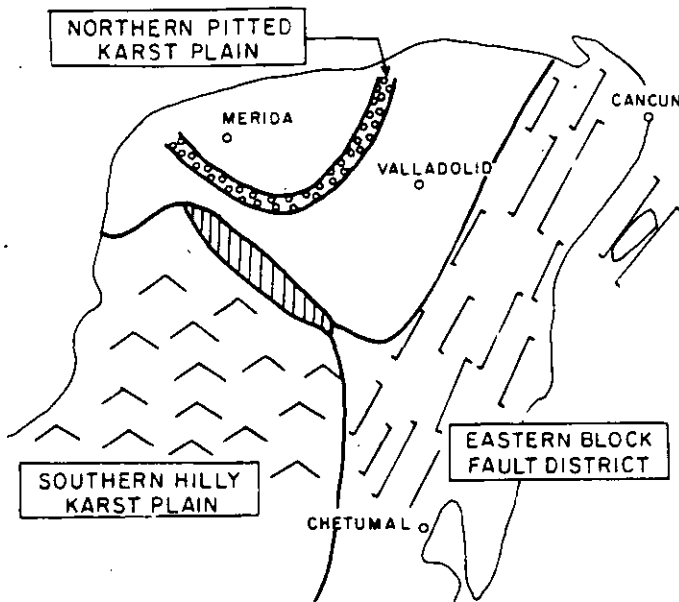


Figure 1. Map showing physiographic regions (Weidie, 1985).

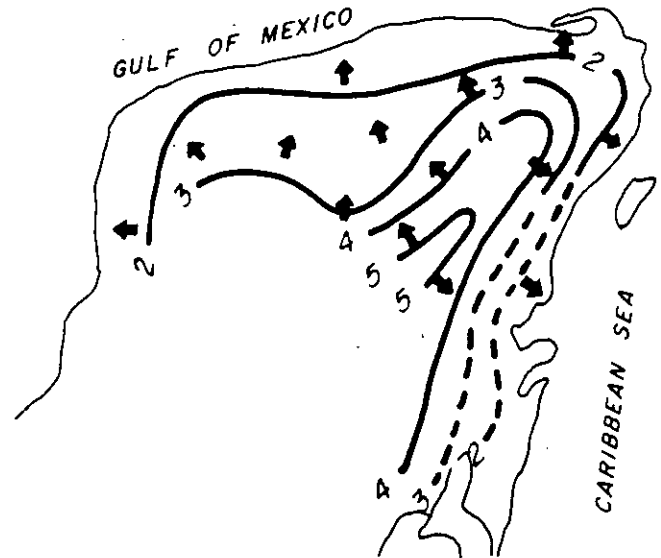


Figure 2. Map showing altitude of water table.

Ticul. Local relief rarely exceeds 10 m, and relief diminishes as one moves to lower elevations near the coast. This area is formed by marine Tertiary carbonates that have been subjected to extensive dissolution. Large solution holes and cavities have been formed by infiltration of rainfall and have formed a highly permeable aquifer. The high degree of karstification permits rapid infiltration, and there are no surface streams. In the absence of stream erosion, there is strong subsurface erosion resulting in the development of typical karst topography. Both mechanical and chemical erosion occur in the subsurface.

Mechanical erosion occurs near the surface where clays are washed into dissolution openings and deposited beneath the calcified surface. This absence of soil cover is one of the characteristics of the plain. Clays are found at depths of 0.5 to 1.5 m beneath the surface where plant roots tend to trap them.

Rapid infiltration of rainfall into the aquifer results in unsaturated waters retaining a high potential for dissolution. Dissolution enlarges the fissures and cavities, producing large openings and caverns. Collapse of rocks above the openings produces the dolines and sinkholes known locally as "cenotes," a word of Mayan origin. These karst features are of various types and have formed in response to fluctuations of the water table. The water table occurs at depths of 3 to 15 m in this region of 4 to 20-m surface elevations (Fig. 2). Most "cenotes" are circular with vertical walls and diameters of about 100 m where the depth to water is about 15 m (Fig. 3). Work by divers shows the "cenotes" narrow with depth and have a conical form.

Frequently the "cenote" roof has collapsed completely; in other cases it is hemispherical with small openings 1 to 3 m in diameter. These openings typically enlarge with depth, and their diameters may reach several tens of meters (Fig. 4). The formation of these "cenotes," as well as the other karst features, is a function of the depth of the water table. At this depth the water is

charged with carbon dioxide, promoting the formation of carbonic acid which dissolves the subsurface carbonates. Various levels of dissolution show that the water table has fluctuated, apparently in response to the gradual emergence of the peninsula.

In the northern part of the peninsula the Tertiary carbonates are horizontal and show significant lateral facies changes, which control the occurrence of zones of different degrees of karstification. The "cenotes" or sinkholes occur along the entire length the peninsula, but they are more notable and numerous in certain zones (Fig. 4) where an elongated strip is characterized by abundant karst features, especially those of great size.

#### *Southern hilly karst plain*

In this zone the topography is varied; there are isolated, low-relief, conical karst hills about 40 m above the surrounding land surface. Maximum altitude in this region is 300 m above sea level.

The plain is formed of Eocene carbonates including limestone, dolomitic limestone, and dolomite. Some of the carbonates show a slight degree of silicification. Attitude of the beds ranges from horizontal to small folds with 15° to 20° dips; and they are highly fractured.

The high fracture permeability of these carbonates is reflected in low gradients of the water table. In places the water table is 100 m beneath the surface, making ground-water exploitation difficult and costly. For this reason there are few large villages or agricultural development in this region of higher topography and deeper aquifers.

#### *Sierrita de Ticul*

Between the extensive plains of the northern peninsula a

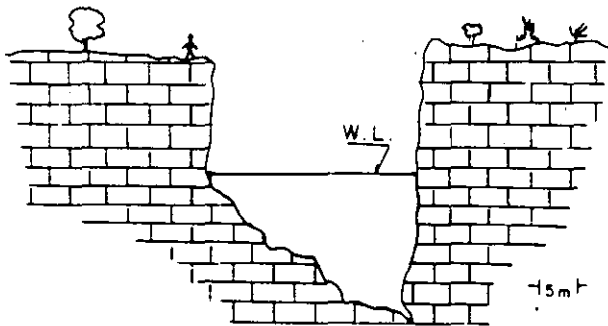


Figure 3. Sketch showing typical vertical walls of the cenotes.

the hills of the south there occurs an elongated topographic high known as the Sierrita de Ticul. It is composed of Eocene limestones, trends northwest to southeast, and is 160 km long and 15 km wide. The sierrita is a fault scarp formed by a normal fault whose down-dropped block is on the north. Altitudes in the region are 150 m above sea level and 100 to 110 m above the plain to the north. The elevations along the scarp are practically the only geomorphic feature interrupting the otherwise uniform countryside.

#### **Eastern block-fault district**

This area, about 80 km wide, extends from Cabo Catoche, the northeastern tip of the peninsula, south to Belize. In this region the carbonate rocks have been faulted by a series of north-northeast-trending normal faults (the Rio Hondo fault zone), forming horsts and grabens. The faults are of varying lengths and displacements, and many of them are expressed at the surface.

Notable surficial expressions of these faults are along the Caribbean coast, including Cozumel Island, a horst block bounded on the east and west by large faults. On and near the coast there is a marked orientation and alignment of bays, such as Chetumal and Ascencion. Slightly inland, elongated depressions 10 to 15 m deep form lakes or marsh and swamp regions. Good examples of these long depressions are the lakes of Bacalar, which are oriented northwest to southeast and northeast to southwest and are formed by down-dropped blocks 8 to 10 m lower than the surrounding land surface. The lakes vary in width from as little as 2 to 10 m and may attain lengths up to 50 km. Further to the northwest near the coast, similar but smaller features occur only a few meters above sea level, giving rise to marshes and small lakes. In the coastal zone, ground-water discharge into the Caribbean dissolves the carbonates and forms coastal inlets ("caletas") and lagoons (Back and others, 1979).

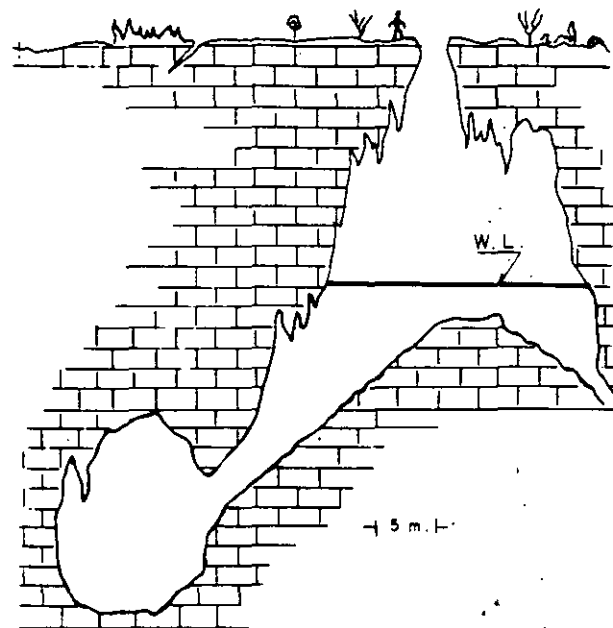


Figure 4. Sketch showing cenote formed by collapse of a cave roof.

#### **HYDROGEOCHEMISTRY**

In the Yucatan Peninsula there are two sources of saltwater: (1) dissolution of evaporite deposits interbedded in the carbonate sediments, and (2) the sea water surrounding the peninsula.

In the northern and southeastern plains the freshwater aquifer is 30 to 70 m thick and overlies saline water, which is found at depths of 40 to 80 m. The principal source of saltwater is from the dissolution of subsurface beds of gypsum, anhydrite, and halite. Rainfall over the peninsula infiltrates, and the fresh ground water moves seaward toward the coastline. There is constant replenishment of fresh water in the upper part of the aquifer, and salinities increase at greater depths. Some "cenotes" and a few wells are deep enough to permit the detection and measurement of saltwater; Figure 5 shows the approximate position of the fresh and saltwater bodies.

Along the coastline there is saltwater intrusion into the fresh-water aquifers. Owing to the high permeability of the carbonates, the water table is only a few centimeters above sea level, and its altitude gently increases inland. Because of this, the saltwater interface is close to the surface, and the fresh water forms a thin wedge. Villages along the coast are forced to develop their water supplies from 15 km or more inland.

Sea-water intrusion occurs in annual cycles. No recharge during dry seasons, combined with exploitation of the aquifers, permits the advance of the saltwater front to as much as 12 km inland. During the rainy season, with its major recharge and lower pumping rates, there is a seaward retreat of the interface; the high permeability permits rapid movement of the interface.

A typical example of sea-water intrusion is on Cozumel Island off the eastern coast of the peninsula. Holocene and Pleistocene carbonates crop out and are underlain by Mio-Pliocene

carbonates, similar to much of the northern peninsula. Sea water has intruded along the island margins, and only in the central part of the island is recharge sufficient to maintain a thin lens of fresh water about 20 m thick. Shallow wells about 10 m deep in the central region yield flows of 1.0 L/sec; greater rates of pumping lower water levels and permit greater sea-water intrusion (Fig. 6). High pumping rates can result in withdrawal of saltwater, and reduction in pumping results in near-instantaneous recovery of water levels and quality.

**STRUCTURE**

The near-horizontal Cenozoic carbonates of the peninsula are fractured extensively. Two sets of vertical, perpendicular fractures facilitate the rapid infiltration of water into the subsurface.

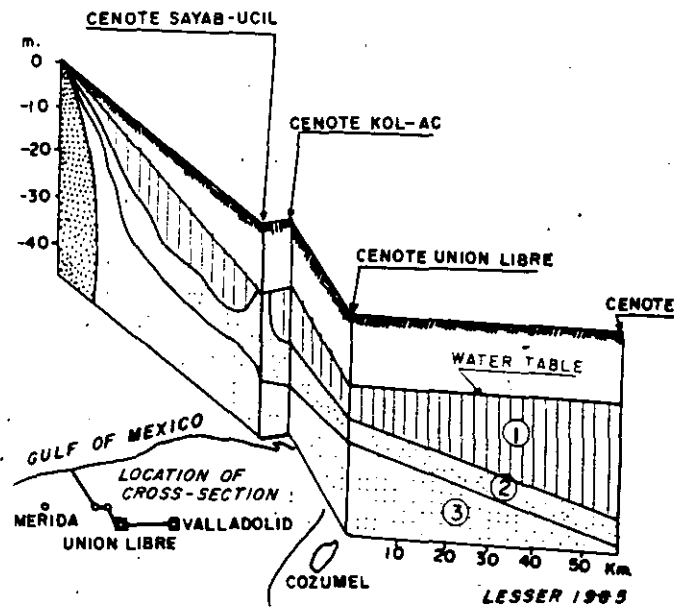


Figure 5. Cross section showing distribution of fresh saltwater.

Virtually all the carbonate rock types are affected by these fractures. Direct observation of fractures inland is difficult because of the lush tropical vegetation, but numerous aligned sinkhole notes, and other karst features attest to their presence. Removal of vegetative cover through "slash and burn" agricultural techniques shows the fracturing to be pervasive. Fractures are easily observed in the less vegetated coastal areas and contribute significantly to coastal erosion by the formation of bays and caletas. These features vary in size from a few meters to tens of kilometers. The fractures are major conduits of seawater ground-water discharge and solution.

The ground water is normally saturated with respect to calcite, but near the coastline it mixes with saline water; the resultant mixture is undersaturated, causing carbonate dissolution and fracture enlargement leading to the formation of coastal bays and caletas (Back and others, 1979; Back, this volume).

The more dolomitic Eocene rocks are intensively fractured, sometimes presenting a "slaty" appearance. In these rocks, fracturing is the most important factor controlling the development of aquifers. In the more soluble limestones of Mio-Pliocene age that dominate the peninsula, aquifer formation is primarily a result of dissolution processes.

The horizontal limestones of the eastern portion of the peninsula are faulted extensively; the normal faults form a series of horsts and grabens recognizable on the surface and verified by drilling and geophysical methods. Topographic and structural lows in this region frequently are filled with more clayey material. These depressions are elongated parallel to fault trends and frequently form lagoons or lakes. The depressions are from 2 to km wide and as much as 50 km in length despite vertical displacements as small to 5 to 10 m along the faults.

The most notable lineaments associated with the faulting may be observed in: (1) the course of the Rio Hondo in the southeastern part of the peninsula and extending into Belize, where the river follows the northwest to southwest faulting for a considerable distance; (2) the Laguna de Bacalar, which is 5 km

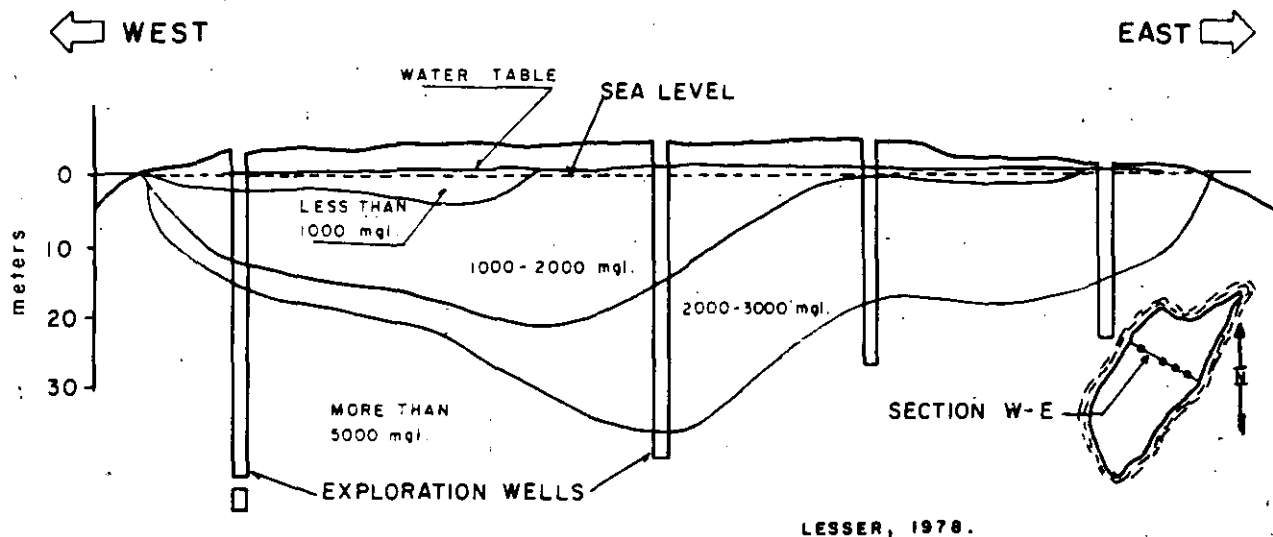


Figure 6. Cross section showing distribution of salinity of water on the island of Cozumel.

## Chapter 12

# Region 9, Sierra Madre Oriental

Juan M. Lesser

Cuernavaca 89-A, Colonia Condesa, Mexico 11, D.F.

Gustavo Lesser

Estudios Geotecnicos, S. A., Cuernavaca 89-A, Mexico, D.F. 06140

### INTRODUCTION

The infiltration, circulation, and occurrence of ground water in the Sierra Madre Oriental is directly influenced by the lithology and structure of the rocks. This region (Fig. 3, Table 2; Heath, this volume) is composed primarily of a series of folded calcareous rocks of Mesozoic age that have a general northwest to southeast orientation. The region is characterized by arid and semiarid zones, except in its eastern portion; there it joins with the Gulf Coastal Plain, and the climate is transitional to humid tropical. The region is divided into three subregions (Fig. 1), the north, central, and south, respectively, which are designated: Sierra del Burro, Cuenca de Ojinaga–Monclova–La Paila Basin, and Sierra Torreon–Monterrey–Tamazunchale.

### SIERRA DEL BURRO

#### General setting

This subregion is south of the Big Bend of the Rio Bravo (Rio Grande) and has elevations about 600 m above sea level. It is an extensive uplift of limestones of Cretaceous age that form an anticline striking northwest; flank dips are very gentle, normally 3° to 5°. Although the rocks of this region are chiefly carbonates, in places they are shaley. The rocks were deposited in a shallow marine environment known as the Laguna de Maverick (Maverick Basin) that was surrounded by the Stuart City Reef of Cretaceous age (Fig. 2). The lithology of the rocks and the gentle folding to which they have been subjected have given them different hydrogeologic characteristics than those of the rocks underlying the surrounding areas.

The rocks of the Lower and Middle Cretaceous are essentially highly soluble, medium-bedded limestones with a small amount of shale. These rocks grade laterally into the Stuart City Reef, which has a high primary porosity and many fractures that increase the permeability. The rocks of the Upper Cretaceous contain more shale and have lower permeability.

Lesser, J. M., and Lesser, G., 1988, Region 9, Sierra Madre Oriental, in Back, W., Rosenshein, J. S., and Seaber, P. R., eds., Hydrogeology: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, v. O-2.

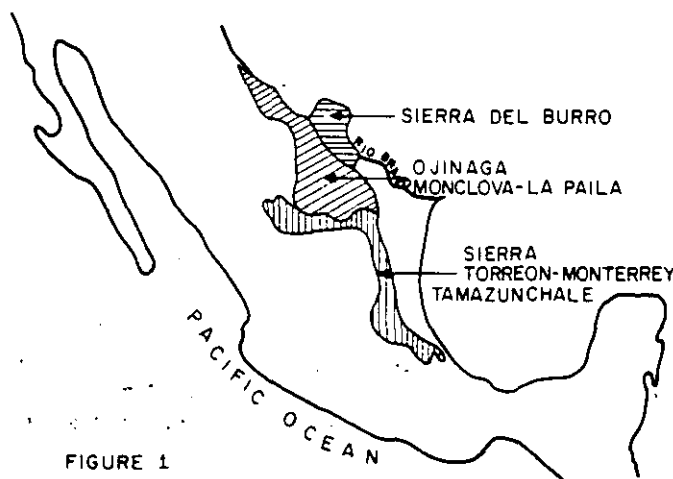


FIGURE 1

Figure 1. Map showing three subdivisions of the region.

The eastern flank of the Sierra del Burro is underlain by alluvial fill and conglomerates of Tertiary and Quaternary age—products of the weathering and erosion of the topographically higher regions. These deposits are only about 50 m thick. However, they are highly permeable and contain important volumes of ground water.

#### Geochemistry

Two zones can be identified according to the chemical composition of the water. One occurs in the western two-thirds of the Sierra del Burro and is characterized by the presence of potable water. The second zone occurs in the eastern part of the Sierra and contains nonpotable water. The boundary between the two types of water is designated the “bad-water line” (Fig. 3). This “bad-water line” continues in an easterly direction into the

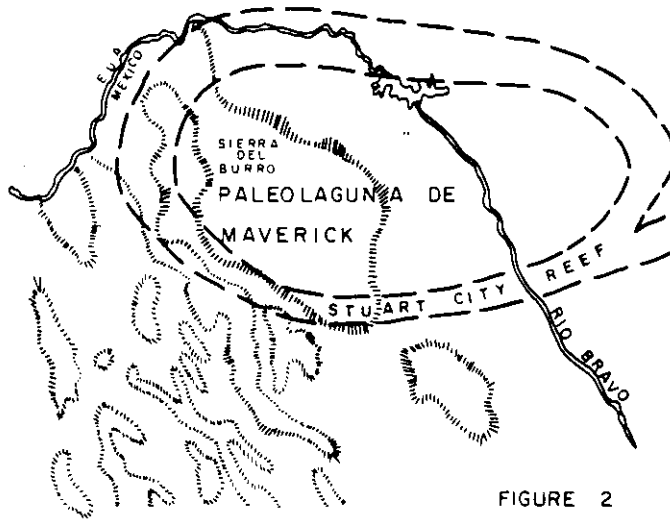


FIGURE 2

Figure 2. Map showing location of the Maverick Basin.

aquifer composed of the Edwards and associated limestones of south Texas (Jorgensen and others, this volume).

The nonpotable water is characterized by a high concentration of dissolved solids and is a sodium bicarbonate, calcium sulfate, and sodium chloride type that contains hydrogen sulfide,  $H_2S$ . The occurrence of this water is thought to be restricted to the paleolagoon of the Maverick Basin, and its origin is a consequence of the dissolution of evaporitic and calcareous material from the McKnight Formation, and dissolution of pyrite from the Eagle Ford and Buda Formations. The water temperature also is higher than normal ground water, and in this region the aquifer has low permeability. This delineation between poor-quality and good-quality water has been mapped to the vicinity of Monterey, but the area of most accurate delineation is in the Sierra del Burro and south Texas (Back and others, 1977).

The aquifer with potable water is in the Aurora and Edwards Formations and their equivalents. At greater depths the water is highly saline and is a calcium-bicarbonate type.

The position of the "bad-water line" is influenced significantly by ground-water flow, which is controlled by the distribution of fractures associated with the uplift of the Sierra del Burro. The position of the Stuart City Reef marks the limit of the bad-water line. This line is continuous to the south, where its existence is associated with the presence of gypsum. Marked hydrogeologic differences occur within the zones of water of good and bad quality. The porosity and permeability of the aquifer are secondary; for example, in the fresh-water zone the fabric of the carbonate rock is altered, and the water is strongly oxygenated and has low dissolved solids. In the zone of nonpotable water, the aquifer has primary porosity and permeability; the fabric of the carbonate rock is only slightly altered, the water has high dissolved solids and is in a reducing environment.

Five different hydrologic zones can be differentiated as follows:

**Zone 1.** At the foot of the Sierra, the water is a calcium carbonate type of good quality, and contains less than 1,000 mg/L dissolved solids. The aquifer is composed of Cretaceous-age limestone that was deposited in the Laguna de Maverick (Fig. 3).

**Zone 2.** To the southeast, where the water is of bad quality, it contains more than 1,000 mg/L dissolved solids and is chiefly a calcium sulfate type. This zone occurs within the Maverick paleolagoon where the rocks characteristically contain evaporites, disseminated pyrite, and carbonaceous material.

**Zone 3.** In the extreme southeast, where little ground water occurs at depth or where the water is of bad quality.

**Zone 4.** The zone in which ground water exists only in isolated locations.

**Zone 5.** Areas in which the water has more than 1,000 mg/L dissolved solids and a high sulfate content related to the amount of gypsum in the valley-fill deposits. Isolated outcrops of limestone also occur and, where present, the limestone aquifers have water of good quality.

### Hydrology

The various rock units underlying the subregion contain confined aquifers. Some of the tight confining beds are breached by tractive systems that improve the degree of hydraulic interconnection between aquifers. The partial hydraulic connection among the near-horizontal aquifers causes significant local areal variations in water levels, well depths, ground-water flow, and well yields. These aquifers are recharged by rainwater that infiltrates in the higher parts of the Sierra del Burro and flows generally to the north and east.

The southeastern prolongation of Sierra del Burro, known as the Peyotes Anticline, is an anticline with gently dipping flanks. Here the Austin Formation, a calcareous rock with a little shale, crops out. A shallow aquifer of small potential occurs in the fractured part of the formation. The plain east of the Sierra del Burro is underlain by permeable granular alluvium 30 to 50 m thick. The alluvium is recharged by the limestone aquifer in the Austin Formation. Springs with average flows of 600 L/s issue from the highly permeable alluvium.

### CUENCA (BASIN) OJINAGA-LA PAILA

#### General Setting

This subregion is underlain by calcareous rocks of Cretaceous age that have been folded into a series of anticlines that form sierras oriented  $N20^{\circ}W$ . The sierras emerge as isolated forms within the extensive plains formed by alluvial material. These sediments of Cretaceous age were deposited in the open sea on a platform environment and generally are dense micrites with little or no primary permeability. These sediments do not form aquifers except in folded zones that have been fractured

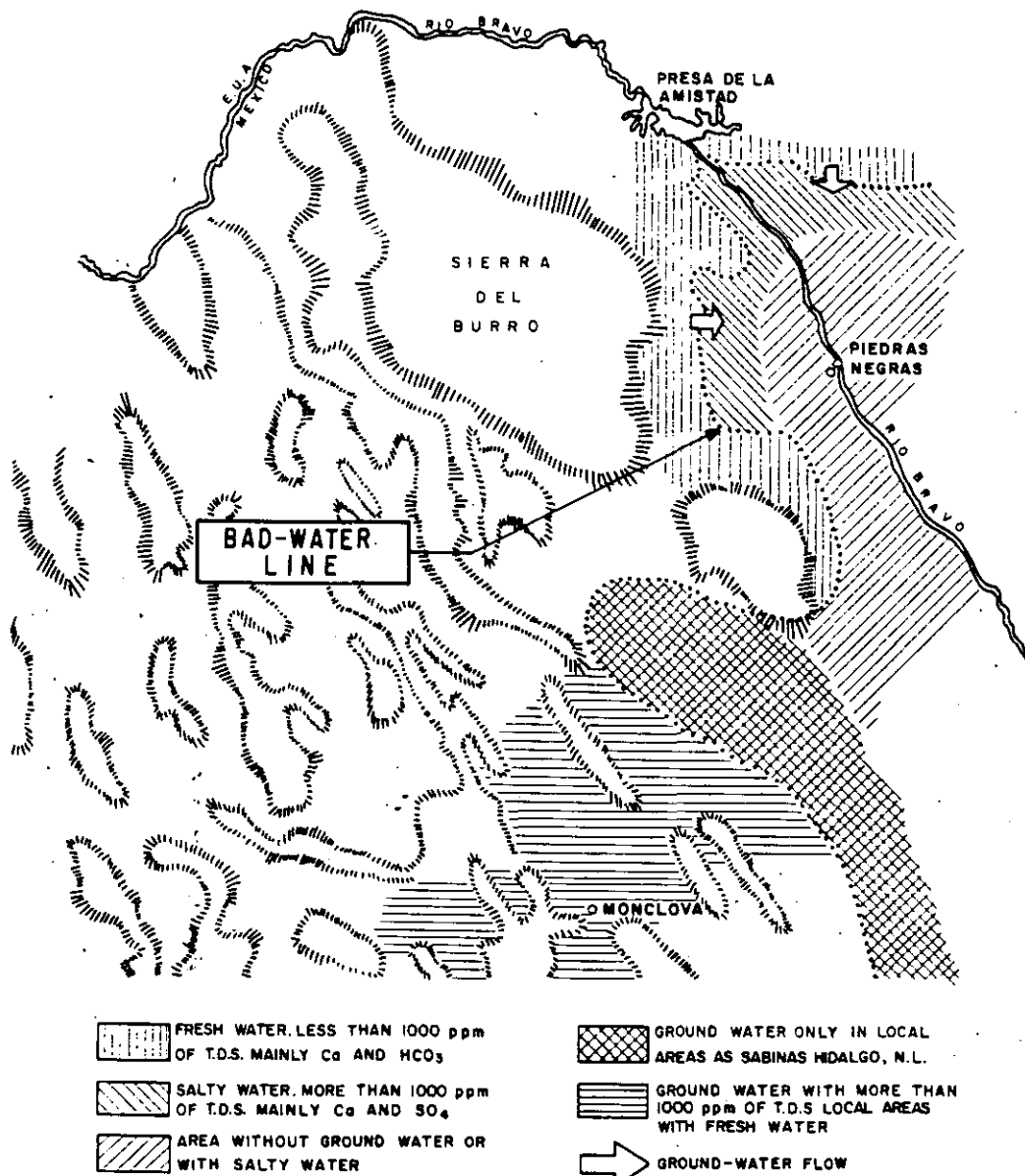


Figure 3. Map showing location of the "bad-water line" and chemical character of ground water.

dissolution along fracturing resulted in development of good permeability. Conditions for this process to take place are not favorable.

The subregion is underlain by two types of aquifers: (1) those that occur in the granular sedimentary fill, and (2) those that occur in the limestones. The aquifers in the granular sediments of the valleys and basins consist of low-permeability sand and shale. These aquifers contain saline water derived from dissolution of gypsum of Jurassic age that crops out in the high parts of the sierras. The aquifers occur in the Lower and Middle Cretaceous limestone.

The aquifers of the second type occur in the lower and

middle parts of the limestones of Cretaceous age. Where these limestones outcrop in the sierras, the aquifers are recharged directly from rainfall. This recharge moves down dip toward the valleys. Wells drilled on the flanks of the sierras penetrate the aquifers between depths of 1,000 and 2,000 m and generally flow during the rainy season because of the high potentiometric surface. However, during the dry season, water levels decline as much as 100 m due to pumping, and wells cease to flow.

In some places near the valley floors, fractures that penetrate the aquifers give rise to large springs; among these are the springs at Muzquiz, Monclova, and Cuatro Ciénegas, with flows of 1,000 L/sec.

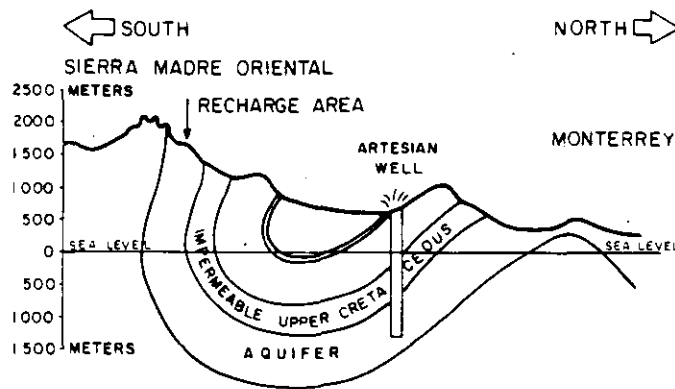


Figure 4. Cross section showing effects of folding on recharge and occurrence of ground water.

### Geochemistry

The potable water that occurs in the limestone aquifer has low dissolved solids and is a calcium-bicarbonate type. The non-potable water has a high salinity content composed of calcium and sulfate, temperatures higher than ambient, and a high content of  $H_2S$ . Generally the nonpotable water is present in the deeper zones that are a considerable distance downdip from the recharge areas. Occasionally water from the deeper zones moves upward through fractures and faults and contaminates the shallow aquifers.

## SIERRA TORREON-MONTERREY-TAMAZUNCHALE

### General Setting

A series of continuous folds in carbonate rocks of Cretaceous age have formed the Sierra Madre Oriental chain. Its northern end is in the Mapimi area where the folding strikes  $N40^\circ W$ , and continues southeast toward Torreon, where the folding trends east-west to the latitude of Monterrey and then changes to  $N20^\circ W$ . The Sierra has altitudes greater than 4,000 m, a length of about 1,200 km, and a width of 200 km. In the Sierra are spectacular canyons with vertical walls exposing outcrops of rocks ranging in age from Precambrian to Quaternary; the principal exposures are limestone of Cretaceous age.

The climate is humid tropical in the eastern part of the Sierra where the mountains receive precipitation and humid winds from the Gulf of Mexico. A few kilometers to the west the Sierra has altitudes of 2,000 m with a variable climate. Rainfall diminishes westward where the Sierra becomes semiarid to arid.

### Torreon

Within the Sierra are intermontane valleys and basins composed of alluvial materials that form aquifers. The Laguna region of Torreon is an area of arid climate, and is one of the major agricultural regions of Mexico. About 3,000 wells for irrigation in

this region have overexploited the alluvial aquifers. To the west and south are carbonate aquifers greater than 1,000 m thick. These limestones contain little or no shale, are not dolomitic and have been subjected to dissolution. This aquifer helps recharge the overexploited alluvial aquifers of the Laguna region, as confirmed by isotopic studies (Latorre and others, 1981).

### Monterrey

In the greater part of the Sierra there are reef complexes whose primary permeability, augmented by fracturing, forms highly permeable zones; at higher elevations these are recharge zones and at lower elevations they are aquifers. The anticlines that form the sierras of this region have steeply dipping flanks that are vertical to overturned in places. The steep bedding enhances the infiltration of rainfall and, combined with the primary porosity (reefal) and secondary porosity (fracturing and dissolution), permits the development of aquifers of great potential. On the flanks and plunging noses of these anticlinal structures, water is at depths of about 1,000 m and is under artesian conditions (Fig. 4). This type of aquifer is primarily exploited in the Monterrey-Saltilló area where the abundant yields satisfy the needs of Monterrey, the third largest metropolitan area of Mexico.

### Tamazunchale

In the southern part of the Sierra Madre Oriental, water infiltrates the higher elevations of the Sierra and is discharged through great springs at the base of the Sierras adjacent to the coastal plain. Patterns of carbonate sedimentation play a major role in aquifer development. The extensive El Abra-Doctor complex, which formed on the margin of the Valles-San Luis Potosi Platform in Albian-Santonian time, contains carbonates with high permeability. In the high Sierra are numerous dolines and sink holes where water infiltrates, flows laterally, and discharges as springs at the base of the Sierras (Fish, 1977). These springs, such as Coy and Frio, are among the largest in the world and have discharges of  $25 \text{ m}^3/\text{sec}$ .

Within the Sierra are local and regional flow patterns. Water of local flows is recently infiltrated and of a calcium-bicarbonate type, whereas water of regional flows contains additional quantities of magnesium and sulfates.

## REFERENCES CITED

- Back, W., Lesser, J. M., and Hanshaw, B. B., 1977, Structural and stratigraphic occurrence of "Bad Water" in Coahuila, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 9, p. 885.
- Fish, J. E., 1977, Karst hydrogeology and geomorphology of the Sierra de El Abra and the Valles-San Luis Potosi Region, Mexico [Ph.D. thesis]: Hamilton, Ontario, Canada, McMaster University, 469 p.
- Latorre, C., Lesser, J., Quijano, M., and Payne, B., 1981, Isotopos ambientales aplicados al estudio de la interconexion de los acuíferos calizos y de rellanos en la Colombia Region Lagunera de Coahuila-Durango, Mexico: Bogota, Columbia, Interamerican Symposium on Isotope Hydrology, p. 135-148.

wide and 50 km long and occupies a graben depression; the lagoon and adjacent lows are maintained by rainy season precipitation. Some depressions are sites of ephemeral lakes, and most low-lying areas are oriented either northeast to southwest or northwest to

southeast; and (3) northeast to southwest submarine fault scarps in the Caribbean adjacent to the eastern margin where water depths may reach 1,000 m a few kilometers offshore. The offshore island of Cozumel is a horst block of this fault system.

#### REFERENCES CITED

- Back, W., Hanshaw, B. B., Pyle, T. E., Plummer, L. N., and Weidie, A. E., 1979, Geochemical significance of groundwater discharge and carbonate solution to the formation of Caleta Xel Ha, Quintana Roo, Mexico: *Water Resources Research*, v. 15, p. 1521-1535.
- Bonet, F., and Butterlin, J., 1962, Stratigraphy of the northern part of the Yucatan Peninsula, *in* Field trip to Peninsula of Yucatan: New Orleans Geological Society Guidebook, p. 52-57.
- Isphording, W. C., 1974, Weathering of Yucatan limestones: The genesis of terrazas, *in* Weidie, A. E., ed., Yucatan Guidebook: New Orleans, Louisiana, New Orleans Geological Society, p. 78-93.
- Lopez Ramos, E., 1981, Geologia de Mexico, 2a: Mexico, D. F., Edicion, Tomo III, 446 p.
- Weidie, A. E., 1985, Geology of Yucatan platform. *in* Ward, W. C., Weidie, A. E., and Back, W., eds., Geology and hydrogeology of the Yucatan and Quaternary geology of northeastern Yucatan peninsula: New Orleans, Louisiana, New Orleans Geological Society, 160 p.







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

*CURSOS ABIERTOS*

*IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION  
DE ACUIFEROS*

*17 DE AGOSTO AL 11 DE SEPTIEMBRE DE 1992*

*CONTAMINACION DE ACUIFEROS POR FUGAS DE  
TANQUES ALMACENADORES DE GASOLINAS*

*ING. JUAN M. LESSER ILLADES*

**PALACIO DE MINERIA**

Palacio de Minería Calle de Tacuba 5 Primer piso Deleg. Cuauhtémoc 06000 México, D.F. Tel.: 521-40-20 Apdo. Postal M-2285

La difusión y convección y es descrito por la Ley de Fick, aplicada a un gas dentro de un poro, expresada como:

$$Q_g = D_g \frac{dC}{dz} \text{ con } D_g = \theta_a(t) D_{ab}$$

Donde:

- Q<sub>g</sub> = Flujo de masa por unidad de área por unidad de tiempo.
- C = Concentración del soluto "a".
- θ<sub>a</sub> = Aire que llena el poro.
- t = Tortuosidad.
- D<sub>ab</sub> = Coeficiente de difusión del gas a al gas b.
- dC/dz = Gradiente de la concentración.

#### TECNICAS DE SANEAMIENTO

Las fugas procedentes de tanques almacenadores de gasolinas se infiltran hasta el nivel freático o estático sobre el cual circulan o se almacenan, invadiendo una cierta zona alrededor del sitio donde se produce la fuga. La mancha contaminante puede presentar una dirección de flujo preferente, la cual generalmente es similar al gradiente de la superficie piezométrica. Existen varios métodos que pueden ser aplicados para sanear las zonas contaminadas, contándose entre los principales a los siguientes: Excavación; volatilización; biodegradación; vitrificación; autoeliminación; aislamiento y; extracción de agua y tratamiento.

A continuación se comentan estos métodos.

## Excavación

Una medida para la eliminación del problema causado por la contaminación de gasolinas es la excavación y extracción del material del subsuelo, el cual es transportado a otra zona en donde recibe el tratamiento necesario para no producir nuevamente contaminación. La zona excavada es rellenada con material arcilloarenoso libre de contaminantes.

La aplicación de este método se encuentra limitada por la magnitud del área por excavar, así como por el tipo de construcciones que existan en los alrededores.

El primer paso consiste en ubicar el área afectada. Las zonas donde el volumen por excavar es poco, son más factibles de atacar por este método que las áreas donde la extensión de la mancha contaminante es grande.

Otro factor directamente involucrado en la factibilidad de aplicación de este método es la permeabilidad de los materiales. En sitios con permeabilidad media o alta, el contaminante puede circular rápidamente y abarcar grandes extensiones, lo que llega a hacer inapropiado el método de excavación. Por el contrario, en sitios donde el material que constituye a la zona afectada tiene baja permeabilidad, el movimiento de la gasolina se reduce y retarda, llegando a presentarse en extensiones reducidas donde, para su eliminación, podría utilizarse el método de excavación.

## Volatilización

Un porcentaje de la gasolina se volatiliza en el subsuelo. Aprovechando esta propiedad, un método de eliminación del contaminante consiste en inyectar aire al subsuelo a través de pozos. El aire inyectado es succionado y extraído mediante otro pozo y en su trayecto arrastra los compuestos volátiles. Este método llega a ser efectivo y de bajo costo donde la permeabilidad del medio es alta.

En la Figura No. 2 se muestra un ejemplo de un sistema utilizado para la ventilación del subsuelo y el arrastre de compuestos volátiles. La preinyección de aire con cierta temperatura incrementa el grado de volatilización. En la figura mencionada, se muestra un calentador de aire y un ventilador con el cual el aire es inyectado al subsuelo a través de una serie de tuberías y pozos. Mediante otra serie de tuberías y pozos, el aire es extraído, habiendo arrastrado volátiles a su paso por el subsuelo. La extracción de aire se auxilia mediante un extractor. Ya en la superficie los volátiles pueden ser retenidos mediante un filtro de carbón activado.

En la Figura No. 3, se muestra un sistema de aereación para la extracción de volátiles del subsuelo, elaborado a escala por Coia, Corbin, ET. AL. (1985) en el cual se incluyen cuatro pozos centrales en los que se inyecta aire y 9 pozos exteriores a través de los cuales se extrae aire y volátiles del subsuelo.

## Biodegradación

Mediante este método se activa el crecimiento de los microorganismos existentes en el subsuelo, los cuales con su proceso metabólico degradan a los hidrocarburos. Este método es acompañado con la adición de oxígeno y nutrientes. Varios factores influyen el grado de crecimiento de los microorganismos, entre ellos la temperatura y el pH. Por costo como efectividad se ha considerado como un método de gran aplicabilidad en la reducción de hidrocarburos en los suelos.

En la Figura 4 se ilustra este método; se muestra un pozo del cual se extrae agua del subsuelo la cual es llevada a un tanque en donde recibe oxígeno y nutrientes, como nitrógeno y fósforo. Estos nutrientes son transportados por el agua al suelo mediante un pozo de inyección.

## Vitrificación

Se vitrifica a la arcilla utilizando calor generado por electricidad. Estudios experimentales han demostrado que este proceso es efectivo para hidrocarburos presentes en los suelos. Consiste en convertir al suelo en un vidrio o forma cristalina, fundiéndolo por medio de calor proporcionado por corrientes eléctricas. Es una técnica de reciente creación que ha sido patentada por el Departamento de Energía de los Estados Unidos y utilizada principalmente para suelos conteniendo material radioactivo.

Se realiza con cuatro electrodos clavados en el suelo, con un arreglo cuadrado, distanciados entre 3.5 y 5.5 metros. Una pequeña cantidad de una mezcla de grafito y vidrio se coloca en forma de x entre los electrodos, en la superficie, con el objeto de proveer un paso conductor. Cuando la resistencia interna del medio conductor causa un incremento en la temperatura, lo que provoca que se funda el suelo adyacente. La materia orgánica tiende a polarizarse creando una zona porosa cerca de la superficie.

Este método quema algunos orgánicos e inmoviliza a otros. El calor provocado llega a alcanzar hasta 1,700° C, ya que los suelos generalmente constituidos por sílice y óxidos de aluminio se funden a temperaturas entre 1,100 y 1,600° C.

#### Aislamiento

Consiste en aislar la zona contaminada, para lo cual se forman barreras subterráneas alrededor de la zona contaminada.

Estas barreras pueden ser físicas o producto de acciones hidrogeológicas. Las barreras físicas generalmente son construidas con mezclas de cemento, bentonita y arcilla, rellenando "zanjas" o inyectando por medio de pozos, de tal manera que se bloquea e impide el paso del flujo subterráneo y de los hidrocarburos en el subsuelo. Este método se encuentra limitado por la profundidad a la que sea necesaria la excavación o inyección.

En la Figura 5 se muestra una típica barrera

Pueden inyectarse al subsuelo mezclas de arcilla con cemento, bentonita o productos químicos como silicato de sodio. La inyección se hace a través de pozos distribuidos a distancias del orden de 1.5 metros y traslapados en la forma como se muestra en la parte alta de la Figura 6.

La cortina impermeable formada por la inyección de productos en el subsuelo se distribuye tratando de aislar el área hacia donde fluye el contaminante en el subsuelo. En la parte baja de la Figura 6 se muestra el área contaminada y dentro de ella un pozo para recuperar el contaminante.

Otra forma de aislamiento puede provocarse mediante la formación de una barrera de pozos de inyección que impida el paso del circulante. Esta forma presenta variantes, siendo una de ellas el método que a continuación se trata.

#### Extracción de Agua y Tratamiento

Este es un método usual para la extracción y eliminación de hidrocarburos del subsuelo que tienden a flotar sobre la superficie piezométrica.

El agua y la gasolina son bombeados al exterior. Existen varias formas de realizarlo: (1) Bombeo agua-gasolina y separación en la superficie; (2) bombeo de agua y gasolina, en forma independiente.

La primer forma consiste en bombear, en un pozo, tanto agua como gasolina, las que en la superficie son separadas. La gasolina puede reutilizarse y el agua se trata para eliminar los residuos de hidrocarburos, pudiendo ésto realizarse



mediante carbón activado. El agua tratada puede inyectarse al subsuelo para ayudar al flujo del agua y lavar el medio.

La segunda forma de extraer por bombeo el agua y los hidrocarburos del subsuelo se muestra en la Figura 7. Consiste en una perforación de diámetro amplio o pozo a cielo abierto, construido hasta una profundidad bajo el nivel del agua, de manera tal que permita la colocación de dos bombas, y una para la extracción de agua, la que se coloca hasta el fondo del pozo y tiene por objeto abatir el nivel del agua y de esta manera provocar un cono de abatimiento que facilita el flujo del hidrocarburo que flota sobre la superficie piezométrica; el flujo contaminante se dirigirá hacia el pozo donde se formará una capa de gasolinas que es extraída por otra bomba. El agua extraída es pasada a través de una torre desgasificadora.

#### Autoeliminación

Un método que se trata como tal, consiste en la autodepuración del medio permitiendo que en forma natural actúen procesos de biodegradación, volatilización y adsorción en el suelo. La biodegradación se efectúa debido a que todos los suelos constituyen un habitat natural de microorganismos, muchos de los cuales pueden convertir a parte de las gasolinas en bióxidos de carbono y agua. Otra parte de los hidrocarburos en el subsuelo son retenidos por adsorción, por las partículas del suelo. Cierta parte de las gasolinas se volatiliza y se puede perder en la atmósfera. El paso de agua a través del medio, puede constituir también una fuente natural del lavado de los suelos. Cuando la permeabilidad de los suelos es reducida y el nivel de saturación somero, se

favorece la autodepuración, al impedir la fácil o rápida propagación de las gasolinas. Las zonas donde se encuentra el nivel piezométrico profundo, presentan mayores problemas para su saneamiento..

## CONCLUSIONES

La mayor parte de los tanques almacenadores de gasolinas presentan fugas que contaminan el subsuelo. Medida imprescindible es la detección de los expendios que presentan fugas, su corrección y el saneamiento del subsuelo.

La detección de la zona contaminante en el subsuelo, se realiza mediante la medición de volátiles orgánicos en perforaciones construidas alrededor de las gasolineras.

Existen varios métodos que pueden ser aplicados para sanar las zonas contaminadas. Una medida es la excavación y extracción del material del subsuelo y el relleno de la zona excavada con material libre de contaminantes. Aprovechando la propiedad de volatilización de las gasolinas, otra forma de su eliminación del subsuelo consiste en inyectar aire a través de pozos, el cual se succiona y extrae mediante otros pozos arrastrando los volátiles del subsuelo. Otro método de saneamiento consiste en la biodegradación de gasolinas en el subsuelo, producida por microorganismos que en su proceso metabólico degradan a los hidrocarburos; en este método, se inyecta agua con nutrientes al subsuelo. Otro método es la vitrificación de la arcilla que forma el subsuelo, utilizando calor generado por una corriente eléctrica.

En ocasiones, es necesario aislar las zonas contaminadas, formando barreras que pueden ser físicas o producto de acciones hidrogeológicas. Otro método para el saneamiento de una zona contaminada, es la extracción y eliminación del hidrocarburo, bombeando tanto el agua como la gasolina hacia la superficie.

#### R E F E R E N C I A S

- ABDUL, S. A. 1988. Migration of Petroleum Products Through Sandy Hydrogeologic Systems. In: GWMR.
- ABDUL, S. A. 1989. Limitations of Monitoring Wells for the Detection and Quantification of Petroleum Products in Soils and Aquifers In: GWMR.
- BAKER, J. F. AND R. DICKHOUT. 1988. An Evaluation of Some-Systems for Sampling Gas-Charged Ground Water for Volatile Organic Analysis. In: GWMR.
- DEVITT, D. A., ET. AL. 1987. Soil Gas Sensing for Detection and Mapping of Volatile Organics. Publisher National - Water Well Association. 270 p.
- HAYES, D., E. C. HERNRY AND S. M. TESTA. 1989. A Practical-Approach to Shallow Petroleum Hydrocarbon Recovery.
- HERZOG, B. L. 1989. Investigations of Failure Mechanisms - and Migration of Organic Chemicals at Wilsonville, - - Wilsonville, Illinois. In: GWMR.

KVA, ANALYTICAL SYSTEMS. 1990. Soil Gas Equipment and Brief Field Techniques. Publisher, K-V Associates, INC. 50 p.

KERFOOT, H. B. 1988. Is Soil-Gas Analysis, an Effective - - Means of Tracking contaminant Plumes in Groundwater? - - What are te limitations of the Technology Currently - - Employed? In: GWMP.

NYER, E. K. 1989. Relating the Physical and Chemical Properties of Petroleum Hydrocarbons to soil an Aquifer Remediation. In: GWMP.

SCHWENDEMAN, T. G. 1987. Underground Storage Systems. Lewis Publishers. 213 p.

STOVER, E. L. 1989. Coproduced Groundwater Treatment and - Disposal Options During Hydrocarbon Recovery Operations. In: GWMP.

TABLA 1 CAPACIDAD DE ADSORCION, VOLATILIZACION Y SOLUBILIDAD DE LOS COMPONENTES MAS COMUNES DE LAS GASOLINAS

COMPUESTOS DE LAS GASOLINAS	C A P A C I D A D D E		
	ADSORCION POR EL SUELO (%)	VOLATILIZACION (%)	SOLUBILIDAD EN AGUA (%)
Benceno	3	62	35
Etilbenceno	21	59	20
(n)Heptano	0.1	99.8	0.1
(n)Hexano	0.1	99.8	0.1
(n)Pentano	0.1	99.8	0.1
Benc(a)Antraceno	100	0	0
Benco(a)Pireno	100	0	0
Naftaleno	61	8	31
Fenantreno	88	2	10
1-penteno	0.1	99.8	0.1
Fenol	9	0.01	91
Tolueno	3	77	20
Xileno	15	54	31

De: Fleischer et al., 1986

TABLA 2 GRUPOS DE ACUERDO AL COMPORTAMIENTO DE CADA COMPUESTO

DE ADSORBE	SE VOLATILIZA	SE SOLUBILIZA	COMPOTAMIENTO VARIABLE
Benco(a)Pireno Fenantreno Benc(a)Antraceno	(n)Hexano (n)Heptano (n)Pentano 1-penteno	Fenol	Benceno Etilbenceno Naftaleno Xileno

De: Fleischer et al., 1986

GASOLINERA

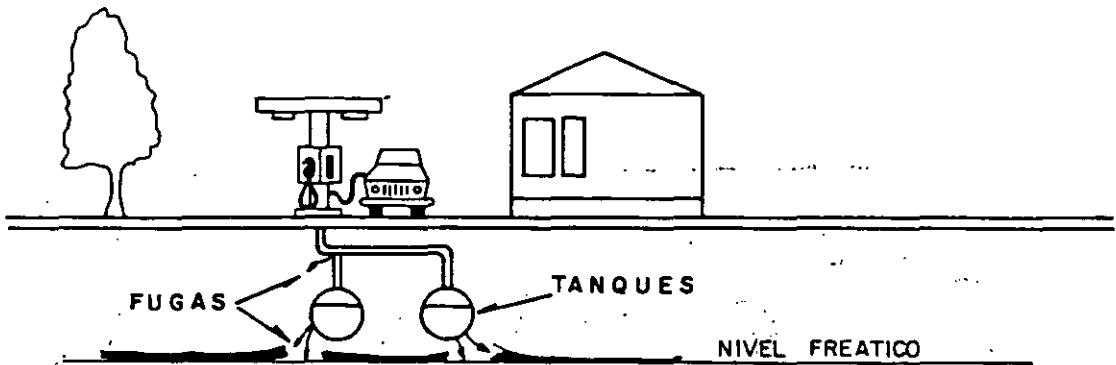
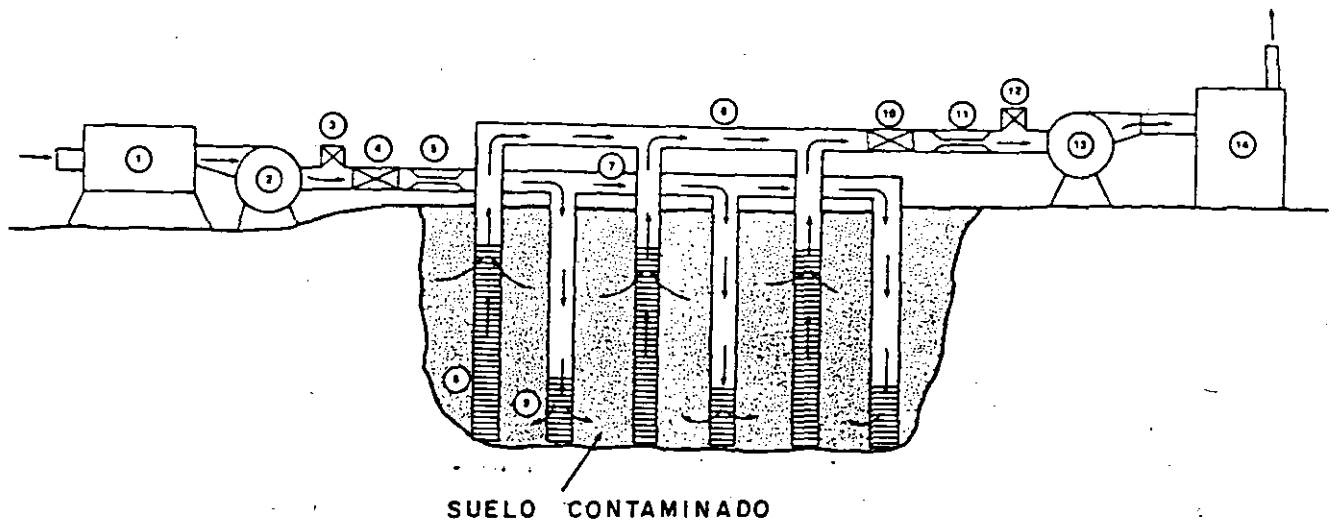


FIGURA 1 - TANQUES ALMACENADORES DE GASOLINAS Y FUGAS



- |                                       |   |
|---------------------------------------|---|
| 1.- CALENTADOR DE AIRE                | 8.- POZO CON REJILLAS PARA EXTRACCION                 |
| 2.- INYECTOR                          | 9.- POZO CON REJILLAS PARA INYECCION                  |
| 3.- VALVULA                           | 10.- PREPARACION PARA MUESTREO DE AIRE                |
| 4.- PREPARACION PARA MUESTREO DE AIRE | 11.- MEDIDOR  |
| 5.- MEDIDOR                           | 12.- VALVULA  |
| 6.- TUBERIAS DE EXTRACCION            | 13.- EXTRACTOR  |
| 7.- TUBERIAS DE INYECCION             | 14.- UNIDAD DE CARBON PARA RETENCION DE CONTAMINANTES |

FIGURA 2 VENTILACION DEL SUBSUELO Y ARRASTRE DE VOLATILES

DE : REMEDIAL TECHNOLOGIES FOR LEAKING  
UNDERGROUND STORAGE TANKS, 1989,  
MODIFICADO POR LESSER Y ASOC., S.A.

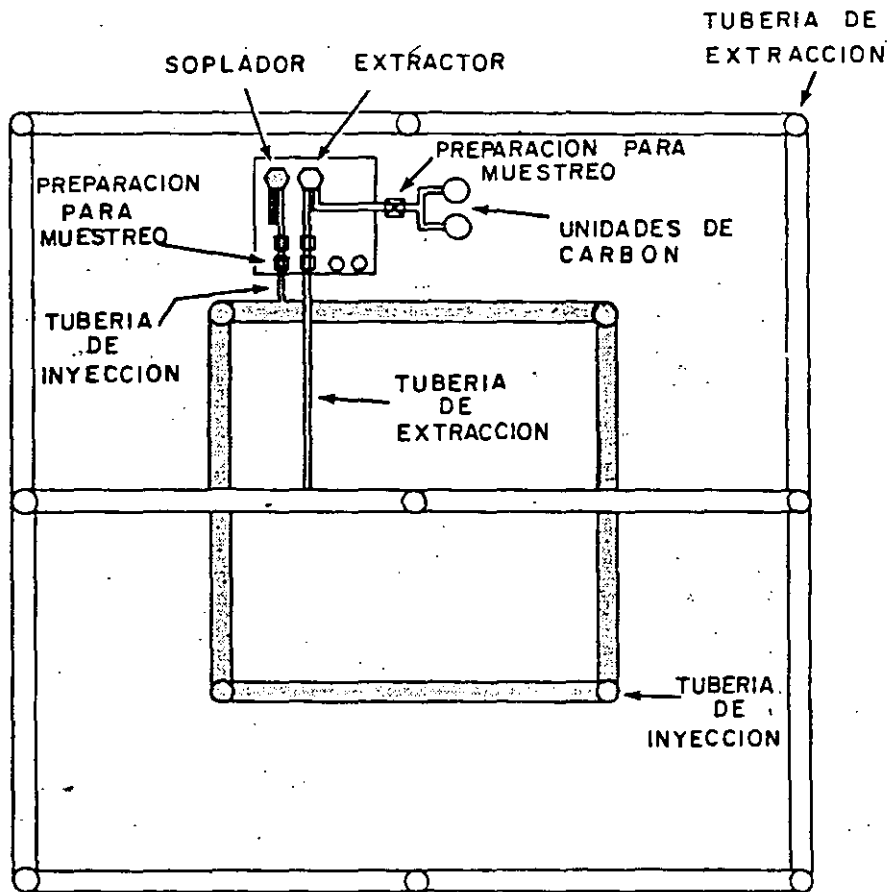


FIGURA 3 SISTEMA EXPERIMENTAL DE VOLATILIZACION

DE: REMEDIAL TECHNOLOGIES FOR LEAKING  
 UNDERGROUND STORAGE, 1989,  
 MODIFICADO POR LESSER Y ASOC., S.A.



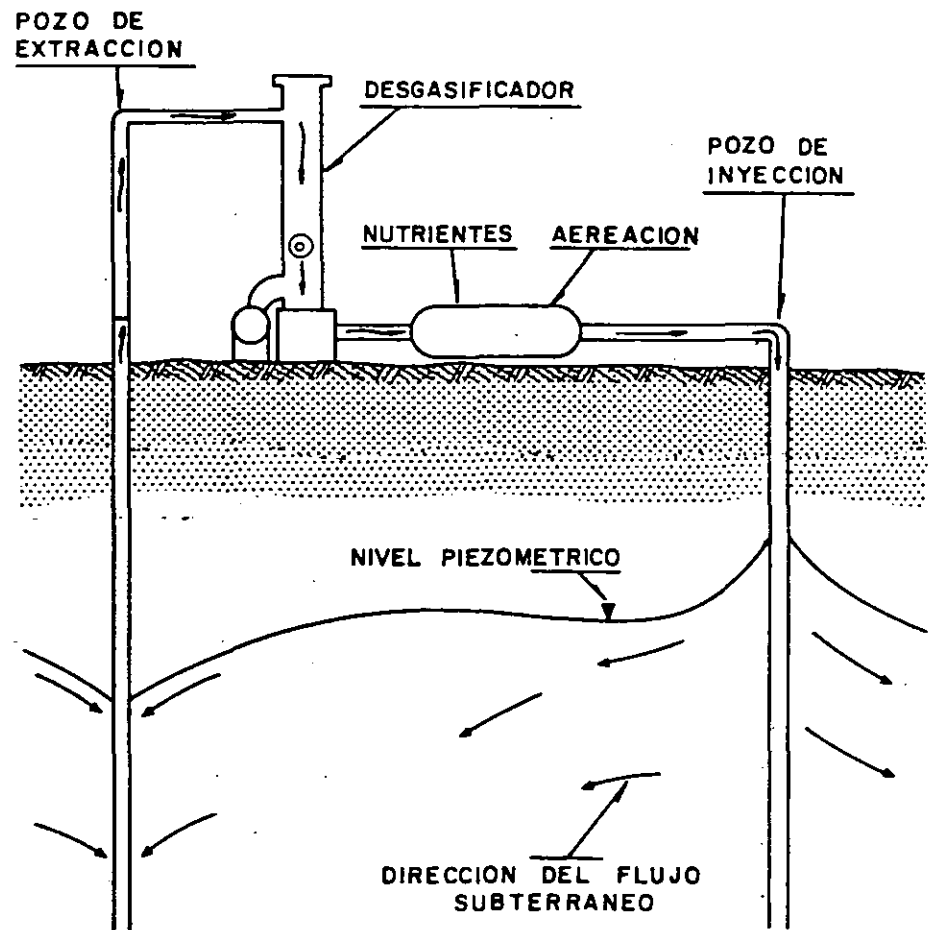
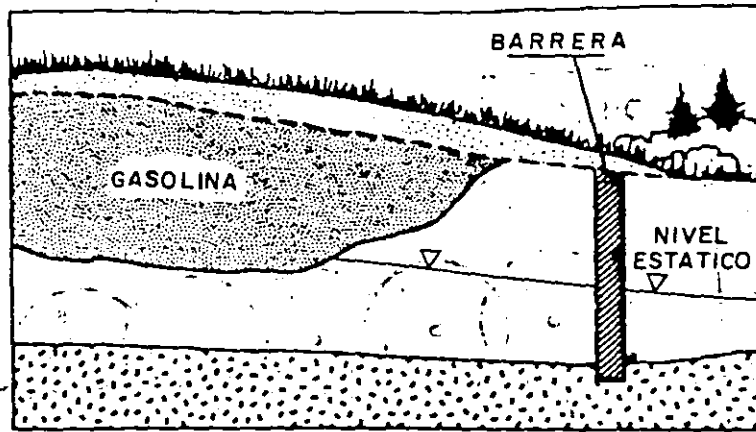


FIGURA 4 BIODEGRADACION APLICANDO NUTRIENTES Y OXIGENO.



BARRERA SUBTERRANEA PARA IMPEDIR EL PASO DEL CONTAMINANTE

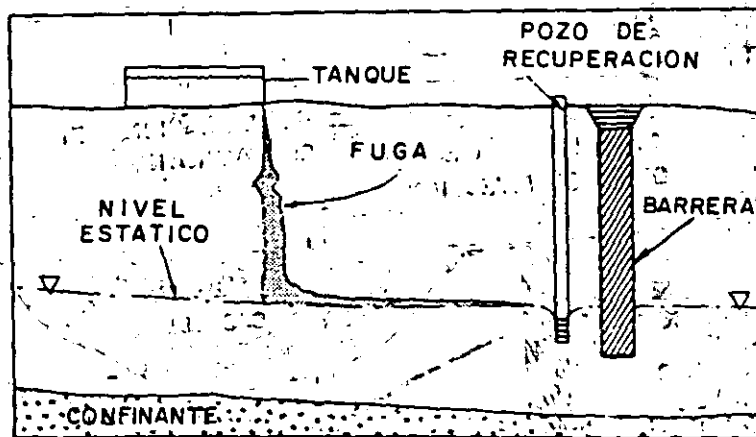


FIGURA- 5 BARRERA PARA AISLAMIENTO DE ZONAS CONTAMINADAS

DE REMEDIAL TECHNOLOGIES FOR LEAKING UNDERGROUND STORAGE TANKS. 1989, MODIFICADO POR LESSER Y ASOC., S.A.

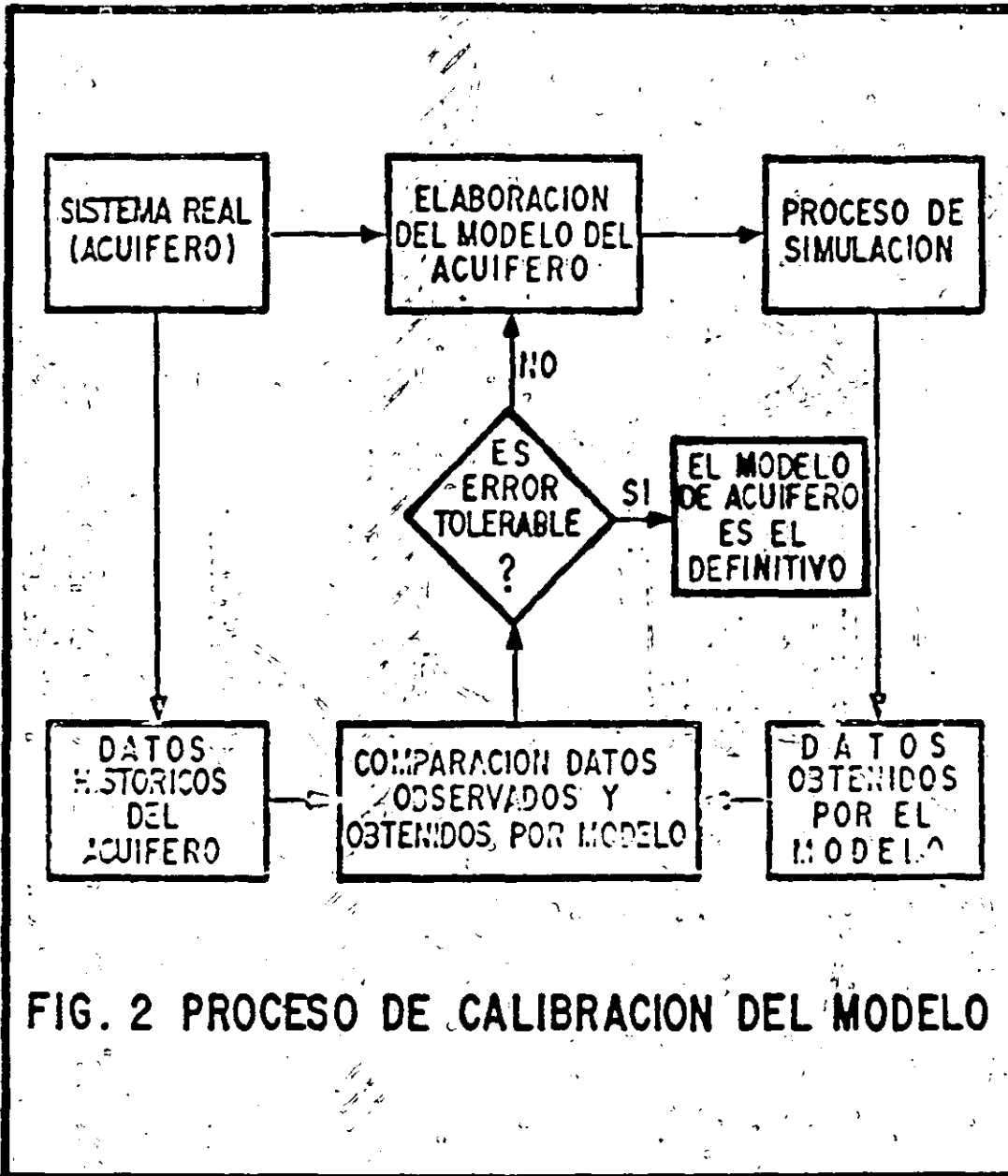
THE UNIVERSITY OF CHICAGO  
DEPARTMENT OF CHEMISTRY  
5800 S. UNIVERSITY AVENUE  
CHICAGO, ILLINOIS 60637

RECEIVED  
JAN 15 1964  
CHEMISTRY DEPARTMENT

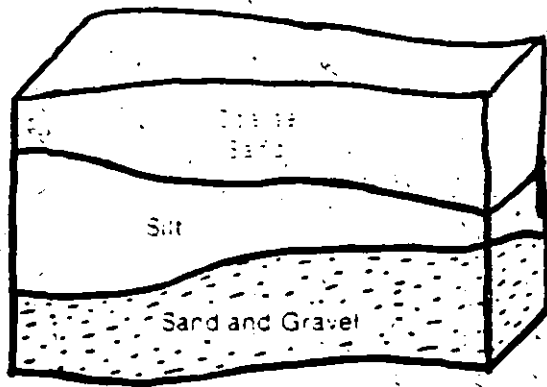
UNIVERSITY OF CHICAGO

RECEIVED  
JAN 15 1964

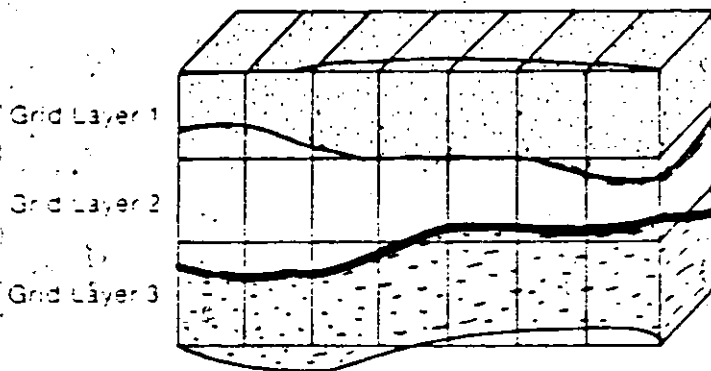
UNIVERSITY OF CHICAGO  
DEPARTMENT OF CHEMISTRY  
5800 S. UNIVERSITY AVENUE  
CHICAGO, ILLINOIS 60637



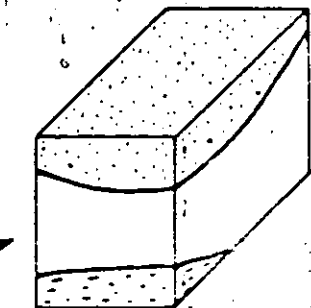
**FIG. 2 PROCESO DE CALIBRACION DEL MODELO**



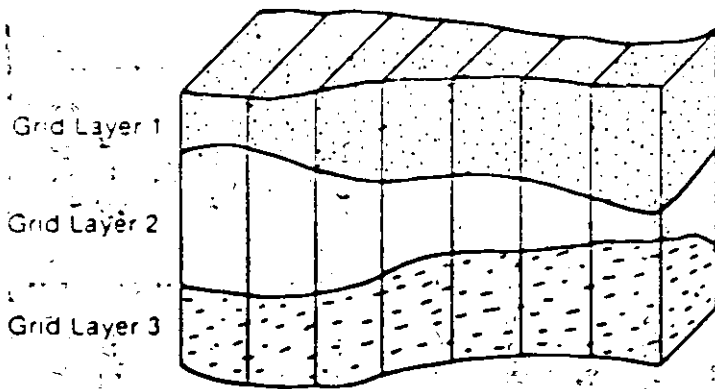
(a) Aquifer Cross Section



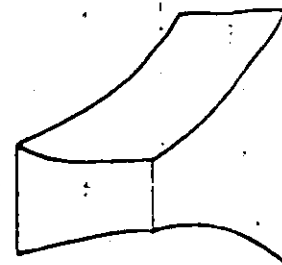
(b) Aquifer Cross Section With Rectilinear Grid Superimposed



Cell Contains Material from Three Stratigraphic Units. All Faces Are Rectangles.

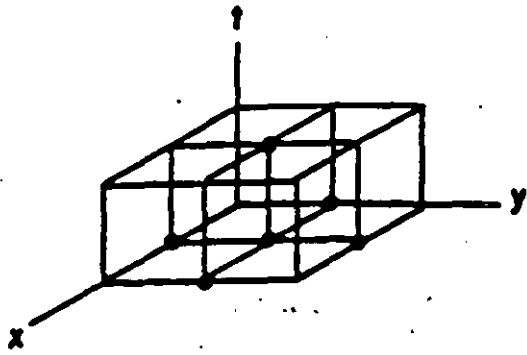


(c) Aquifer Cross Section With Deformed Grid Superimposed

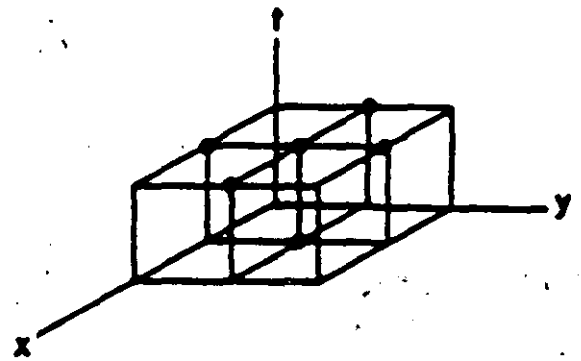


Cell Contains Material from Only One Stratigraphic Unit. Faces Are Not Rectangles.

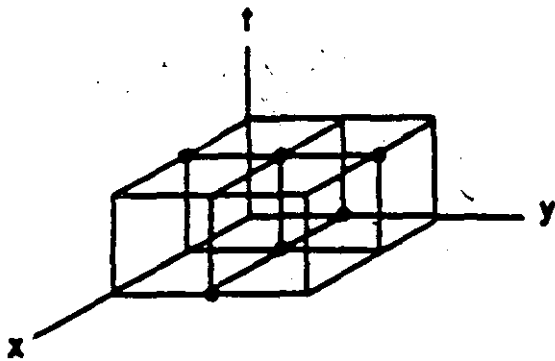
Figure 9.—Schemes of vertical discretization.



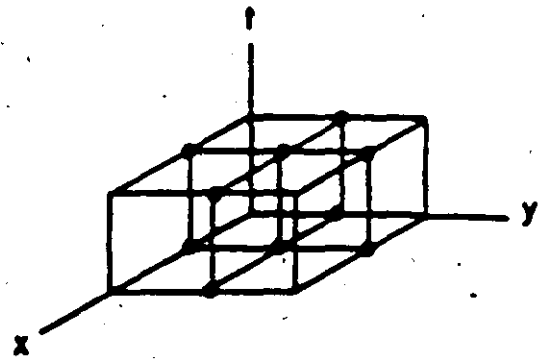
**Forward Difference Explicit**



**Backward Difference Implicit**



**Alternating Direction Implicit**



**Crank-Nicolson Implicit**

**Figure 18. Various time-integration schemes.**

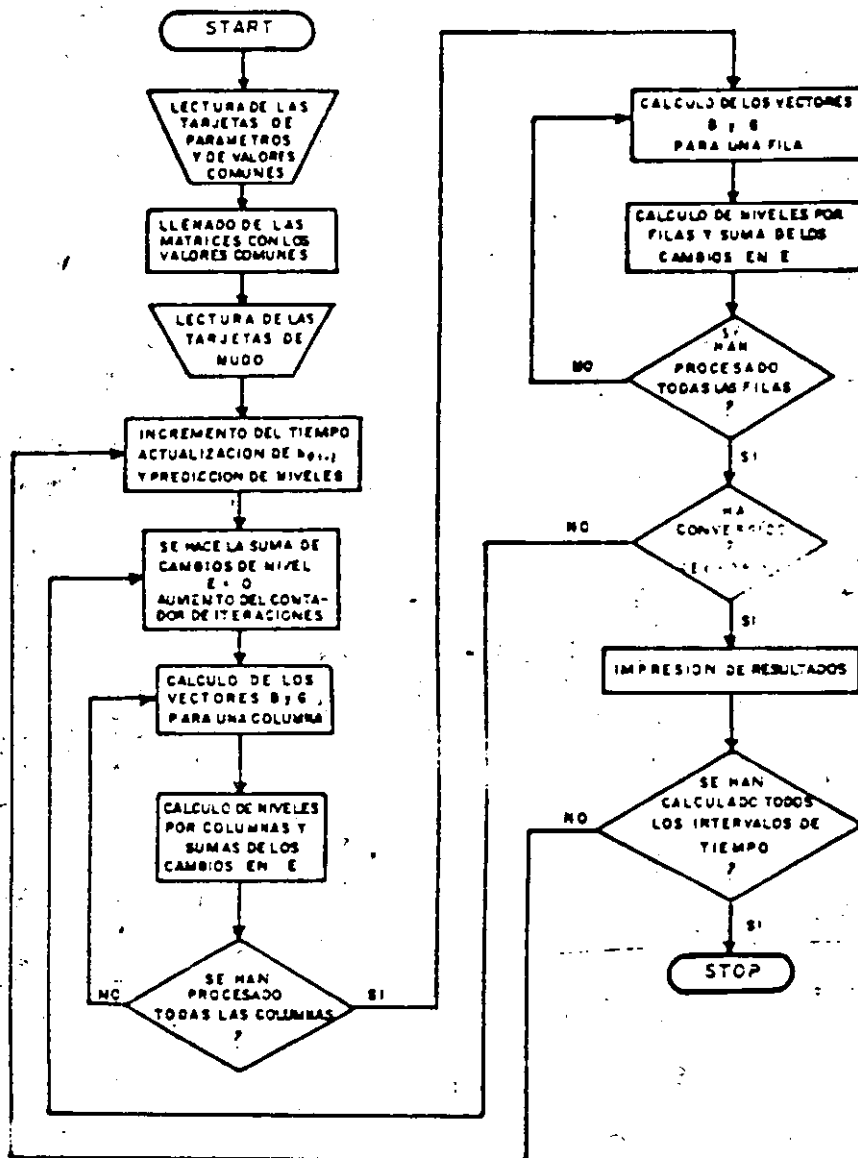


Fig. 10.— Organigrama del programa básico de simulación.  
DE DIFERENCIAS FINITAS

**TABLA — Datos necesarios para un modelo**

<b>GEOMETRÍA DEL SISTEMA</b> (para construcción)	<ul style="list-style-type: none"> <li>Cotas de la base y del techo.</li> <li>Situación de los límites.</li> </ul>
<b>CARACTERÍSTICAS</b> <b>HIDRÁULICAS</b> (para construcción)	<ul style="list-style-type: none"> <li><math>k</math>, permeabilidad. A veces <math>T</math>, transmitividad.</li> <li><math>k_h/k_v</math>, anisotropía.</li> <li><math>n</math>, porosidad eficaz.</li> <li><math>S</math>, coeficiente de almacenamiento.</li> <li><math>B</math>, factor de goteo; <math>c</math>, resistencia.</li> <li>Inf., capacidad de infiltración.</li> </ul>
<b>FUNCIONAMIENTO</b> <b>HIDRÁULICO</b> (para construcción y ajuste)	<ul style="list-style-type: none"> <li>Áreas de recarga y descarga.</li> <li>Relaciones } entre acuíferos.</li> <li>                  } con aguas superficiales.</li> <li>Condiciones en los límites.</li> </ul>
<b>ACCIONES SOBRE EL SISTEMA</b> (en período de ajuste)	<ul style="list-style-type: none"> <li>Infiltración lluvia (1). Balances generales.</li> <li>Pérdidas por evapotranspiración.</li> <li>Infiltración excedente de riego.</li> <li>Recarga } cursos de agua <math>Q</math> o <math>h</math>.</li> <li>          } masas de agua <math>Q</math> o <math>h</math>.</li> <li>          } puntos de agua <math>Q</math>.</li> <li>          } otros acuíferos <math>Q</math> o <math>h</math>.</li> </ul>
<b>RESPUESTA A LAS ACCIONES</b> (en período de ajuste)	<ul style="list-style-type: none"> <li>Superficies piezométricas (1).</li> <li>Hidrogramas.</li> </ul>
<b>LEYES HIDROLÓGICAS</b> (para explotación)	<ul style="list-style-type: none"> <li>Evolución bombeos y recargas.</li> <li>Evolución infiltración lluvia.</li> <li>Evolución infiltración excedentes de riego.</li> <li>Evolución ríos y canales (<math>Q</math>, <math>h</math>, <math>\\$/m^3</math>, <math>\\$/P</math>).</li> <li>Evolución masas de agua.</li> <li>Evolución acuíferos vecinos.</li> </ul>

(1) En el tiempo y en el espacio.  
 $Q$  = caudales;  $h$  = alturas.



**TABLA 5.2. — Obtención de datos para un modelo**

<b>INVENTARIO</b>	}	<p>Prepararlo.          Buscar en archivos.          Obtener datos en campo y en encuestas.          Interpretar los datos y filtrarlos.          Sintetizar los datos.</p>
<b>INVENTARIO DE:</b>		
<p>pozos          fuentes          manantiales          galerías.</p> <p>aforos          caudales          niveles de agua superficial          niveles de agua subterránea          recargas en pozos y piezómetros</p>	<p>geología          informes          topografía          topometría</p>	<p>pluviometría          escurritia          evaporación          meteorología</p> <p>composición química del agua          explotación          vertidos          planes de ordenación.</p>
<b>DATOS COMPLEMENTARIOS</b>	}	<p>Sondcos.          Pozos experimentales.          Periodo de observación.          Estaciones de aforo e hidrometeorológicas.          Etcétera.</p>

**NOTAS:**

- El inventario ahorra mucho tiempo y dinero.
- El inventario es la única fuente de datos históricos.
- No encargar el inventario a inexpertos o a desiduosos.

Tabla 5.3. — Métodos de obtención de datos para un modelo.

		Costa	Representatividad
GEOMETRÍA	Sondeos.		
	Cartografía geológica o hidrogeológica (complementaria con la geofísica). Observación de superficies piezométricas. Deducciones ensayos de bombes e hidrogramas.		
CARACTERÍSTICAS HIDRÁULICAS	Ensayos de bombeo ( $k$ , $k_h/k_v$ , $S$ , $m$ , $B$ ).	Caros	Buena
	Ensayos de descenso ( $k$ ).	Baratos	Regular
	Ensayos en piezómetros ( $k$ , $k_h/k_v$ ).	Baratos	Regular
	Permeímetros ( $k$ ( $k_h/k_v$ )).	Baratos	Pobre
	Granulometría ( $k$ , ( $m$ ?)).	Baratos	Pobre
	Trazadores ( $m$ , $k$ ).	Caros	Buena
	Balances ( $m$ ).	Baratos	Buena
	Neutrónicos ( $m$ , humedad).	Baratos	Buena
	Eficiencia a la marea barométrica ( $S$ ).	Baratos	Buena
	Métodos ambientales con tritio, radiocarbono, isótopos del H y O, análisis ( $k$ , $B$ ( $m$ ), Inf).	Baratos	Regular
FUNCIONAMIENTO HIDRÁULICO	Superficies piezométricas. Hidrogramas. Trazadores. Métodos geoquímicos y ambientales.		
ACCIONES	Medidas hidrometeorológicas. (Cuidado con balances.) Medidas foronómicas. Medidas químicas. Medidas piezométricas. Análisis estadístico y cálculo.		
RESPUESTAS	Piezometría. Aforos. (Cuidado con el tipo del piezómetro.)		

**TABLA 5.4. — Presentación de los datos para un modelo**

<b>GEOMÉTRICOS</b>	Mapas con curvas de nivel y cortes complementarios.
<b>FÍSICOS</b>	Mapas con isolíneas (con cotas); indicar la validez y representatividad.
<b>ACCIONES</b>	{ Planos de aportaciones distribuidas. Planos de situación de puntos. Listas de extracciones en cada punto. Hidrogramas complementarios. Dar un dato por cada intervalo de ajuste.
<b>RESPUESTA A LAS ACCIONES</b>	{ Planos de isoplezas (uno por intervalo). Hidrogramas complementarios.
<b>LEYES GENERALES</b>	Similar a los anteriores en lo que sea necesario o con fórmulas.

**NOTAS:**

- Procurar que los datos sean directamente utilizables.
- Señalar la confianza de los datos.
- Los datos geométricos y de niveles no se reglan ni se modifican. ¡Cuidado con los errores topográficos!
- Los planos de isolíneas permiten expresar mejor los conocimientos del hidrólogo.
- No dibujar líneas a estima y después deducir de ellas conclusiones, como si fuesen exactas.

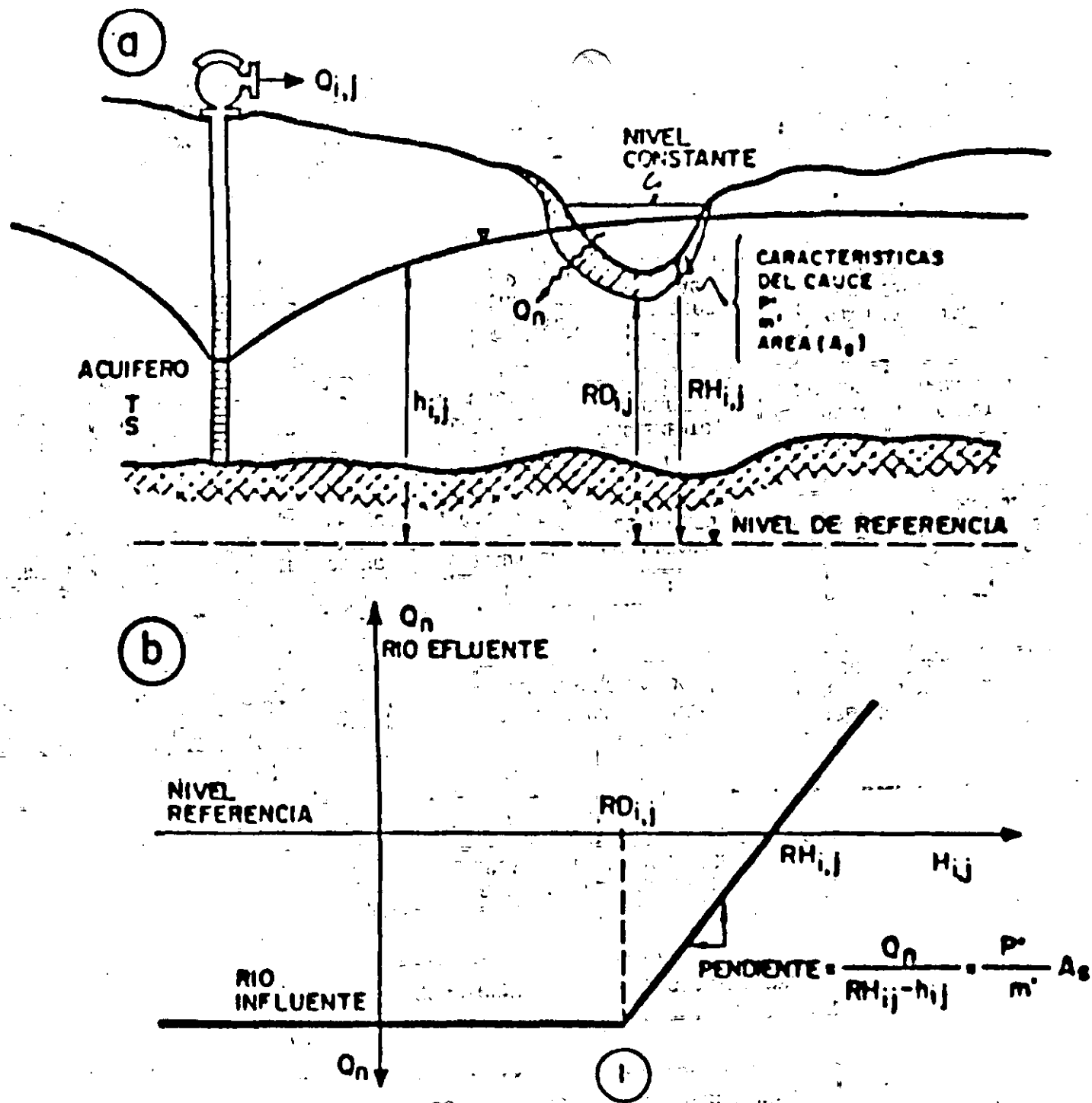


Fig. 4.2. — Esquema del acuífero con infiltración inducida (a) y caudal infiltrado en función del nivel (b) (según Prickett y Lonquist, 1971).

$$V_x = -K_x \frac{\partial h}{\partial x}$$

$$V_y = -K_y \frac{\partial h}{\partial y}$$

$$V_z = -K_z \frac{\partial h}{\partial z}$$

## VI. ECUACIONES DE FLUJO DE AGUA SUBTERRANEA.

A continuación se derivarán las ecuaciones de flujo de agua subterránea, reconociendo primeramente la existencia de dos regímenes de flujo: el estado estacionario y el estado transitorio.

### 6.1 ESTADO ESTACIONARIO.

Consideremos un volumen de medio poroso tal como el que se muestra en la figura 8. A tal elemento se le conoce como "Volumen elemental de control". La ley de la conservación de masa para el fluido en estado estacionario a través de un medio poroso saturado estipula que la rapidez de flujo de masa del fluido que entra a cualquier volumen de control sea igual a la rapidez de flujo de masa del fluido que sale de este volumen.

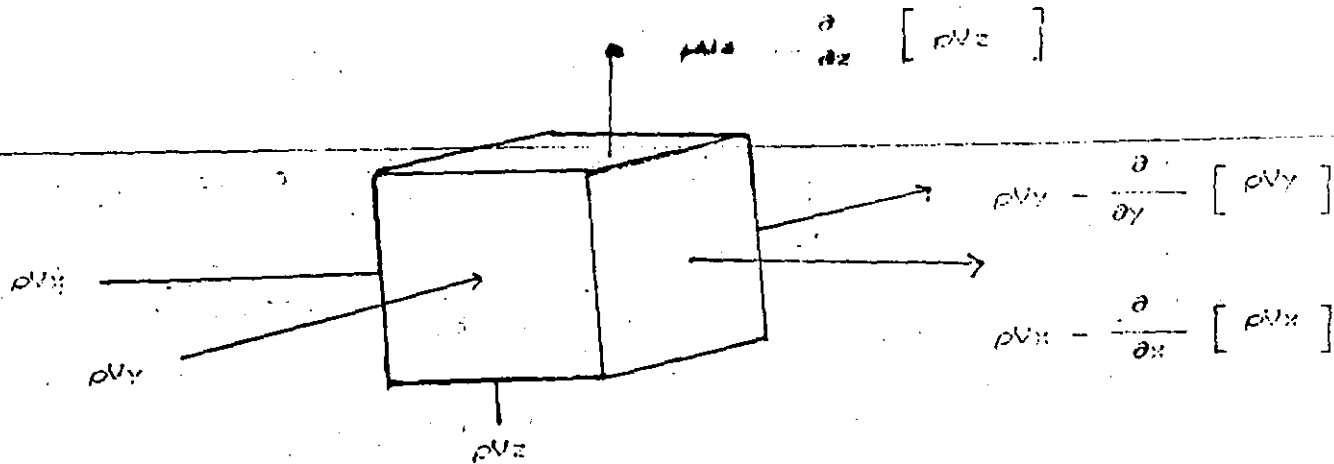


figura No. 8

La expresión matemática de esta ley viene a ser "La ecuación de continuidad", que con referencia a la figura 8 establece:

$$-\frac{\partial(\rho V_x)}{\partial x} - \frac{\partial(\rho V_y)}{\partial y} - \frac{\partial(\rho V_z)}{\partial z} = 0$$

En donde:  $\rho$  = densidad del fluido  
 $V_x$  = descarga específica en la dirección x  
 $V_y$  = descarga específica en la dirección y  
 $V_z$  = descarga específica en la dirección z

Si el fluido es incompresible,  $\rho = \text{constante}$  y las  $\rho$  se pueden eliminar, la ecuación se simplifica a:

$$\frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_y}{\partial y} + \frac{\partial V_z}{\partial z} = 0$$

Sustituyendo en esta expresión las descargas  $V_x$ ,  $V_y$  y  $V_z$  de acuerdo con la ley de Darcy, se obtiene la ecuación de flujo en estado estacionario a través de un medio poroso anisótropo y saturado.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[ K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right] = 0$$

En un medio isotrópico,  $K_x=K_y=K_z=K$ , y si el medio es también homogéneo, entonces  $K(x,y,z) = \text{constante}$ . La ecuación se reduce entonces a la ecuación de flujo en estado estacionario a través de un medio isotrópico y homogéneo.

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0$$

Conocida también como la "Ecuación de Laplace". La solución de esta ecuación es una función  $h(x,y,z)$  que describe el valor de la carga hidráulica en todo punto de un campo de flujo tridimensional. En un campo de flujo bidimensional, digamos en el plano x-y, el tercer término de la ecuación se elimina, y la solución será una función  $h(x,y)$ .

## 6.2 ESTADO TRANSITORIO

La ley de conservación de masa para el flujo en estado transitorio en un medio poroso saturado estipula que la rapidez neta de flujo de masa de fluido hacia el volumen elemental de control sea igual a la rapidez de cambio del almacenamiento de masa de fluido dentro del elemento. Con referencia a la figura 8, la ecuación de continuidad toma la forma.

$$-\frac{\partial}{\partial x} (\rho V_x) - \frac{\partial}{\partial y} (\rho V_y) - \frac{\partial}{\partial z} (\rho V_z) = \rho S_s \frac{\partial h}{\partial t}$$

En donde  $S_s$  es el almacenamiento específico del medio saturado, considerando el fluido incompresible e insertando la ley de Darcy, obtenemos:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[ K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right] = S_s \frac{\partial h}{\partial t}$$

Esta es la ecuación de flujo transitorio a través de un medio poroso anisótropo y saturado. Si el medio es homogéneo e isótropo, la ecuación se reduce a:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t}$$

En 1935, C.V. Theis presentó una solución de la ecuación anterior, con la ayuda de C.I. Lubin, quien desarrolló la ecuación para el caso de una fuente puntual continua en los problemas de conducción de calor.

447

Siendo la ecuación de Theis la siguiente:

$$a = \frac{Q}{4\pi T} \int_0^u \frac{e^{-u}}{u} du$$

En donde:

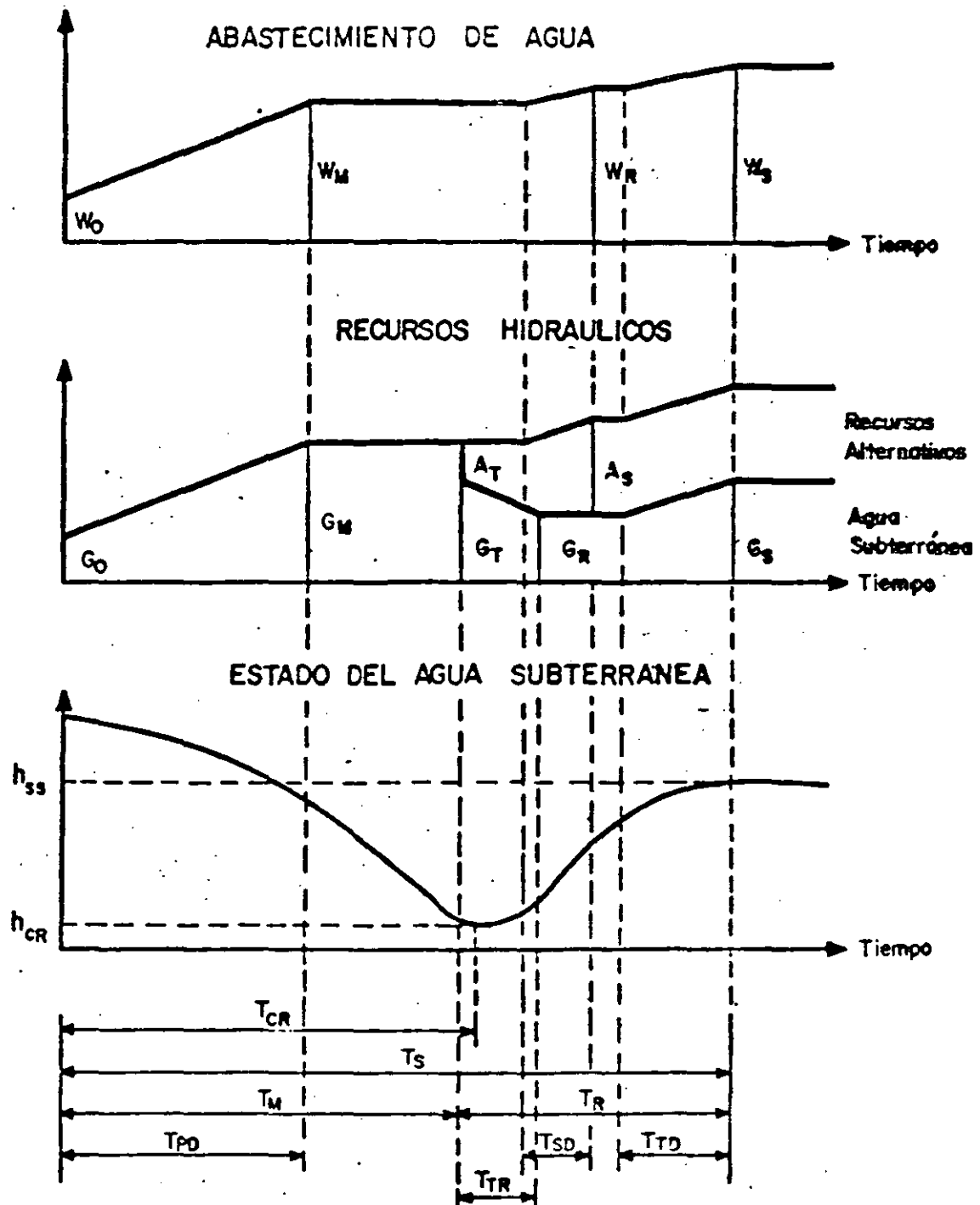
- a: abatimiento =  $h_2 - h_1$
- Q: caudal de bombeo permanente
- T: transmisividad
- r: distancia desde el pozo de bombeo al punto donde se observa el abatimiento a.
- S: coeficiente de almacenamiento.
- t: tiempo desde el comienzo de bombeo.

u: variable de integración =  $\frac{r^2 S}{4Tt}$

La ecuación anterior no puede integrarse directamente, pero el valor de a puede obtenerse de la serie infinita.

$$a = \frac{Q}{4\pi T} \left[ -0.577216 - \ln u + u - \frac{u^2}{2.2!} + \frac{u^3}{3.3!} - \dots \right]$$





<b>ETAPAS</b>	<b>SOBREEXPLOTACION</b>		<b>RECUPERACION</b>		<b>ESTABILIDAD</b>
<b>ABASTECIMIENTO DE AGUA</b>	<b>DESARROLLO PRIMARIO</b>		<b>DESARROLLO SECUN-DARIO</b>	<b>DESARROLLO TERCARIO</b>	
<b>EXPLOTACION DEL AGUA SUBTERRANEA.</b>	<b>TRANSICION A RENDIMIENTO DE SOBREEXPLOTACION</b>	<b>RENDIMIENTO DE SOBREEXPLOTACION</b>	<b>TRANSICION A RENDIMIENTO SEGURO</b>	<b>RENDIMIENTO SEGURO</b>	<b>RENDIMIENTO SEGURO</b>
<b>RECURSOS ALTERNATIVOS</b>	<b>PLANEACION</b>	<b>CONSTRUCCION</b>	<b>MAQUINACION</b>	<b>OPERACION</b>	

LAMINA 15 . ETAPAS DE UN PROYECTO DE DESARROLLO DEL AGUA SUBTERRANEA

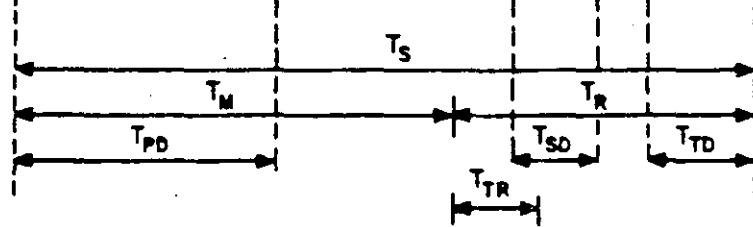
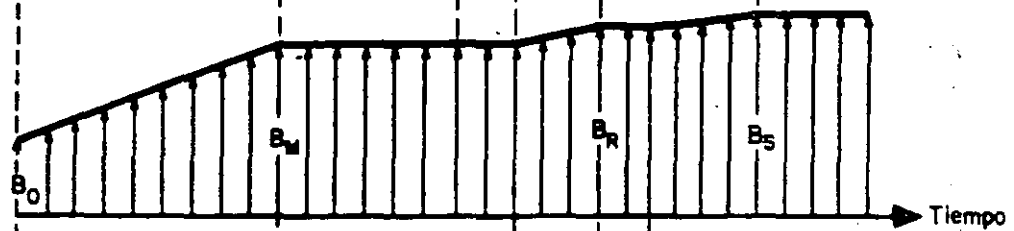
A- COSTOS DE INVERSION



B- COSTOS DE OPERACION



C- BENEFICIOS DEL ABASTECIMIENTO DE AGUA



ETAPAS	SOBREEXPLOTACION		RECUPERACION		ESTABILIDAD
PROVISION DE AGUA	DESARROLLO PRIMARIO		DESARROLLO SECUNDRARIO	DESARROLLO TERCARIO	
EXPLOTACION DEL AGUA SUBTERRANEA	TRANSICION A RENDIMIENTO DE SOBREEXPLOTACION	RENDIMIENTO DE SOBREEXPLOTACION	TRANSICION A RECUPERACION	TRANSICION A REND. SEGURO	RENDIMIENTO SEGURO
RECURSOS ALTERNATIVOS	PLANEACION	CONSTRUCCION	MADURACION		

LAMINA 16 . DIAGRAMAS DE FLUJO DEL EFECTIVO DE UN PROYECTO DE DESARROLLO DE AGUA SUBTERRANEA



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

*CURSOS ABIERTOS*

*IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION  
DE ACUIFEROS*

*17 DE AGOSTO AL 11 DE SEPTIEMBRE DE 1992*

*OTROS METODOS GEOFISICOS DE EXPLORACION EN GEOHIDROLOGIA*

*ING. ALFONSO ALVAREZ MANILLA A.*

*PALACIO DE MINERIA*

## 6. PROSPECCION GRAVIMETRICA

La exploración gravimétrica es intensamente utilizada para conocer:

- a) forma de la tierra ( primeras medidas de la geofísica)
- b) cuencas
- c) trenes estructurales (anticlinorios y sinclinorios)
- d) localización de fallas ( normales, inversas y transcurrencia)

lo anterior se logra gracias a los cambios laterales y verticales de la distribución de masas y su densidad.

Una serie de correcciones es necesario practicar a las mediciones gravimétricas, destacando principalmente las de altitud, latitud y rugosidad. Con las medidas de gravedad corregidas se forma la configuración correspondiente a la anomalía de Bouger del cual se extraen las configuraciones del Residual y Regional.

De un análisis se desprende que las anomalías de frecuencia baja son debidas a la topografía del basamento, en tanto que las de frecuencia alta corresponden a cuerpos geológicos someros de poca extensión.

### 6.1 CORRECCION POR ALTITUD

La fuerza de gravedad varia con la altura, por lo que se deben reducir todas las lecturas a un mismo plano, de referencia ( superficie del terreno, Brandi, 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 masa de terreno de referencia.

La expresión para la corrección por altitud está dada por:

$$G_0 = G_h + (.03086 - .0419d)h \quad \text{mg}$$

donde:  $G_0$  gravedad reducida al nivel de referencia  
 $G_h$  Gravedad observada a la altura  $h$   
 $h$  elevación de la estación medida  
 $d$  densidad media en  $\text{gr/cm}^3$  del terreno arriba del plano de referencia  
 $\text{mg}$  miligales

## 6.2 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.

## 6.3 CORRECCION POR LATITUD

La tierra no es una esfera perfecta, la mejor aproximación para fines prácticos es un elipse de revolución con radio ecuatorial 21 km mayor al 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:

$$G_l = 978.0318(1 + .0053024\text{sen}\phi - .0000058\text{sen}2\phi) \text{ mg}$$

donde  $G_l$  gravedad corregida por latitud  
 $\phi$  latitud en grados, minutos y segundos

## 6.4 ANOMALIA DE BOUGER

Después de haber efectuado las correcciones pertinentes, se conoce ya el valor de gravedad de Bouger para cada estación, teniendo que:

$$G_B = G_0 + G_a - G_l + G_t$$

donde  $G_B$  Gravedad de Bouger  
 $G_0$  Corrección de 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 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:

$$AB = AR + Ar$$

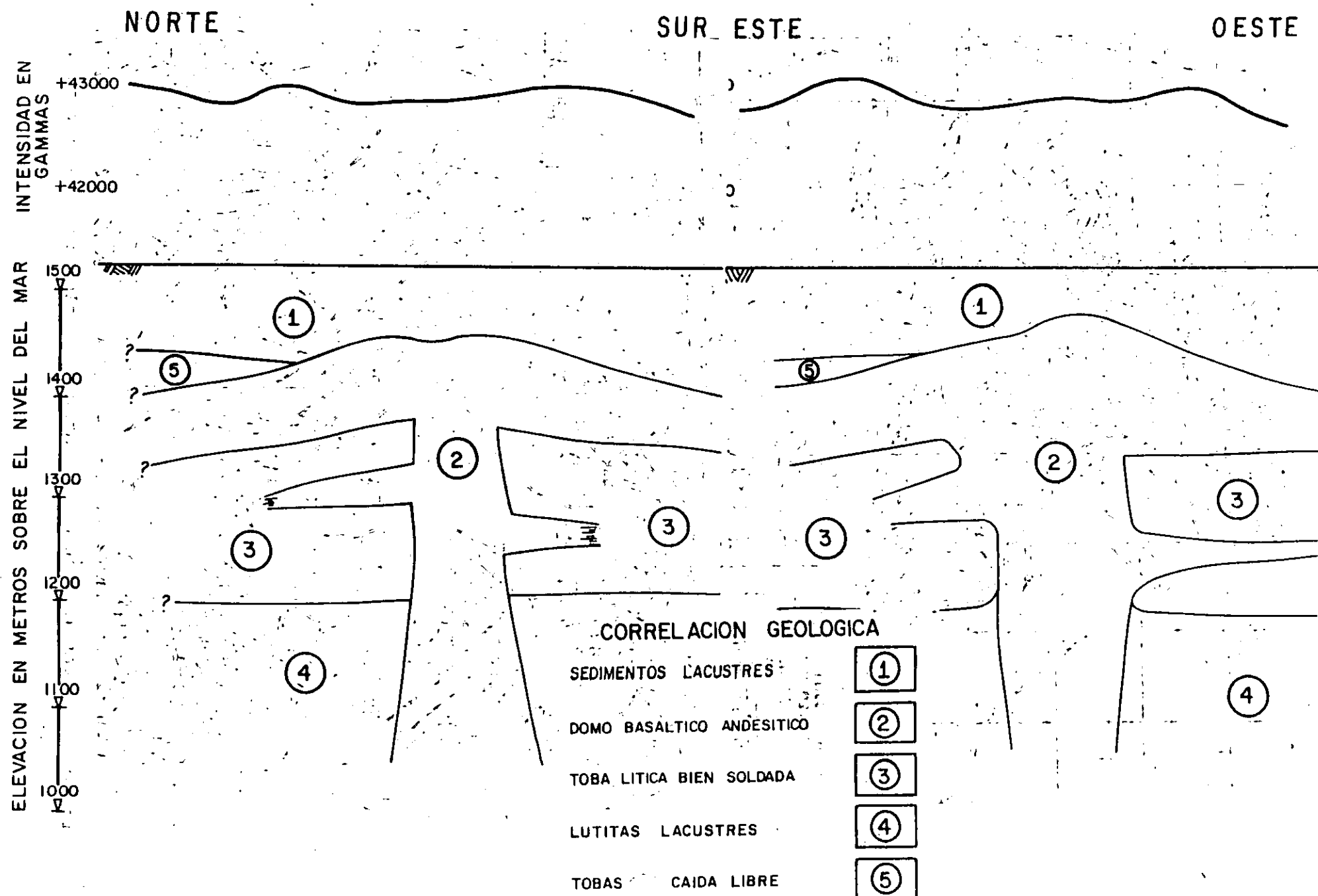


Figura 7.4 Secciones Norte-Sur y Este-Oeste de perfiles magnéticos de un apanto volcánico sepultado.

Ejemplos de aparatos volcánicos sepultados detectados mediante magnetometría se aprecian en la figura 7.3, la figura 7.4 muestra la interpretación de las condiciones estructurales del subsuelo según el levantamiento magnetométrico y los cortes litológicos de algunos pozos en la zona.

La figura 7.5 presenta una falla de transcurrancia interpretada de la anomalía magnética.

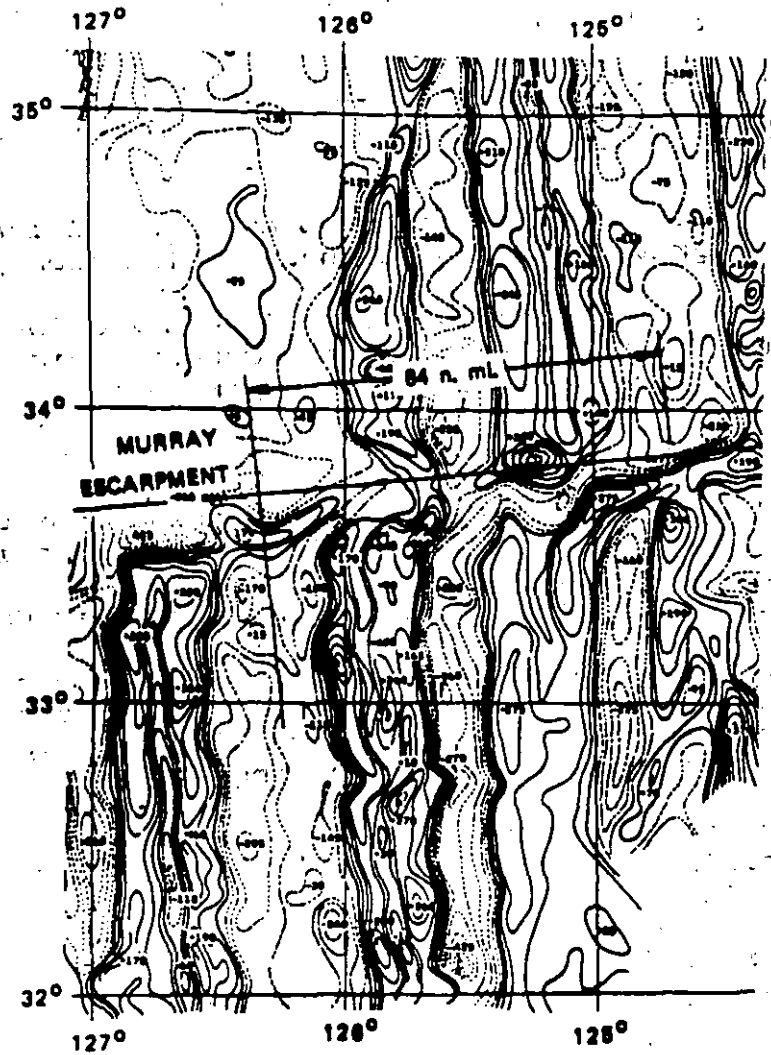


Figure 6.14 Magnetic intensity map showing offset of patterns because of a transform fault. (After Mason 1958.)

Figura 7.5 Anomalia magnética en una falla de transcurrancia.

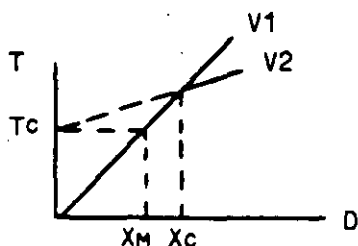
TECHNICAL MEMO NO. 101:

SUBJECT: SEISMIC DEPTH DETERMINATION METHOD USED BY  
BUREAU OF PUBLIC ROADS



**BISON**  
INSTRUMENTS  
INCORPORATED

MR. R. WOODWARD MOORE, BUREAU OF PUBLIC ROADS, USES A QUICK METHOD OF DETERMINING LAYER DEPTH IN WHICH HE EXTRAPOLATES THE PLOT ABOVE THE BREAK BACK TO THE TIME AXIS AND THEN TAKES AS HIS DEPTH ONE-HALF OF THE DISTANCE VALUE, AS DETERMINED BY THIS TIME INTERCEPT VALUE ON THE TIME/DISTANCE GRAPH. THIS IS ILLUSTRATED HERE:



$X_c$  IS THE USUAL INTERCEPT POINT;  $X_m$  IS THE MOORE DEPTH ( $D_m = X_m/2$ ); AND  $T_c$  IS THE TIME AXIS INTERCEPT FROM THE EXTRAPOLATED SECOND VELOCITY SLOPE.

THE MOORE DEPTHS ARRIVED AT USING THIS QUICK METHOD ARE SOMEWHAT LESS THAN THE ACTUAL DEPTH. HOWEVER, AS LONG AS THE LAYER VELOCITIES ARE DIFFERENT BY AT LEAST A FACTOR OF THREE, THIS APPROACH IS OF SATISFACTORY ACCURACY AND CERTAINLY THE MOST EXPEDITIOUS MEANS OF DETERMINING DEPTH.

MATHEMATICAL ANALYSIS SHOWS THIS TO BE IN ERROR BY  $\sqrt{1 - \left(\frac{V_1}{V_2}\right)^2}$ .

THAT IS,  $D_m = D_a \sqrt{1 - \left(\frac{V_1}{V_2}\right)^2}$ . WHERE  $D_a$  IS THE ACTUAL LAYER DEPTH.

THIS ERROR IS NOT SERIOUS AT HIGH VELOCITY RATIOS, BUT BECOMES GREATER IN ERROR AT LOW RATIOS. TABLE I GIVES THE POSSIBLE ERROR USING MR. MOORE'S APPROACH:

TABLE I:	$V_1/V_2$	ERROR
	1/2	13%
	1/3	6%
	1/4	3%
	1/5	2%

12/75



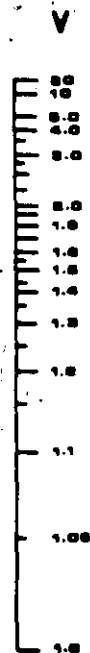
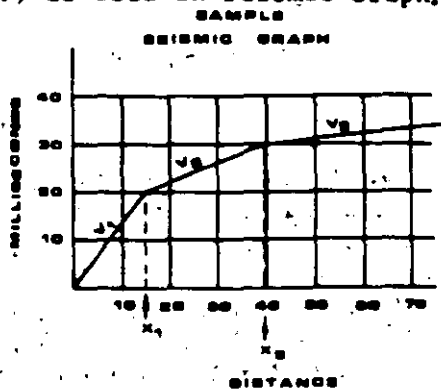
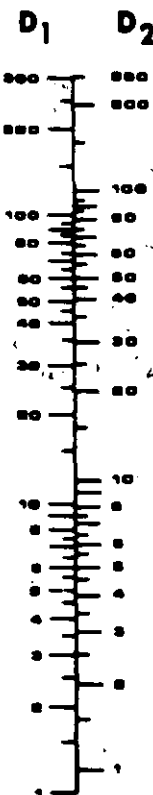
NOMOGRAPH for Depth to first 2 Interfaces

for any system of units (Feet, Meters, etc.) as used in Seismic Graph.



$$D_1 = \frac{X_{c1}}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

$$D_2 = .8D_1 + \frac{X_{c2}}{2} \sqrt{\frac{V_3 - V_2}{V_3 + V_2}}$$



INSTRUCTIONS  
FIRST LAYER DEPTH DETERMINATION

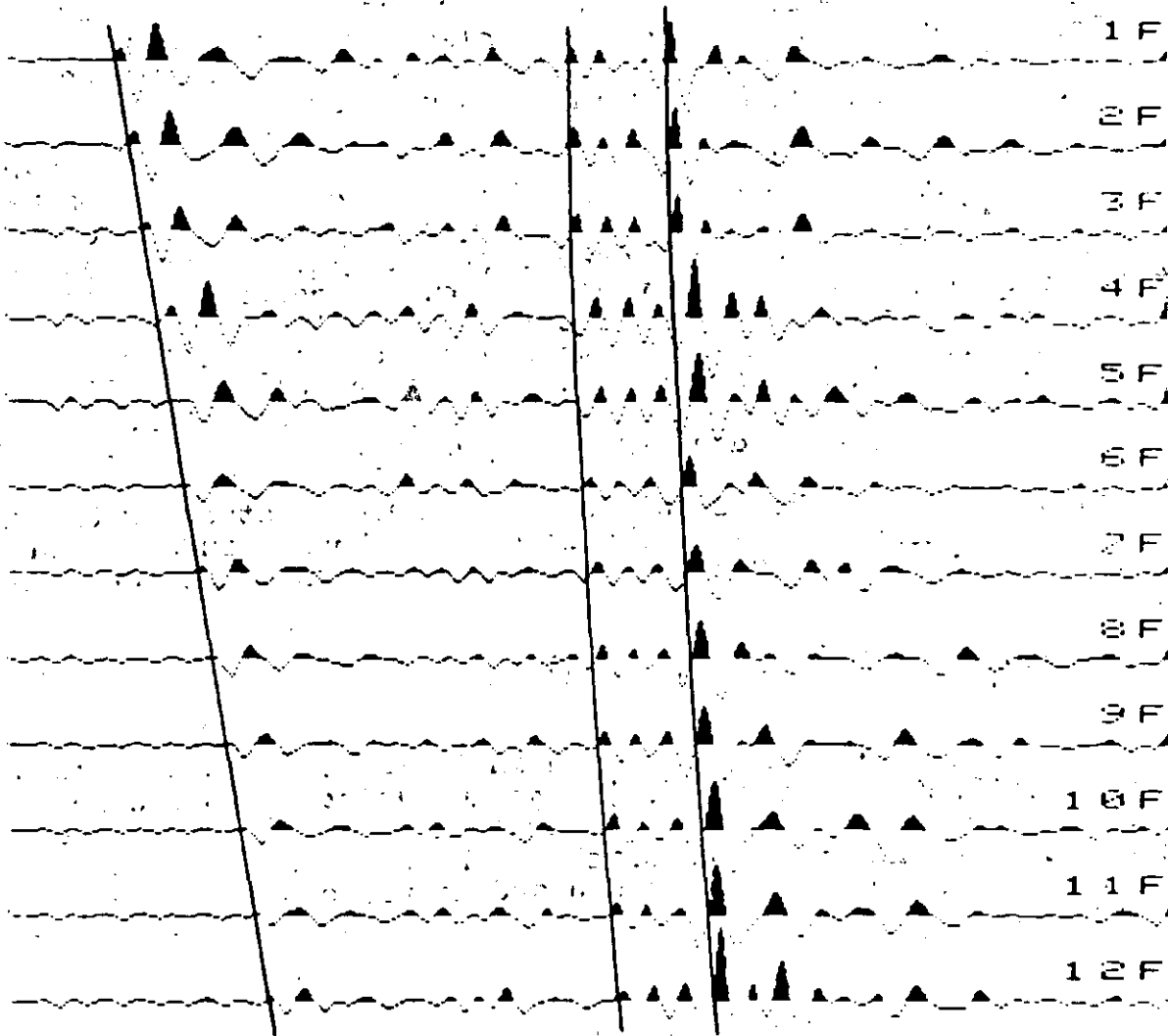
1. Obtain  $X_{c1}$  in feet from the Seismic Graph. This is  $X_c$  on the nomograph.
2. Divide  $V_2$  by  $V_1$ . This ratio is  $V$  on the nomograph.
3. Lay straightedge from  $X$  value to  $V$  value.
4. Read  $D_1$ . This equals depth of first layer.

SECOND LAYER DEPTH DETERMINATION

5. If second layer is present, read across from  $D_1$  to get the  $D_2$  equivalent.
6. Obtain  $X_{c2}$  from Seismic Graph. This is  $X_c$  on the nomograph.
7. Divide  $V_3$  by  $V_2$ . This ratio is  $V$  on the nomograph.
8. Lay straightedge from  $X_c$  to  $V$ .
9. Read  $D_1$ . Add to  $D_2$  equivalent from Step 5. This equals depth of second layer.



DIRECT WAVE REFLECTIONS



CHANNEL	P	GAIN	AUTO-ARMED
*****	++	0000000000000000	ARMED
	+++	0000000000000000	DEF BY
	++++	0000000000000000	PROGRAM
	++++	0000000000000000	NOV 60
	++++	0000000000000000	NOV 60
	++++	0000000000000000	NOV 60
	++++	0000000000000000	NOV 60
	++++	0000000000000000	NOV 60
	++++	0000000000000000	NOV 60
	++++	0000000000000000	NOV 60
	++++	0000000000000000	NOV 60
	++++	0000000000000000	NOV 60

fig. 4

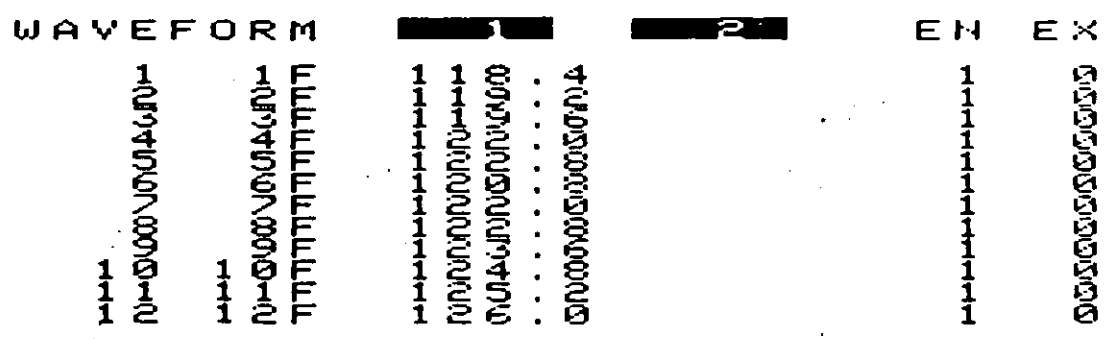
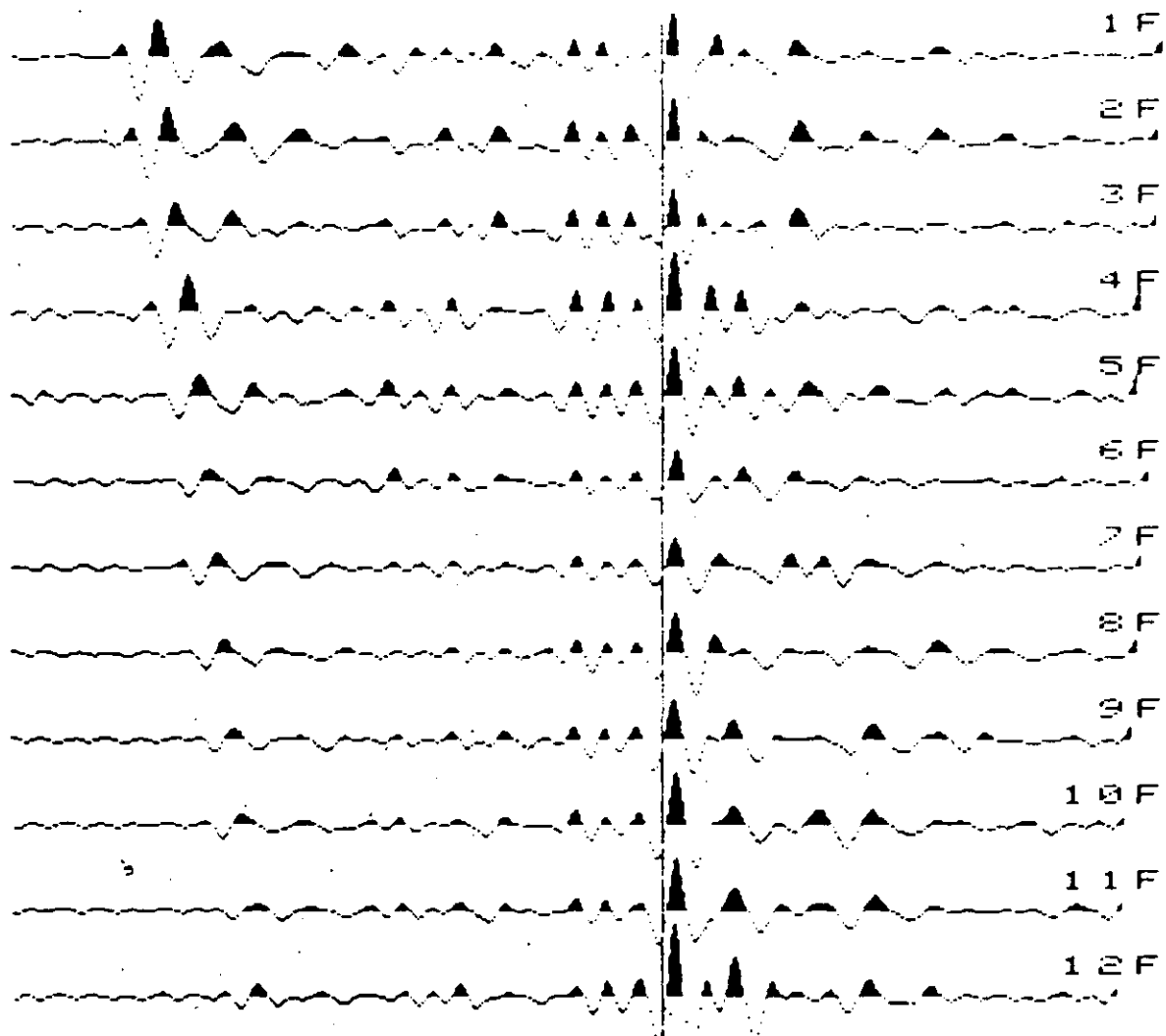
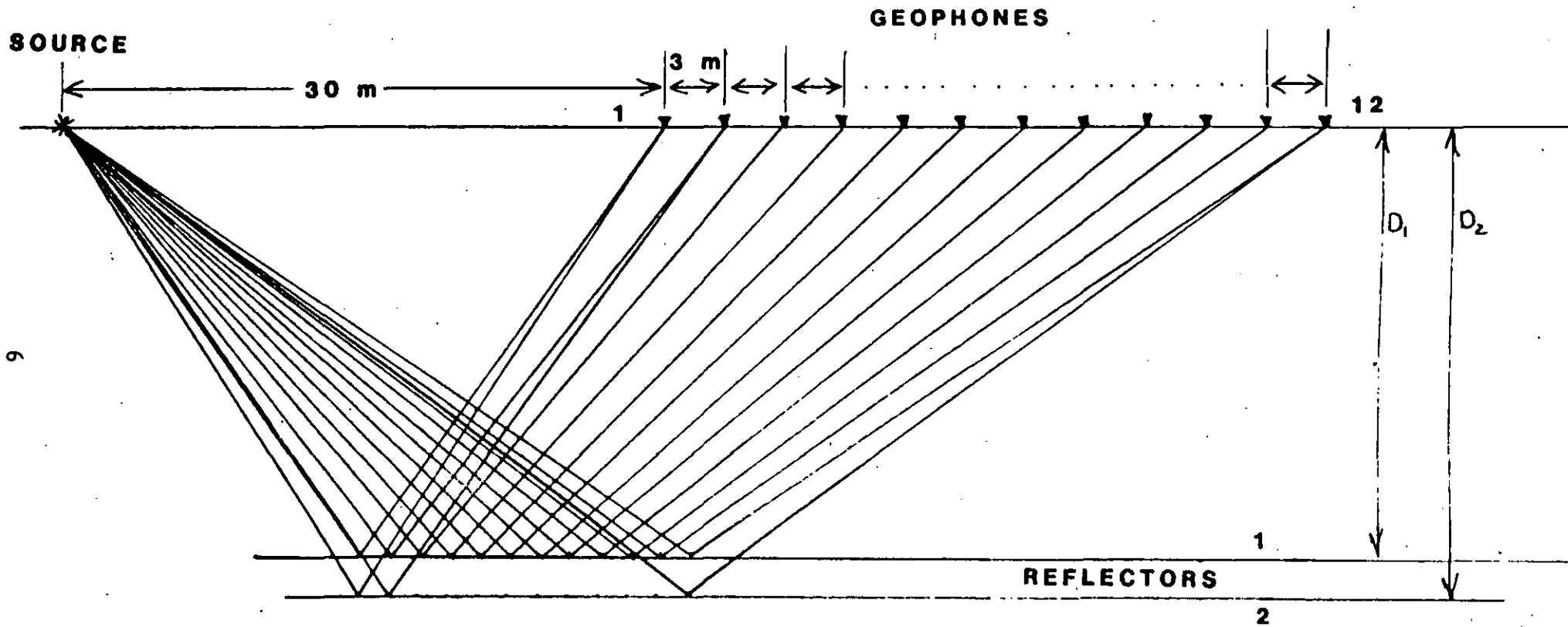


fig. 6



**FIELD LAYOUT FOR EXAMPLE**

	$x^2$	$x$	$t$	$t^2$
30		900	.1184	.01402
33		1089	.1192	.01421
36		1296	.1196	.01430
39		1521	.122	.01488
42		1764	.1228	.01508
45		2025	.1208	.01459
48		2304	.122	.01488
51		2601	.1228	.01508
54		2916	.1236	.01528
57		3249	.1248	.01557
60		3600	.1252	.01567
63		3969	.126	.01588

$$t_i = .01354 \text{ sec}^2$$

$$t_i = .11636 \text{ sec.}$$

$$t_i/2 = .05818 \text{ sec}$$

$$VRMS = 1307 \text{ meters/sec}$$

$$\text{Depth} = 1307 \times .05818 = 76 \text{ meters}$$

GROUND WATER SOFTWARE

PART ONE

DATABASES AND UTILITIES

**USER'S MANUAL**



**United Nations**

**Department of Technical Co-operation for Development**

**Division of Natural Resources and Energy**

**Water Resources Branch**

the file created by the GW6 program with another text editor/word processor, and add the additional comments. With DAVE Editor you can increase the comments line to 150 characters by typing DAVE/L [file name].

#### 4. Sample Files

Sample data files are included with the GW Software. Data files for GW2, GW3, GW5, GW6 and GW11 are found in a subdirectory GWD. It is on diskette No.4 of the 5 1/4" 1.2MB diskettes, on diskette No.8 of the 5 1/4" 360MB diskettes and on diskette No.6 of the 3 1/2" 720MB diskettes.

The data files for GW2 - hydrochemistry is Vietnam and Nepal; the data file for GW3 - pumping test is named India, that for GW5 - hydrographs is Sample. You call the data files for GW6 - hydrographs by \*.1th. The data files for GW11 - mapping, appear on the screen automatically.

The data files for the modeling programs GW7, GW8, GW9 and GW10 are always in separated subdirectories GW7D, GW8D, GW9D and GW10D.

#### 5. Monographic (Hercules) Users

In GW6 on the graphic screen for digitizing the cross section line with the mouse, the text message on how to use the mouse is garbled. Instead of the text you will see horizontal dotted lines in the upper part of the monitor. The garbled text is as follows:

TO DIGITIZE CROSS SECTION:

1. Move cursor to the first point,
2. Press left button,
3. Move cursor to the last point,
4. Press left button.

Esc=Exit

You can digitize the line on the screen. The dots will not appear in the printed cross section.

6. If your computer uses diskettes of another format than you received, and you do not have the means to copy the GW software to your format, please return the diskettes and indicate what format you need, and we will send it to you.

GROUND WATER SOFTWARE PART ONE:  
DATA BASES AND GROUND WATER UTILITIES**TABLE OF CONTENTS****INTRODUCTION****1**

1. Acknowledgment . . . . .	1
2. Disclaimer . . . . .	2
3. List of Programs . . . . .	2
4. Program Files . . . . .	4
5. Hardware Requirements . . . . .	5
6. Software Requirements . . . . .	7
7. Units . . . . .	7
8. General Hints . . . . .	8
9. Graphics Routines . . . . .	9
10. Summary . . . . .	10
11. Future Improvements . . . . .	10
12. Run the GW Program . . . . .	11

**CHAPTER 1. GW1 PERMEABILITY CALCULATIONS AND CONVERSIONS****15**

1.1. General . . . . .	15
1.2. Program Overview . . . . .	15
1.3. Conversions . . . . .	16
1.4. Calculation From Grain Size . . . . .	16
1.5. Average Values In Layered Media . . . . .	17
1.6. Permeameter Tests . . . . .	19
1.7. Permeabilities from Pumping Tests . . . . .	20
1.8. Tables . . . . .	20

**CHAPTER 2. GW2 GROUND WATER CHEMISTRY****21**

2.1. General . . . . .	21
2.2. Creating Ground Water Quality Data Base . . . . .	21
2.3. Procedure to Create a New Data File (Data Base) . . . . .	23
2.4. Available Program Functions . . . . .	24
2.5. Application Programs . . . . .	26
2.6. Reporting . . . . .	29



2.7. ASCII File	30
2.8. Tables	30

## CHAPTER 3. GW3 PUMPING TEST DATA BASE AND ANALYSIS

31

3.1. General	31
3.2. Program Overview	31
3.3. Running Program	32
3.4. Data Input, Editing, Screen Display, Deleting Analysis, etc.	33
3.5. Test Analysis	39
3.6. Method of Analysis	40
3.7. Pumping Tests Reported In Literature	48

## CHAPTER 4. GW4 WELL HYDRAULICS AND WELL CONSTRUCTION

51

4.1. General	51
4.2. Program Overview	51
4.3. Well Functions	53
4.4. Pumping Tests	58
4.5. Well Construction	63

## CHAPTER 5. GW5 HYDROGRAPHS

69

5.1. General	69
5.2. Running the Program	69
5.3. Data Input	71
5.4. Editing Data, Writing to and Reading from ASCII File, Deleting Data	75
5.5. Analysis	76
5.6. Example	77

## CHAPTER 6. GW6 WELL LOGS AND LITHOLOGICAL CROSS-SECTIONS

79

6.1. Program Overview	79
6.2. General Program Files	80
6.3. Running the Program	82
6.4. Example	84
6.5. Create Data File	94

---

- Appendix A. Creation of Lithological Symbols ..... 96
- Appendix B. Error Messages ..... 104

---

## CHAPTER 7. GRAPHICS

107

---

- 7.1. General ..... 107
- 7.2. Coordinate System ..... 107
- 7.3. Composite Drawings ..... 110
- 7.4. Printing or Plotting ..... 112
- 7.5. Warnings ..... 113

- Appendix A. Creation of Lithological Symbols ..... 96
- Appendix B. Error Messages ..... 104

---

## CHAPTER 7. GRAPHICS

107

---

- 7.1. General ..... 107
- 7.2. Coordinate System ..... 107
- 7.3. Composite Drawings ..... 110
- 7.4. Printing or Plotting ..... 112
- 7.5. Warnings ..... 113

# INTRODUCTION

## 1. Acknowledgment

This series of ground water programs has been developed by the United Nations Department of Technical Co-operation for Development, Natural Resources and Energy Division, Water Resources Branch, New York. The programming is an outcome of a sub-contract within the UN/DTCD project in Bermuda, BER/86/001, "Advanced Modelling and Ground Water Software Development". The co-operation of the Bermuda Government is highly appreciated. Likewise, acknowledgment is extended to the UNDP office in Kingston, Jamaica, notably to former Resident Representative Dr. Brenda McSwiney, and to Mr. Norman Thomas, former Director of Public Works Department of the Government of Bermuda, for their interest and support of the project. A portion of the programming work was also supported by the UN/DTCD project in Nepal, NEP/86/025, "Shallow Ground Water Investigations in Terai". The authors of programs in this series are Dr. Jasminko Karanjac, UN/DTCD Consultant Hydrogeologist and Modelling Specialist in BER/86/001 and NEP/86/025, and Dr. Dusan Braticevic, who designed the system of windows and the user interface. Dr. Braticevic also programmed all graphical routines and displays.

The authors wish to acknowledge the role of Mr. Uri Golani, Special Technical Adviser in the Water Resources Branch, for masterminding the whole project, supporting and advising the authors, and providing useful hints for improving the whole package. Without his active involvement this Ground Water Series would not have been produced.

The programs are the property of the United Nations Department of Technical Co-operation for Development, Water Resources Branch, but users are encouraged to freely use and distribute the programs, with proper credit given to the owner and authors.

All inquiries concerning this Manual and/or software, including recommendations for corrections and improvements, may be directed to:

**The Chief, Water Resources Branch  
Natural Resources and Energy Division  
Department of Technical Co-operation for Development  
United Nations, New York, N.Y. 10017  
Cable: UNATIONS NEW YORK  
Fax: 212-9638542**

All inquiries with respect to technical matters, program deficiencies, suggestions for program improvements, and the like, should be addressed to Dr. J. Karanjac, J. Gagarina 185, 11070 Belgrade, Yugoslavia. Inquiries related to the distribution of program diskettes and user manuals should be directed to Mr. Uri Golani, One UN Plaza, room 764, New York, NY 10017, U.S.A.

## 2. Disclaimer

---

The United Nations Department of Technical Co-operation for Development assumes no responsibility and shall have no liability, consequential or otherwise, of any kind arising from the use of this program material.

The programmers have used their best knowledge and judgment in making the programs. Any suggestions for program improvement and/or correction shall be gratefully appreciated.

## 3. List of Programs

---

The Ground Water Software package (Part One: Data Base and Utilities) consists of the following programs:

- GW1. Hydraulic Conductivity*
- GW2. Ground Water Chemistry*
- GW3. Pumping Tests*
- GW4. Well Hydraulics and Well Construction*
- GW5. Water Level Data Base and Hydrographs*
- GW6. Well Logs and Lithological Cross-sections*
- GW11. Graphics*

The major features of each program are briefly described below.

### *GW1. Permeability Calculations and Conversions*

This is a utility program consisting of the following components:

- Conversions
- Calculations from grain sizes using empirical formulas (Hazen, USBR, Slichter, Kozeny, Zamarin, Terzaghi)
- Average values in layered media (horizontal and vertical flow)
- Permeameter tests (constant head, falling head, no discharge)
- Pumping tests (steady state)
- Tables

### *GW2. Ground Water Chemistry*

This is a data base program, with several retrieval (applications) options and a report printing capability. The following options are available:

- Select input for data base
- Input data
- Edit data
- Browse
- Delete
- Stiff diagram (screen display and printout)
- Piper diagram (screen display, printout, plot)
- Wilcox diagram (screen display, printout, plot)
- Reporting
- ASCII file for reporting

### ***GW3. Pumping Tests***

This is a data base program, with data analysis and presentation capabilities (screen graphics, printout). It is made up of the following components:

- Define units
- Data input and editing, etc.
- Test analysis (Jacob, Theis, Hantush, recovery, dug wells; screen graphics, printing, plotting)

### ***GW4. Well Hydraulics and Well Construction***

This is a utility program with the following major components:

- Define units
- Well functions (standard "Theis" well function, leaky well function, Bessel functions, error function)
- Pump tests (step drawdown test with second and nth power well loss, orifice weir, flowing well discharge, etc.)
- Well construction (recommended well diameter, optimum screen length, etc.)

### ***GW5. Water Level Data Base and Hydrographs***

This is a data base program which creates a water level data base, displays results on the screen, print or plots a hydrograph.. The user controls what is to be edited, input, displayed, or printed (depth to water versus absolute water level elevation, whole hydrograph or only a selected time interval, individual data connected by a line or left as scattered points, etc.).

The program has the following components:

- Define units
- Data input, editing, deleting, etc.
- Data analysis (display, print, plot)
- Working time interval
- Change depth for altitude and vice versa
- Select connecting interval in days, hours, minutes

### ***GW6. Well Logs and Lithological Cross-sections***

This is a data base program which is used to create a drilling data base; update and edit it; create, display, print or plot well construction and lithological log; display, print or plot lithological cross sections in any direction and length as selected by the user. The user inputs and edits data using his/her favorite word processor from inside the program. The program has about 30 built-in lithological symbols, but the user can create almost any additional symbol. This manual offers guidelines for creating additional symbols.

This program has the following components:

- Edit data
- Well log
- Select files
- New file
- Delete a file
- Cross sections (calculation, display, print, plot)
- Edit general data
- Produce a table with data summary
- Percentage of permeable versus impermeable layers

## GW11. Graphics

This is a utility program which is used by GW6 (Lithology) to create maps with wells, boundaries, river roads, etc. It is made of the following components:

- Create or edit a coordinate system
- Display, print or plot a graphics content
- Add lines, points, text, and contours to the coordinate system
- Create contour lines

In this package, the contouring portion of the program cannot be used.

## 4. Program Files

To run this software package you must create a directory GW branching from the root directory (that is \GW). Each of the program modules is comprised of at least four files: one, with extension EXE, is executable file; three files are with extensions MST, CMN and WND.

The following files must be copied from distribution diskettes to the \GW directory on the hard disk.

GW.EXE  
 GWA1.EXE  
 GWB1.EXE  
 UN.MST  
 UN.CMN  
 UN.WND  
 DEFCNF.EXE  
 DVIRX120.EXE (driver for 9-pin printer),  
 DVILQ180.EXE (driver for 24-pin printer).  
 DVISCR.EXE  
 DVIHPGLF.EXE (driver for Hewlett-Packard compatible plotter)  
 CGA.DRV, EGA.DRV, VGA.DRV, ATTD.RV, WYSE.DRV, HGCD.RV  
 GW1.EXE, UN1.WND, UN1.CMN, UN1.MST  
 GW2.EXE, UN2.WND, UN2.CMN, UN2.MST  
 GW3.EXE, UN3.WND, UN3.CMN, UN3.MST  
 GW4.EXE, UN4.WND, UN4.CMN, UN4.MST  
 GW5.EXE, UN5.WND, UN5.CMN, UN5.MST  
 GW6.EXE, UN6.WND, UN6.CMN, UN6.MST, GW6.DLT, GW6CF.EXE, GW6.STM,  
 DIGXSC.EXE  
 GW11.EXE, UN11.WND, UN11.CMN, UN11.MST  
 PLTCSY.EXE, PLTLIN.EXE, PLTPTS.EXE, PLTTXTEXE, PLTCNTEXE

The main program, GW.EXE, which ties all of the others together, requires the files GW.EXE, GWA1.EXE, and GWB1.EXE to run, plus the files UN.MST, UN.CMN, UN.WND to establish communications with the user. "MST" stands for "menu structure", "CMN" stands for "communication", "WND" stands for "windows".

In order to display graphics on the screen one of the screen graphics drivers (one of the files with a .DRV extension, such as CGA.DRV) must be present in the \GW directory. The screen driver executable file, DVISCR.EXE, program must also be present. If you wish to save space on your hard disk, you can remove all of the .DRV files from the GW directory except the one that you need for your computer.

Also, to print any of printouts one of the two printer drivers must be copied to the \GW directory: DVIRX120.EXE (for 9-pin EPSON-compatible printer), DVILQ180.EXE (for 24-pin EPSON-compatible printer). To plot graphics on a Hewlett-Packard compatible plotter, the executable file DVIHPGLF.EXE is

used. It plots directly to the plotter or creates an ASCII file. Such an ASCII file can be edited and/or used later on when a plotter becomes available.

Prior to running the program you must create a configuration file, CONFIG.CFG. You can create this file in either of two ways:

- (1) Execute the file DEFCNF.EXE by typing DEFCNF, and provide answers to three prompts: (a) Screen driver, (b) Printer driver, (c) Color monitor [Y/N].
- (2) Use a text processor or the DOS "COPY CON CONFIG.CFG" command, and create the file CONFIG.CFG. The first line of this file contains the name of the screen graphics driver you will use; the second line contains the name of the printer driver you will use; and the third line contains a Y or N, depending on whether your computer has a color monitor. The CONFIG.CFG file may look as follows:

```
EGA.DRV
DVILQ180.EXE
Y
```

**CAUTION:** If you attempt to run the program GW without first creating a CONFIG.CFG file in the GW directory, you will be prompted by the program to answer three questions and as a result a CONFIG.CFG file will be created, but the program will terminate abnormally and the computer will hang. You will have to reboot the system.

All files in the GW software package occupy about 3 MB of hard disk space. However, each of the six programs plus the seventh, graphics, can run independently. For that you need only four program-dependent files (GWx.EXE, UNx.MST, UNx.CMN, UNx.WND), plus DVISCR.EXE and one of screen drivers, one of printer drivers, and a plotter driver. Only the GW6 program (Well Logs and Lithology) needs also the files GW6.DLT and GW6.STM for the program to run correctly.

For more instructions on individual program modules check chapters 1 through 7 of this manual.

## 5. Hardware Requirements

The GW programs are written for personal computers running under the PC-DOS or MS-DOS operating system. This section describes the hardware requirements for running the programs.

**Mathematical Co-processor.** Although you can run any of the programs without a math co-processor, some of programs will run very slowly if the system is not equipped with a co-processor. For example, the pumping tests program (GW3) may take about one hour to process a pumping test with 99 test points (time-drawdown pairs) using the Hantush leaky method if a co-processor is not used. By comparison, the same test completes in several minutes with a co-processor. Likewise, the GW6 (Lithology) program involves extensive calculation in rasterizing drawings for screen display or printout. Writing the textual part of a graphics screen can also be very slow unless a co-processor is installed.

**Mathematical co-processor is strongly recommended.**

**Memory Requirement.** Some of programs require all available memory accessed by DOS Version 3 or 4. The executable files (those with extension of .EXE, such as GW1.EXE) are distributed in compressed form; the minimum memory required for running each program is normally equal to the actual size of its executable file. However, the screen driver demands an additional 140 KB of memory, and the printer driver about the same. Both drivers share the same memory space, and are never engaged at the same time. If you run this program through the GW shell, an additional 16 KB of memory is used in keeping the track of all modules.

With the exception of the GW1 and GW4 modules, which do not have presently graphics routines, the programs are very memory-intensive. It is almost mandatory that these programs run from a computer equipped with 640 KB of RAM (random access memory).



The following instructions should normally be observed:

- (a) Run the program GW in a computer with at least 640 KB memory.
- (b) Remove all memory-resident programs.
- (c) Modify your CONFIG.SYS file and reduce Buffers and Files to a small number. The maximum number of open files (by DOS and the program) is 10 (for the GW6 program). Buffers could be 5. Remember that each file and buffer uses about 500 bytes. The "shortage" of several kilobytes of memory may be critical in running the GW6 program.

**WARNING.** Memory problems may appear in GW6 program. If printout fails or appears incomplete, you have a memory problem! GW6 will not run on a computer equipped with less than 640 KB RAM.

**Hard disk.** Although all programs except GW6 can be run from a floppy disk, it is highly recommended that all programs be installed on a hard disk. Some of programs write some scratch files to disk, and erase them later. The capacity of a floppy (except high density 3.5-in 1.4 MB drive, or 5.25-in 1.2 MB drive) may not be sufficient to hold this additional information. One megabyte free space on hard disk is normally sufficient to hold scratch and output files.

**Mouse.** The programs GW2, GW3, GW5, GW6, and GW11 have graphics routines which may be enhanced by using the mouse. The programs have been tested with a Microsoft Mouse, a Logitech Mouse, and a Genius Mouse. The mouse is very useful in zooming the Piper trilinear diagram (GW2), and in zooming the lithological log and/or cross section in GW6. Its primary importance is in selecting a lithological cross section line directly from the map of wells in GW6. However, all program can run without the mouse, so its use is optional, although strongly recommended.

**Video Display Adapter.** The following video adapters are supported by the programs: color graphics adapter (CGA), color enhanced graphics adapter (EGA), Hercules, a special SGA for AT&T 6300 or Olivetti computers, VGA, the high-resolution WYSE adapter. To run the programs with a Hercules graphics adapter you must have the command "HGC full" in your AUTOEXEC.BAT file, or you should execute that command prior to running the GW software. Note: the WYSE driver is not completely correct in the mixed alphanumeric and graphics mode. Also, the CGA display card on a color monitor will produce black and white graphs. This is explained by the fact that to have the resolution of 620x200 CGA mode 1 is used which is two-color mode, that is black and white.

The programs will run without video display adapters, but you will not be able to see any graphics display on the screen. Nevertheless, you will be able to process most of the information and print it (pumping tests, hydrographs, etc.). Each program first looks for a file CONFIG.CFG in the \GW directory. This is the file which contains the information on the type of video adapter you have selected to work with.

**Printer.** Programs GW2, GW3, GW5, GW6, GW11 can direct their output to a printer. 9-pin and 24-pin EPSON-compatible printers are supported. With some other printers it was noted that there was double line spacing due to the printer and program both issuing a carriage return and line feed. If you have a printer which is not EPSON-compatible, try to eliminate printer-generated line feed if possible by setting a switch on your printer.

**Plotter.** Each graph can be either displayed, printed or plotted. Only the Hewlett-Packard plotters using the HPGL (Hewlett-Packard Graphical Language) or emulating it, are supported. The output is directed to COM1 serial port, which should be configured with DOS command MODE as follows:

```
MODE COM1:9600,N,8,1
```

If you sometime experience dropouts in data, you might reduce the baud rate (instead of 9600 try 2400) and try sending the data again. You may also try the mode command as

```
MODE COM1:9600,N,7,1
```

The program has several built-in units for each category. For example, the distance can be input as meters and/or feet. Any other choice requires a conversion. If you select inches as the basic input unit, you must provide the scaling factor of 0.0254, which is the number of meters per inch. The conversions from some other popular units are given here below.

Transmissivity:	1 feet <sup>2</sup> /day	= 0.0931098 m <sup>2</sup> /day
	1 m <sup>2</sup> /sec	= 86400 m <sup>2</sup> /day
Pumping rate:	1 l/sec	= 86.4 m <sup>3</sup> /day
	1 m <sup>3</sup> /hr	= 24 m <sup>3</sup> /day
	1 f <sup>3</sup> /sec	= 2446.78 m <sup>3</sup> /day
	1 cm <sup>3</sup> /sec	= 0.0864 m <sup>3</sup> /day

The program built-in units are the following:

distance:	m, feet
time:	day, hr, min
pumping capacity:	m <sup>3</sup> /day, gpm
transmissivity:	m <sup>2</sup> /day, gpd/ft

## 8. General Hints

- (a) First of all back up programs. This is to say that before you install the programs, make back-up copies of all the programs on the distribution diskettes.
- (b) Back up data files. It is highly recommended that you keep a back-up copy of your data files. Data bases for programs such as GW2, GW3, GW5, and GW6 especially need to be backed up.
- (c) All programs have a full-screen user interface. Normally, the bottom two lines are reserved for messages and instructions to you. All programs are designed to be user-friendly; that is there is enough instruction on the screen to guide you without too much need for a manual. Likewise, most of the programs are transparent to you; that is, you are informed what the program is doing at any given moment. In all but the GW1 program, there is a list of options on the right side of the screen. Each option is activated by pressing a single key. The program branches to a subroutine depending on the key you press.
- (d) Restore control with ALT -F10 key sequence. If, while you are running any of the programs, the screen appears corrupted, or some messages are printed at the very bottom of the screen below the message line, simultaneously press the ALT and F10 keys. In most cases the screen will return to the correct form. This works only when the program is waiting for your input. If the program is running and computation is in progress, you will have to wait until it stops.
- (e) Use the ESC key to back up. The ESC key is normally used to back one step, or to clear the current window and return to the previous window. The CTRL-F3 key sequence normally deletes all characters after the cursor (to the end of field). The Page Up and Page Down keys are used in the normal way, the same as Home and End. In some programs Ctrl Home moves the cursor to the first line in the data file, and Ctrl End moves the cursor to the bottom line.
- (f) You may delete any files in your subdirectories which have the form FORTx, where x is any number. You may view the contents of these files, since they are ASCII files, but the contents will be meaningless to you. (These files are generated by a routine which programmers used to follow the performance of programs, but which has not yet been removed from the code.) The same applies to files GRAFAGR, which is a graphics scratch file, and some other scratch files.
- (g) If, after starting a program, you see some characters at the screen bottom, such as [2] or any combination of letters and numbers with [, you must have forgotten to add the line DEVICE=ANSI.SYS into your CONFIG.SYS file. Or, the file ANSLSYS was not properly located. If it resides in the DOS subdirectory, the command should be DEVICE=\DOS\ANSLSYS.

## 6. Software Requirements

DOS 2.11 or higher is required. In your CONFIG.SYS file there must be a line "DEVICE=ANSI.SYS". The device (file) affects cursor movement, erases specific areas of the screen and sets the graphics mode.

If there is a CONFIG.SYS file on your disk or diskette, which is read during booting the system, you must modify it by adding the above line "DEVICE=ANSI.SYS", provided your ANSI.SYS file is in root directory. If it is in a subdirectory, for example the DOS subdirectory, modify the line by establishing the path, such as:

```
DEVICE=\DOS\ANSI.SYS
```

If CONFIG.SYS does not exist on your disk, create a new one. The modification and/or creation can be done using the COPY CON routine in the following way (COPY CON is a standard DOS routine which is used to create small files by typing lines directly from the keyboard):

- a) First check whether you have the file CONFIG.SYS on your DOS disk directory by typing DIR. If CONFIG.SYS does exist, view its contents by typing TYPE CONFIG.SYS (and RETURN). Write down the contents of the CONFIG.SYS file or memorize its contents. Use the DOS routine COPY CON to rewrite the CONFIG.SYS file by typing:

```
COPY CON CONFIG.SYS (RETURN)
```

Retype all existing lines in your CONFIG.SYS file and add the following:

```
DEVICE=ANSI.SYS
```

followed by RETURN. You will terminate this file by typing either Ctrl Z (which means End-of-File) or by pressing F6 (which means the same), followed by RETURN.

- b) If the CONFIG.SYS file does not exist, create one by typing:

```
COPY CON CONFIG.SYS (RETURN)
```

and enter only one line of text: DEVICE=ANSI.SYS, followed by RETURN, F6 and RETURN. At the end, your CONFIG.SYS file will most probably look like this:

```
FILES=10
BUFFERS=10
DEVICE=ANSI.SYS
DEVICE=MOUSE.SYS
```

or simply DEVICE=ANSI.SYS

You can view the contents of the file by typing TYPE CONFIG.SYS.

As mentioned earlier, the GW software needs the "configuration" file, CONFIG.CFG, to identify the video adapter, type of printer, and whether you are using a color or monochrome monitor.

Add the subdirectory \GW to the DOS PATH command in your AUTOEXEC.BAT file. This line may read as follows:

```
PATH=C:\;C:\DOS;C:\UTIL;C:\GW;C:\NORTON
```

## 7. Units

Most of the programs offer you a choice of units for distance, time, pumping rates, and transmissivity. When you select a unit, you are expected to use the same unit throughout the program, unless directly instructed by the program to differently. Each of categories of units has a provision for user-defined units. This makes the program more flexible. However, you will be prompted for two additional parameters, should you decide to use your own units: (1) unit notation, (2) scaling factor, which is the conversion from your unit to the program's built-in default units, which are metric.

- (h) All ASCII (or DOS) files can be viewed with the routine SHOW, the use of which was made possible by kind permission of Summit Information System Inc.
- (i) It is advisable to have a memory mapping utility (file) installed on your computer to tell you how much memory is available for user programs. This is especially important when running the GW6 program, which requires almost 590 KB of memory when used with a screen and/or a printer driver. One such utility is MAPMEM ("map memory") by TurboPower Software.
- (j) You must create the directory GW directly from the root directory. If this is done on the hard disk partition which is in the same time the boot drive, there is already COMMAND.COM file in the root directory. However, if you decide to install the software in D:\GW directory, and D drive is not the boot drive, you must copy COMMAND.COM into the root directory of the D drive.
- (k) It is recommended that you keep your data files and/or examples separate from the \GW directory. For example, if you are working with a lithological data base for a district called "DISTRICT", you are advised to create a subdirectory DISTRICT, create your data files in or copy them into that directory. Before running the GW6 program, log in to the directory DISTRICT (you must also have the GW6.GEN file in that directory; see Chapter 6), and type GW or GW6.
- (l) Check for Non-ASCII characters in data files. The final hint is probably the most important. In some programs you may use your favorite text editor to create ASCII files, which are then input into the program. For example, this is an option in GW3 (pumping tests), GW5 (hydrographs), and GW6 (lithology). However, some text editors, such as WordStar, do not automatically produce an ASCII file, whether you use a Nondocument or Document option. You may notice some strange characters (above ASCII code 128), which you must remove by editing the file or by converting the file to an ASCII file. To check whether such characters are present, use the utility SHOW supplied with this package. The command is "SHOW filename". In the case of WordStar, you must print the file, selecting for the printer ASCII, and renaming the WordStar-created ASCII.WS file to something that is meaningful to you. For further explanation see Chapter 6, Section 6.5.1.

### Report Problems to Authors

The programmers attempted to provide you with the full control over program termination. Ideally the program should always warn or inform you that something went wrong. Much less ideal is when the computer hangs and you have to reset it. This may happen in some instances which the programmers were not aware of. Any such case should be brought to our attention either directly, or via UN/DTCDD, Water Resources Branch, New York.

The most problems were experienced in the pumping test program, GW3. The Hantush, and sometimes the Theis method will cause the program to abort. This will happen in rare occasions when there is either underflow or overflow (too large or too small exponent, negative logarithm, etc.). You are advised to check pumping test raw data and eliminate suspicious data, such as fluctuations of level, or zero decline of level near the end of test. Chances are that even such a test will provide useful results using the Theis and/or Hantush method.

## 9. Graphics Routines

The following graphics routines are available in this version of the Ground Water Software package:

<i>GW2. Chemistry</i>	Piper and Wilcox diagrams
<i>GW3. Pumping Tests</i>	Screen display of raw data; data fitting with Jacob, Theis, Hantush, recovery methods, Rushton & Singh dug well matching method
<i>GW5. Hydrographs</i>	Water level graphs
<i>GW6. Lithology</i>	Well log, map of wells, lithological cross sections
<i>GW11. Graphics</i>	Coordinate system, superimposed boundaries, rivers, roads and other lines; points such as wells; text; contours (not used in this package).

Each of the graphics screens allows the zooming a detail using a mouse. Zooming can be repeated several times.

## 10. Summary

To use this Ground Water Software package to its greatest potential you need an MS-DOS compatible computer with 640 KBytes of memory, a fixed disk with at least 10 megabytes of storage capacity, a high-resolution monitor (monochrome or color), a video display adapter card, and a mouse.

The following table shows the memory requirements for individual program modules. In order to conserve disk space, each EXE file is distributed in a compressed form. However the minimum memory requirement is controlled by its normal or uncompressed size.

	Memory in KB		Co-processor	Disk	Video
	Actual	Compres.			
GW1	235	152	Not required	Floppy/hard	Not required
GW2	292	208	Recommended	Floppy/hard	Recommended
GW3	427	314	Recommended	Hard rec'd	Highly rec'd
GW4	298	222	Not required	Floppy/hard	Not required
GW5	400	281	Highly rec'd	Hard rec'd	Highly rec'd
GW6	447	227	Highly rec'd	Hard mand.	Highly rec'd
GW11	230	156	Highly rec'd	Hard rec'd	Highly rec'd

Abbreviations: "Compres" - compressed, "rec'd" - recommended  
 "req'd" - required, "mand." - mandatory

## 11. Future Improvements

The improvements will be in two directions: (a) hardware/software, (b) program universality and additional routines.

In the first group come various additional screen drivers (notably super VGA); printer drivers (notably a laser driver); plus various fonts to make printout more attractive and usable. More plotter drivers could be included.

The chemical program, GW2, may have more retrieval routines, such as bar diagrams plotted directly onto the map; the data base may include coordinates, land surface elevations, and some other well construction parameters, which will make contouring of random data possible; and a contouring routine (gridding from random data) may be added.

The pumping test may include corrections for partial penetration, improved handling of Hantush and/or Theis method in the case of unexpected input. Programs could also detect the presence of a recharge or impermeable boundary during pumping test, etc. Especially in pumping test program, GW3, improvements are needed.

The well hydraulics and construction program, GW4, may add the design of gravel pack on the basis of aquifer grain-size analysis. Cost of pumping and energy requirements could make the program more versatile. The step-drawdown test should be visible on the screen.

The hydrographs program, GW5, needs a better control over printout, such as title of drawing in different fonts and sizes, format larger than A4, etc.

Well logs could be made user-defined as far as their content is concerned. Likewise, lithological symbols could be edited on the screen.

Plotter output, which was added at the last moment, is not yet fully tested. You are advised to read additional comments on the plotter use. These will be found at the end of this Introduction.

## 12. Running the GW Program

To start this software, you should log to a directory in which you keep your data files (GW2, GW3, GW5, GW6). For GW1 and GW4, which are the utility programs, it is not important in which directory you may be. You may log to the \GW directory as well.

Type GW. After few seconds the screen as shown in Fig. A will be displayed. This is the program's Main Logo, with the software package title, United Nations, and authors.

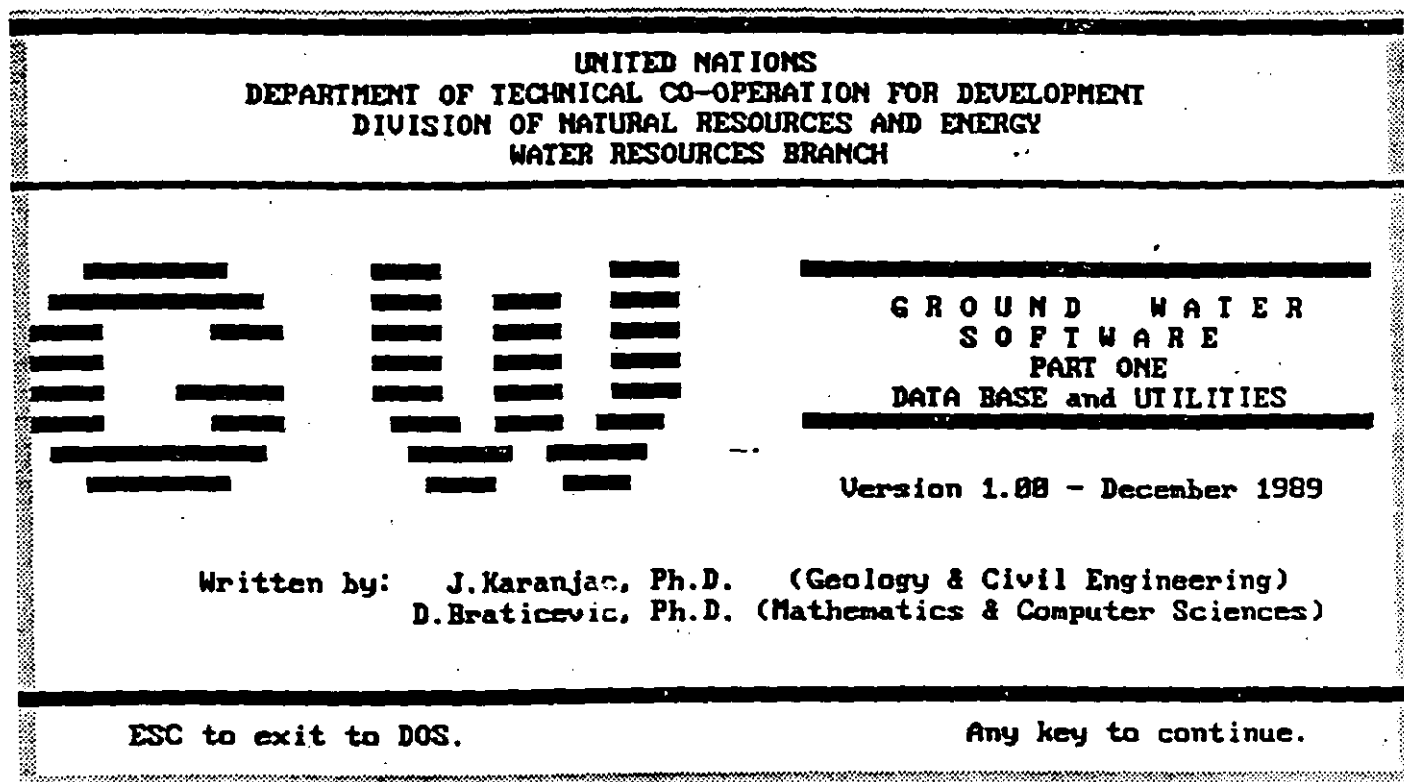


Fig. A

Press any key to see the second screen, Fig. B, which is the copyright notice and instructions on whom to contact if you have problems or need assistance with the software.

Press any key. The program comes to the Main Program Selection Menu, Fig. C. From here the program branches to one of 6 working modules or the graphics utility.

**COPYRIGHT NOTICE**

These ground water programs were prepared by the Water Resources Branch, Division of Natural Resources and Energy, Department of Technical Co-operation for Development, United Nations, New York. The programs were developed under the UNDP's and Government of Bermuda project "Advanced Mathematical Modelling and Software Development" (ESP/86/881), and were tested and improved during their intensive use in a similar project in Nepal "Shallow Aquifer Investigations in the Terai" (NEP/86/825).

The programs are the property of the United Nations, but users are encouraged to freely use and distribute them, with proper credit given to the United Nations and the authors.

The United Nations Department of Technical Co-operation for Development assumes no responsibility and shall have no liability, consequential or otherwise, of any kind arising from the use of this program material.

- NOTES.** (1) All correspondence related to technical program matters should be addressed to J.Karanjac, J.Gagarina 185, 11878 Belgrade, Yugoslavia.  
 (2) Correspondence related to program diskettes and User's Manual distribution should be addressed to Uri Golani, Special Technical Advisor, UN, DTCD, One UN Plaza, room 764, New York, NY 10017.

Press any key to continue.

ESC to quit.

**Fig. B**

**UN/DTCD — GROUND WATER SOFTWARE  
PROGRAM SELECTION**

Version 1.00  
December 1989

1. Hydraulic Conductivity
2. Ground Water Chemistry
3. Pumping Tests
4. Well Hydraulics & Construction
5. Hydrographs
6. Lithology
11. Graphics

**FUNCTIONS :**  
X=Exit to DOS

Use cursor keys and [Enter] to select program module.

**Fig. C**

## 13. Additional Comments

The plotter output is not yet fully tested. Almost every graphics screen can be either directly plotted to the COM1 (serial) port, or an ASCII plot file can be created for later editing. The following should be observed:

- . Use A3 (ISO) or B (ANSI) format of paper. (Some programs may be plotted to A4 or A format) but you must edit the ASCII.plt file by adding the HPGL command RO90 after the initial two HPGL commands, IN;DF;.)
- . Modify, if you wish, the pen selection numbers. When viewing the ASCII.plt file you will notice the HPGL command SP 1, SP 2, or like. This is interpreted by the plotter as Select Pen.
- . Well logs can be plotted only in the default size, that is the A4 format (21 cm horizontal by 29 cm vertical; or 8.5 by 11 inch).
- . Only graphical characters will be plotted. Thus, some lettering that may appear on the screen, will not be plotted if the characters are from the ASCII alphanumeric set.
- . You will have to press the key R every time the plotter changes the pen. There will be a message displayed:

**Write fault error writing device COM1  
Abort, Retry, Ignore, Fail?**

Answer with R and wait until another halt. This will be fixed in the second release.

For your reference, the HPGL standard commands most often used in this program package are:

IN .. a command to initialize plotter

DF .. a command to return the plotter to a predefined (default) state

PA .. sets absolute plotting

PU .. raises the pen

PD .. lowers the pen

RO90 .. rotates the coordinate system 90 degrees. - -



# Permeability Calculations and Conversions

## 1.1. General

This is primarily a utility program for calculating permeability values (hydraulic conductivity) from grain-size analysis (grain-size distribution curves) and for converting permeability values from one system of units to another, etc.

Since there are no graphics routines in this program, a video adapter is not required. A mathematical co-processor is not required. To run this program, you must have copied the following files to the \GW directory: GW1.EXE, UN1.CMN, UN1.MST, UN1.WND. You may log to any subdirectory, provided you have a path to the GW directory in your AUTOEXEC.BAT file (see the Introduction). Alternatively, you may run this program by typing GW1 and RETURN. The total disk space occupied by the four required files is 247,884 bytes. The memory requirement for the GW1.EXE program is 235 KB; the program comes in a compressed version occupying 155,476 bytes.

## 1.2. Program Overview

The GW1 program consists of 6 parts (see Fig. 1.1):

- Conversions
- Calculation from grain sizes
- Average values in layered media
- Permeameter tests
- Permeability from pumping tests
- Tables

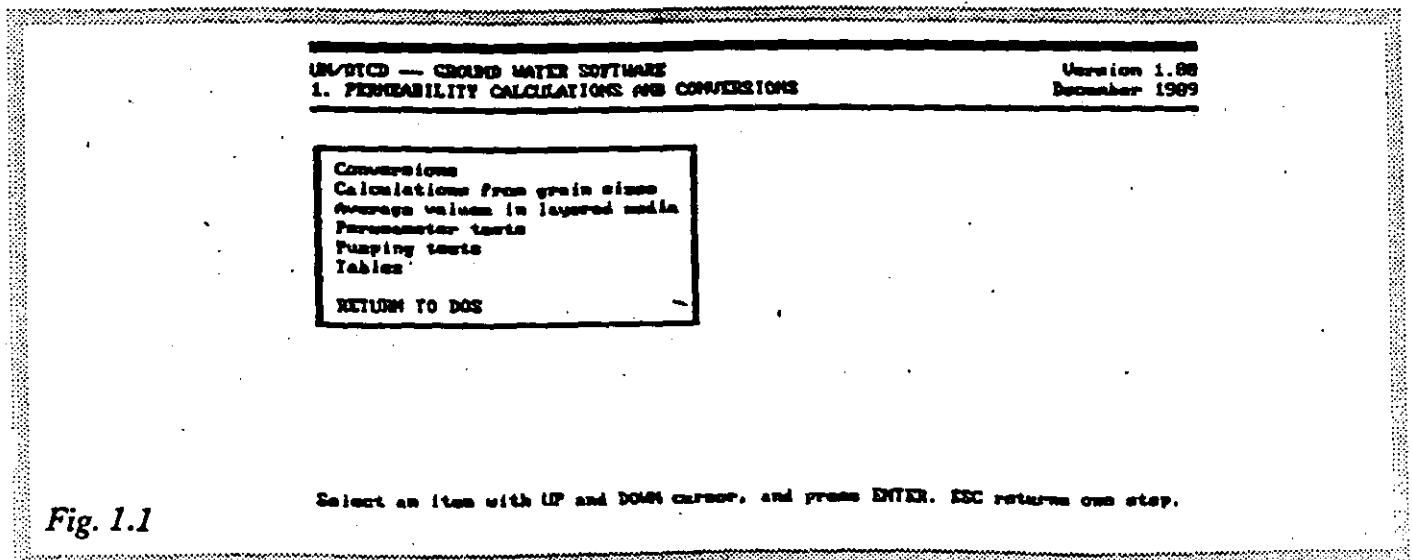


Fig. 1.1

### 1.3. Conversions

The first part converts permeability values (hydraulic conductivity) from one system of units to another system. The options are: US gpd/ft<sup>2</sup>, Imp gpd/ft<sup>2</sup>, m/day, cm/s. Press ESC to terminate this part of the program. Place the cursor on the top line (Conversions) and press RETURN (ENTER). The window titled FROM appears offering the choice of units to convert from. Select a unit using cursor up and down keys. Press RETURN. The right part of the window titled TO, as shown in Fig.1.2, is displayed offering you the choice of units to convert to. Select a unit and press RETURN. The cursor shall come to Input data. Type a value and you will see the converted result. In this example, 1000 US gpd/ft<sup>2</sup> is equal to 40.74140 m/day.

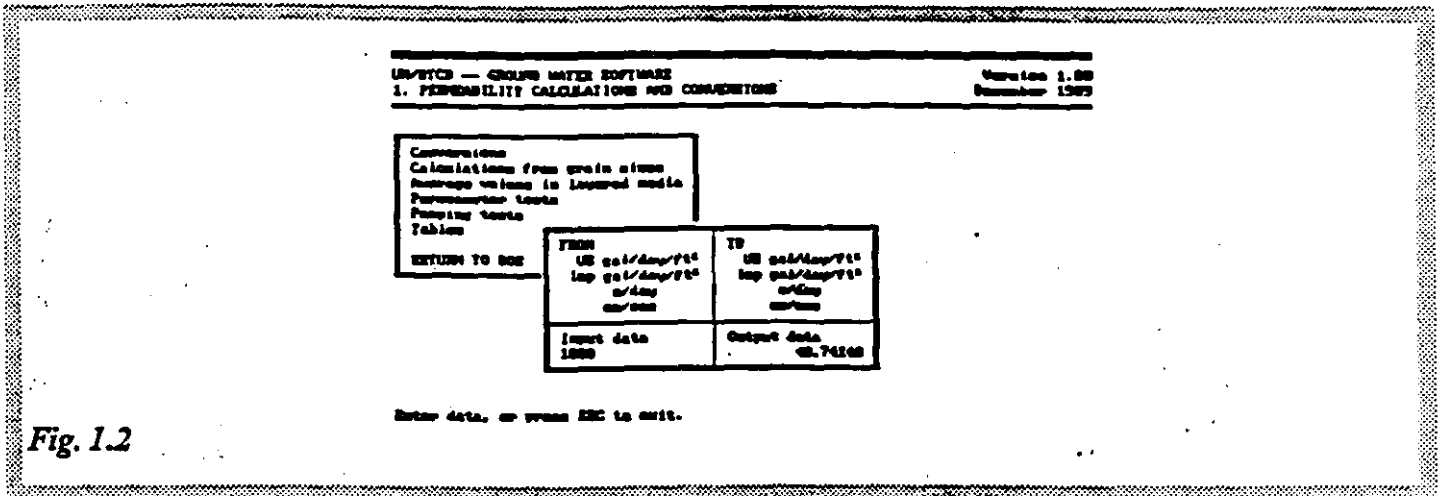


Fig. 1.2

### 1.4. Calculation From Grain Size

The second part calculates the permeability coefficient (hydraulic conductivity) using one of six available empiric formulas:

HAZEN

CREAGER, JUSTIN, HINDS (U.S.B.R. formula)

SLICHTER

ZAMARIN

KOZENY

TERZAGHI

Each calculation requires some or all of the following input parameters: (a) effective grain diameter ( $d_{10}$  or  $d_{20}$ ), or the total grain-size distribution; (b) temperature of water in aquifer formation (due to viscosity dependence on temperature); (c) empirical coefficient which distinguishes between smooth and clean sand on one side and angular and clayey sand on the other side; (d) total porosity of sand. When in doubt as to what to accept for formation water temperature, type 10. (The corrections are probably not important; the empiric formulas produce only a correct order of magnitude considering the way in which formation samples are usually collected.)

You run this portion of the program by moving the cursor one line down to Calculations from grain size and pressing RETURN. You will be given 6 options. Select one with cursor keys (up/down) and press RETURN.

The HAZEN formula applies to sands and gravels with effective grain diameter between 0.1 and 3.0 mm and uniformity coefficient  $d_{60}/d_{10}$  less than 5. To select the empirical coefficient which takes care of grain uniformity, sorting, and cleanness, have in mind that typical values are as follows:

0.4 - 0.8 for clayey and nonuniform sand

0.8 - 1.2 for clean and uniform sand

The more uniform sand, the higher the coefficient. An example is shown in Fig. 1.3.

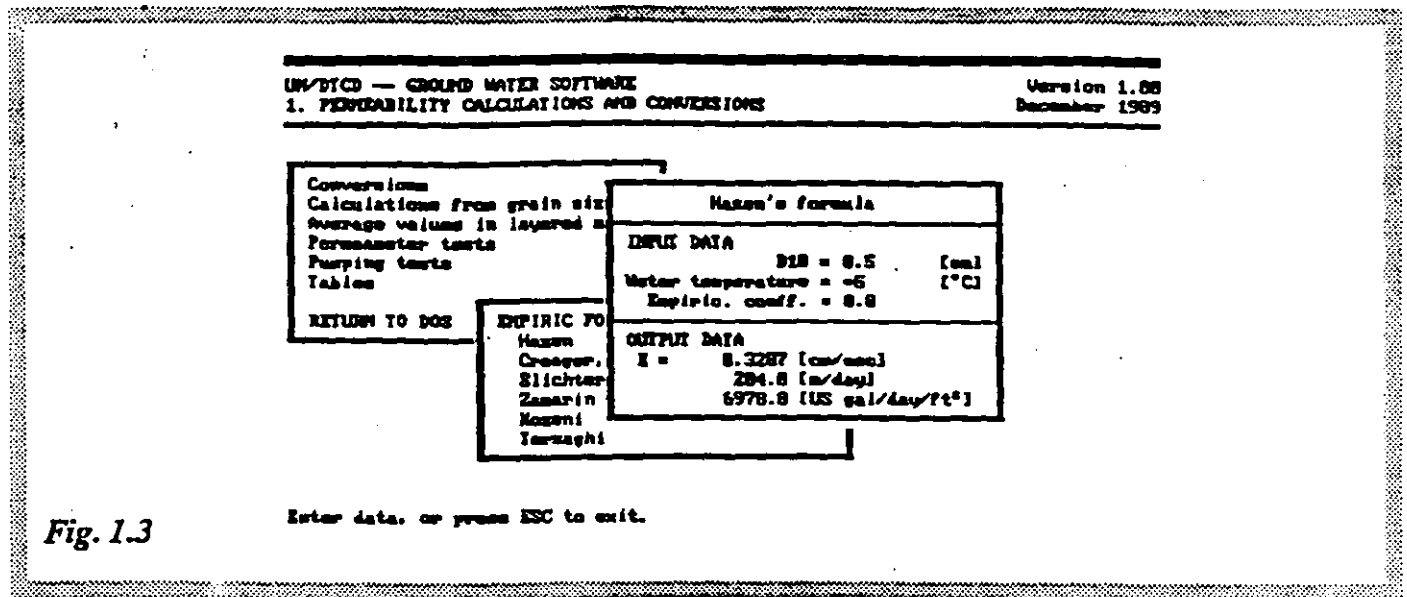


Fig. 1.3

The U.S.B.R. formula (due to Creager, Justin and Hinds) requires the  $d_{20}$  as the effective grain diameter (in mm), without any corrections (temperature, empirical coefficient).

The Slichter formula applies to sands and gravels with effective grain diameter between 0.1 and 3.0 mm and uniformity coefficient  $d_{60}/d_{10}$  less than 5. The formula requires the knowledge of total sand porosity, and there is also a correction for formation water temperature. With the Slichter formula, the porosity (total) must be typed as a fraction of 1.0, temperature in °C, and  $d_{10}$  in mm (screen diameter of 10% of the total sample retained on the screen).

The Zamarin formula requires the input of the whole grain-size curve in the following ranges:

less than 0.01 mm ( 288.60)	0.50–1.00 mm (1.38)
0.01–0.05 mm ( 40.25)	1.00–2.00 mm (0.69)
0.05–0.10 mm ( 13.80)	2.00–3.00 mm (0.27)
0.10–0.15 mm ( 8.05)	3.00–5.00 mm (0.25)
0.15–0.25 mm ( 6.07)	5.00–7.00 mm (0.17)
0.25–0.50 mm ( 2.76)	7.00–10.0 mm (0.11)

Each fraction of sample analysis (typed as, e.g., 0.12 if 12% of the whole sample falls within the interval) is multiplied by a corresponding weighting factor which assigns a greater importance to finer than to coarser fractions. These factors are shown in the above table in brackets. The effective diameter is obtained as one over the sum of the products of weighting factors and fractions of each interval. The temperature correction is also introduced in the same way as in the Slichter formula.

The Kozeny formula requires the following input: total porosity as a fraction of one, effective diameter ( $d_{10}$ ) in mm, and the formation water temperature.

The Terzaghi formula, which applies mostly to coarse-grained sand and gravel, needs the input values of  $d_{10}$ , porosity as a fraction of one, and temperature. There is also a correction coefficient which takes into account two categories of sand grains: smooth and angular.

## 1.5. Average Values In Layered Media

This section of the program calculates an average permeability coefficient for horizontally stratified terrain. The flow may be either parallel or perpendicular to the layers of different permeabilities.

**(1) Flow parallel to layers**

layer 1	$K_1, H_1$	} } }	$K_i$ and $H_i$ are hydraulic conductivity and thicknesses of individual layers, respectively
layer 2	$K_2, H_2$		
layer 3	$K_3, H_3$		

From the continuity-of-flow consideration, the specific flow through each layer is equal to:

$$q_1 = K_1 H_1 i \quad q_2 = K_2 H_2 i \quad q_3 = K_3 H_3 i$$

where  $i$  is the gradient of flow. The total flow through all layers is equal to

$$q = q_1 + q_2 + q_3 + \dots + q_n \quad \text{or} \quad q = (K_1 H_1 + K_2 H_2 + K_3 H_3 + \dots + K_n H_n)$$

The same total flow can be expressed in terms of an average hydraulic conductivity,  $K_{av}$ , as

$$q = K_{av} H i$$

where  $H$  is the sum of all individual thicknesses ( $H_1 + H_2 + H_3 + \dots + H_n$ ). Equating the two expressions the following is obtained:

$$K_{av} = (K_1 H_1 + K_2 H_2 + K_3 H_3 + \dots + K_n H_n) / (H_1 + H_2 + H_3 + \dots + H_n)$$

The GW1 program prompts for (a) the number of layers, (b) hydraulic conductivity of each layer, (c) thickness of each individual layer.

**(2) Flow perpendicular to layers**

layer 1	$K_1, H_1$
layer 2	$K_2, H_2$
layer 3	$K_3, H_3$

In a similar way one obtains the following expression for the average hydraulic conductivity when the flow is perpendicular to the stratification:

$$K_{av} = (H_1 + H_2 + H_3 + \dots + H_n) / (H_1/K_1 + H_2/K_2 + H_3/K_3 + \dots + H_n/K_n)$$

The input is prompted for from the screen in the same way as in the flow parallel to stratification. An example is shown in Fig. 1.4.

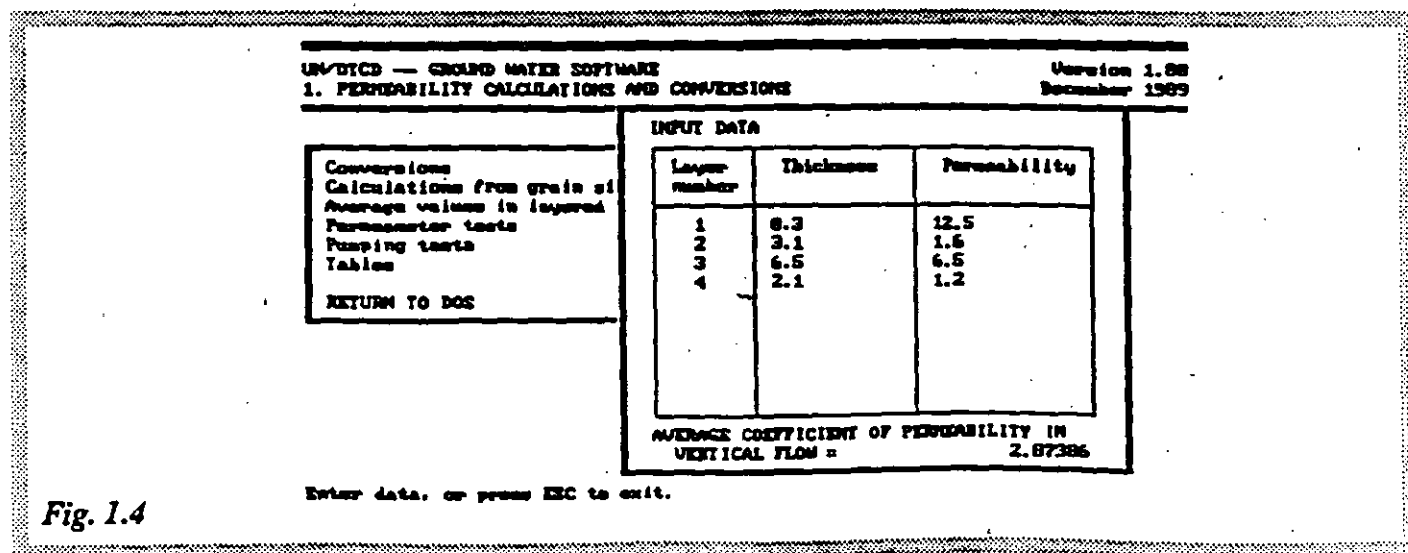


Fig. 1.4

## 1.6. Permeameter Tests

Permeameters are used for laboratory determinations of permeability from small samples of permeable materials. Several types have been developed, such as constant-head, falling-head, and nondischarging permeameters. The first submenu that appears when you select "Permeameter tests" from the main menu prompts for the system of units; the options are American units (US gallon, foot, second) and metric units ( $\text{cm}^3, \text{cm}^2, \text{sec}$ ). The next window prompts for the type of permeameter. Three types can be handled by the program: (a) constant head, (b) falling head, (c) nondischarging permeameter.

The *constant-head permeameter* is used to measure permeabilities of consolidated or unconsolidated formations under low heads. The parameters needed for calculation are the following:  $V$  is the flow volume in time  $t$ ,  $L$  is the length of sample,  $A$  is the horizontal area of sample,  $h$  is the water level difference between two cylinders. You are prompted to input all these values in units you have selected two windows before.

In the *falling-head permeameter*, water is added to the tall column, flows upward through the medium cylinder and is collected as overflow. Both consolidated and unconsolidated samples can be tested in this manner. The permeability coefficient is calculated from the following parameters:  $d_c$ , the sample cylinder diameter;  $d_t$ , the water tube diameter;  $L$ , the vertical length of sample;  $t$ , the time in which water level drops in the tall water tube from initial  $h_0$  to end value  $h$ . One example is shown below and in Fig. 1.5.

Sample cylinder diameter = 4.8 [cm]  
 Water tube diameter = 1.3 [cm]  
 Vertical length of sample = 7.9 [cm]  
 Initial water head = 11.3 [cm]  
 Water head at end of test = 7.3 [cm]  
 Test duration = 12.7 [cm]

PERMEABILITY = 0.01994 [cm/sec]  
 = 17.2 [m/day]

The third type of permeameter, the *nondischarging permeameter*, is used for measuring permeability of unconsolidated formations under very low head. The parameters to define the permeability coefficient are the following:  $A$ , the area of supply and discharge reservoirs;  $L$ , the total length of the "U" tube;  $a$ , the area of the sample in the "U" tube;  $t$ , the time at which the difference of levels between supply and discharging reservoirs becomes equal to  $h$ , starting from some initial head difference  $h_0$  at  $t=0$ .

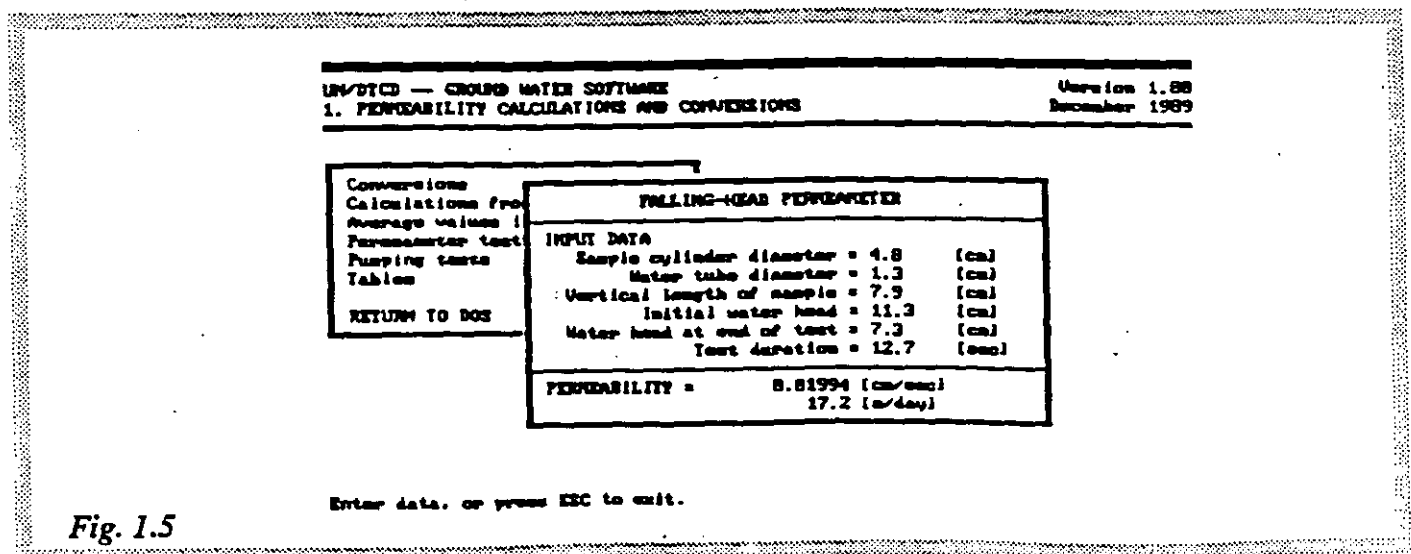


Fig. 1.5

## 1.7. Permeability from Pumping Tests

In this section the permeability coefficient is calculated from pumping tests in steady radial flow to a well, under both confined and water table conditions. The first window that appears when you select "Pumping tests" is selected from the main menu, prompts you to select pumping rate units. Five options are built into the program: (a) gpm, (b) gpd, (c) l/sec, (d) m<sup>3</sup>/day, (e) m<sup>3</sup>/hr. The second window prompts you to select the type of aquifer, confined or unconfined (water table).

If you select "confined aquifer", you are expected to supply the following data:

(a) pumping rate, (b) aquifer thickness, (c) distance to first observation well, (d) distance to second observation well, (e) head in first observation well, (f) head in second observation well. If only one observation well is used during the pumping test, the distance to the first observation well becomes the pumped well diameter.

The coefficient of permeability  $K$  is calculated from the "equilibrium" or Thiem formula.

In the case of "unconfined" or water-table aquifer, the information supplied is the same except there is no prompt for aquifer thickness, which does not appear in the equation for pumping rate or permeability. An example is shown in Fig. 1.6.

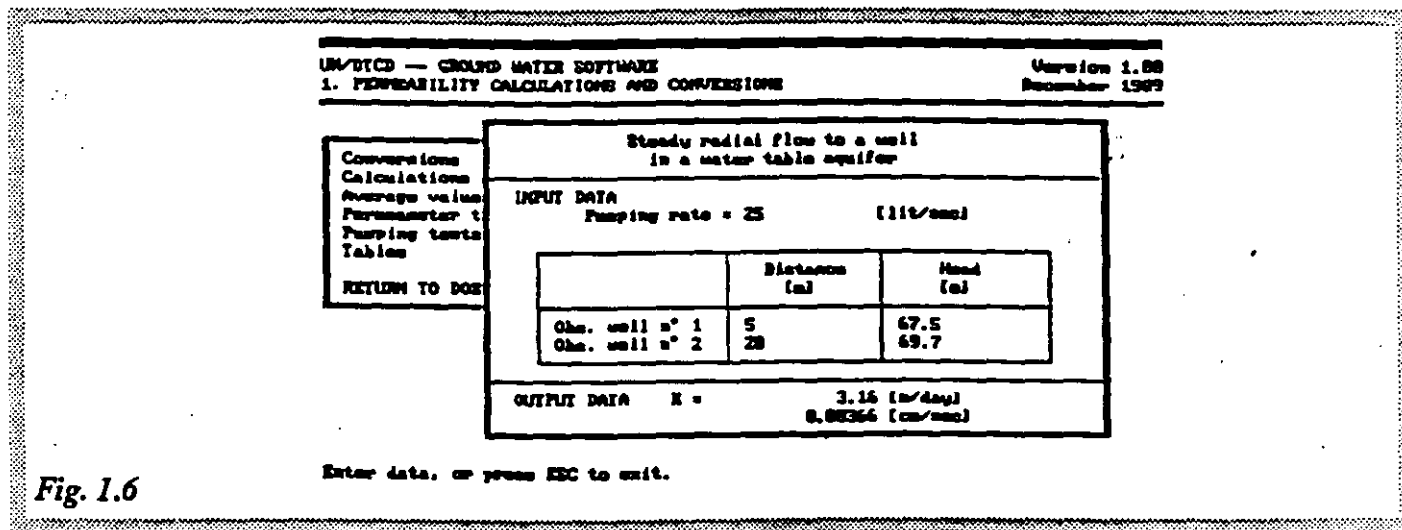


Fig. 1.6

## 1.8. Tables

Several tables are included in the GW1 program for your reference. The selection window for the tables looks as follows:

### SELECT TABLE

*Average values of permeability*

*Average values of  $k$  and  $K$*

*Representative values of  $k$  and  $K$*

*Units for length, area and flow rate*

*Conversion factors*

# Ground Water Chemistry

## 2.1. General

This is a utility program that allows you to create, manage, and display or print reports for a ground water quality data base.

The program requires about 300,000 bytes of memory. A video display adapter is required (see Introduction) for viewing the Piper and Wilcox diagrams. The Stiff diagram printing program uses only ASCII characters and can be used with any dot matrix or daisy-wheel printer. The Piper and Wilcox graphics programs require a dot matrix printer with graphics capabilities. Plotter is optional for plotting Piper and Wilcox diagrams. A mathematical co-processor is not absolutely necessary, but it speeds up the writing of textual part on graphics screens. A mouse is not required, but is useful for zooming in on details in the Piper diagram.

In order to run the GW2 program you must copy the following files to the \GW directory: GW2.EXE, UN2.CMN, UN2.MST, UN2.WND. The executable program, GW2.EXE, comes in a compressed form, occupying about 213,000 bytes. As an option you may copy TABLE.EXE plus six TABLEx files (x is 1,2,3,4,5,6) to any subdirectory in which you wish to keep your chemical data base. (TABLE.EXE is independent from the GW2 program.)

You can start the GW2 program either by typing GW2 at the DOS prompt, or by selecting GW2 from the main menu of the GW program.

The following keys have special functions:

The F2 function key erases the data field completely

The F3 function key erases the data field from current cursor position to the end of the field

The ALT-F10 key, pressed simultaneously, "fix" the screen if it appears corrupt

PgDn ("Page down") and PgUp ("Page up"), display on the screen one page down or up, respectively, provided the data base has more than 14 samples

The HOME key positions the cursor to the top of the screen

The END key positions the cursor to the bottom of the current screen

The CTRL+HOME key sequence brings up sample number one

The CTRL+END key sequence brings up the last sample in the data base

## 2.2. Creating Ground Water Quality Data Base

The creation of a ground water quality data base is the most important portion of this program. The program starts with an Opening Screen (Fig. 2.1) prompting you to type the name of a Chemistry Data File. Here, you are given two alternatives.

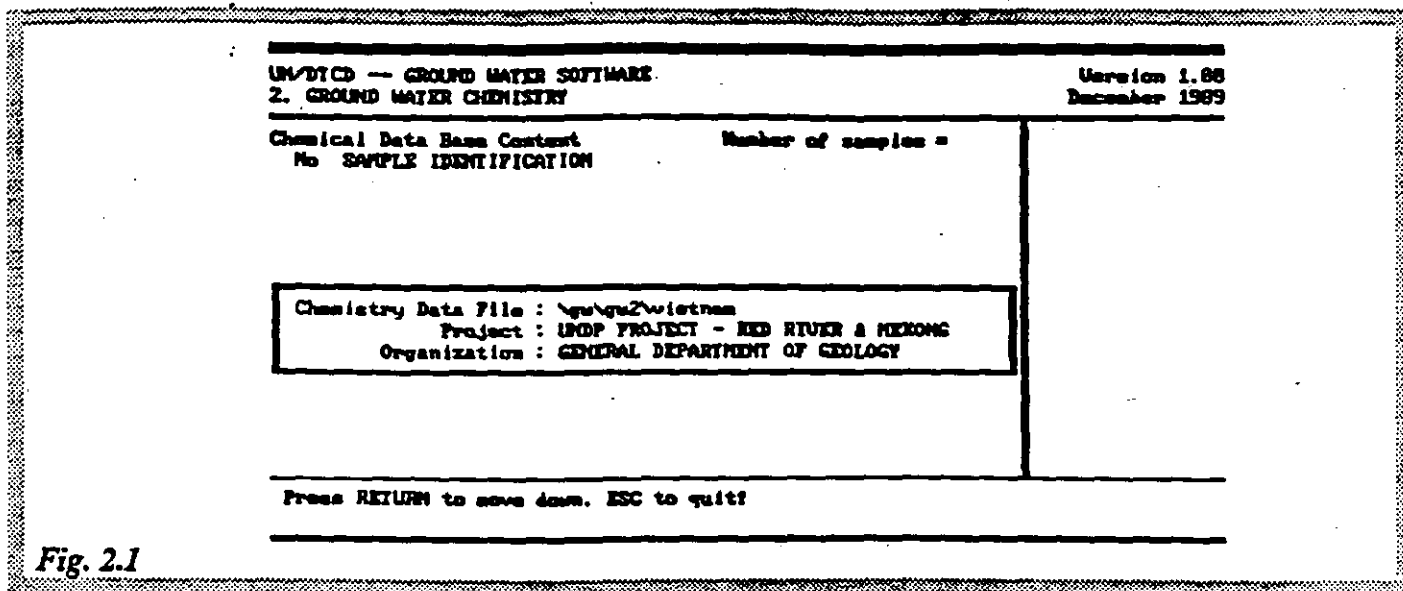


Fig. 2.1

- (1) If this is the first time a Chemistry Data File is being created, i.e. if such a file had not been created before and does not exist on the disk, there will be a message displayed at the bottom of the screen, after the name of the file is typed:  
 This file does not exist.  
 Press C to create new file or Esc to exit.
- (2) If the file exists on the disk, the program displays two lines identifying the file (Project and Organization), and the cursor moves to the second line (Project:). You may modify the title of the project and then press RETURN. The cursor then moves to the third line (Organization:) which can also be edited. When you press RETURN, the screen displays another window with the total number of samples in the data base shown at the top of the screen (Number of samples =), and lists the first 14 samples (sequential number and identification), as shown in Fig. 2.2.

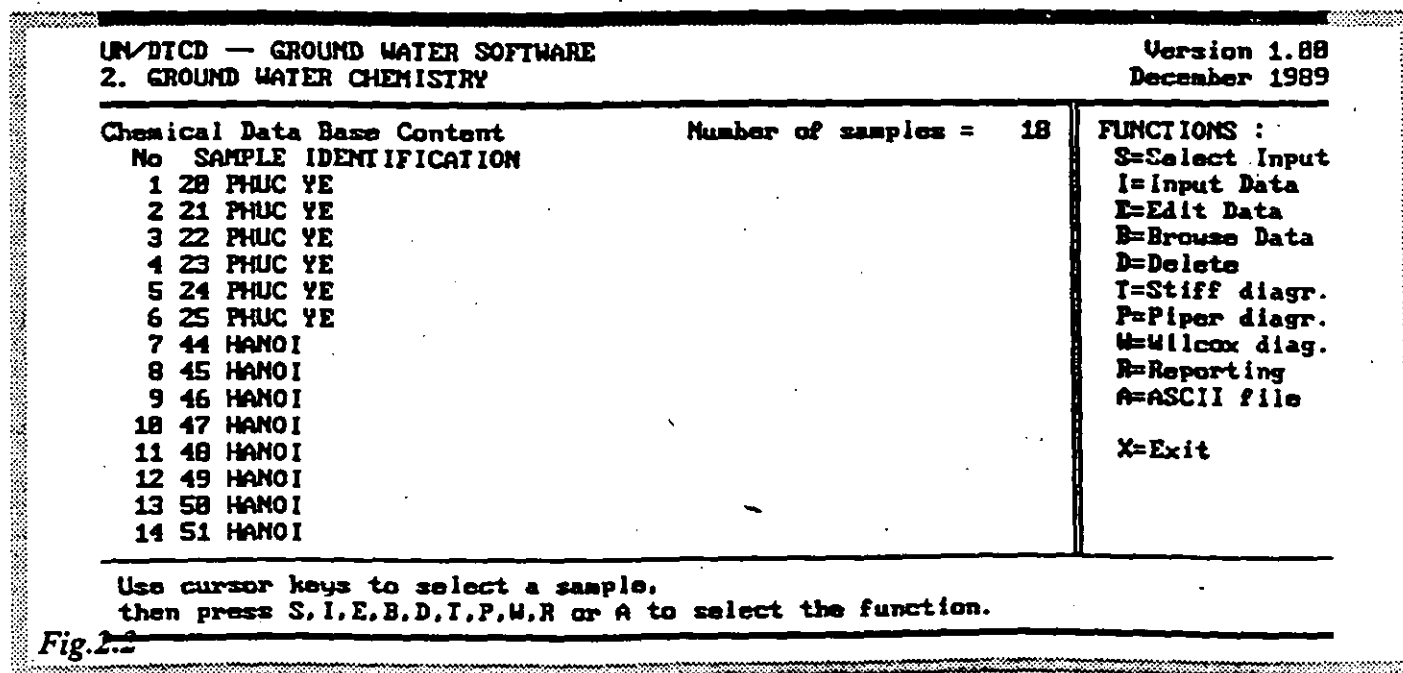


Fig. 2.2



UN/DTCD -- GROUND WATER SOFTWARE  
 2. GROUND WATER CHEMISTRY  
 Version 1.00  
 December 1989

Chemical No. 20

SELECT ANALYSIS CONSTITUENTS  
 AND/OR PARAMETERS

CATIONS:	ANIONS:	OTHERS:
Ca	HCO3	SIO2
Mg	CO3	TDS
Na	SO4	Hardness
K	Cl	Alkalinity
Fe	NO3	Conductivity
Mn	PO4	pH
	F	
	B	

Press Y to select this item as input to data base. Press any key to skip.

Fig. 2.3

### 2.3. Procedure to Create a New Data File (Data Base)

After you enter the name of the new file and press the C key to create the file, you are prompted to fill in the "Project" and "Organization" fields.

The screen then displays the choice of constituents (parameters) that may be entered into the ground water chemistry data base (Fig. 2.3). The table is divided into three columns. The first column, cations, contains Ca, Mg, Na, K, Fe, and Mn. The second column, anions, contains HCO<sub>3</sub>, CO<sub>3</sub>, SO<sub>4</sub>, Cl, NO<sub>3</sub>, PO<sub>4</sub>, F, and B. The third column, others, contains SiO<sub>2</sub>, TDS, Hardness, Alkalinity, Conductivity, pH. A total of 20 parameters can be entered into the data base.

Since not all of these constituents and/or parameters are analyzed and/or collected in all projects, the program enables you to select the parameters you wish to enter into the data file. You may select parameters by moving the cursor and pressing Y whenever you wish to add a parameter to the data base list. Pressing any other key will skip the current line. The data base will contain internally all 20 fields, regardless of the selection you make. This means that the data base can be updated with new samples by changing the contents, i.e. by adding new parameters to the data base. This selection is programmed to make input of data easier, that is, to allow you to input only the data which have some positive value.

After you select the data parameters you are given two options: (1) you can reselect the parameters by typing "S", (2) you can begin to input data input by typing "I". The first option returns you to the beginning of the parameter selection procedure described above. The second option allows you to enter your actual data from field notes or laboratory forms into the computerized data base. After you type "I", the screen displays the following (Fig. 2.4): Sample No appears in the upper right corner, the Identification field in the second line,

UN/DTCD -- GROUND WATER SOFTWARE  
 2. GROUND WATER CHEMISTRY  
 Version 1.00  
 December 1989

Chemical No. 20

INPUT DATA	Sample No 19
Identification :	
Ca =	TDS =
Mg =	Hardness =
Na =	Conductivity =
Fe =	pH =
HCO3 =	
SO4 =	
Cl =	
HES =	
Enter sample identification: press RETURN	
Esc/finish input/edit	

Fig. 2.4

followed by the list of parameters that you have selected. The program enters the sample number for you, starting with the number 1 for a new data base. The cursor moves to the second line - Identification, and the following message appears at the bottom of the screen: "Enter sample identification". The sample identification can be up to 46 characters long. It is used by the program only to identify a sample. You may type the number, laboratory sample number, locality, name, depth of a well, date of sampling, etc. Any combination of ASCII characters is permitted. After the identification is entered, the cursor moves to the first of the selected parameters (normally it will be Ca). Type the values, one by one, using the back arrow key to erase errors. After the last parameter is input (normally pH value), the screen displays Sample N° 2, and the cursor moves to the new identification field. (Any error can be corrected later in EDIT mode.)

Once you have entered the initial data for your data base, the remaining procedures are identical to those for already created data bases; these are described below.

## 2.4. Available Program Functions

As mentioned above, if the data file had been created before and exists on the disk (directory), the Project and Organization which are associated with the file will be shown automatically. After you press the RETURN twice, the total number of samples contained in the data file will be shown in the right corner of the first line, and the identification of the first 14 samples is displayed sequentially.

The right portion of the screen displays the list of available functions. The following functions can be selected (see Fig.2.2):

- S - select input
- I - input data
- E - edit
- B - browse
- D - delete
- T - Stiff diagram
- P - Piper diagram
- W - Wilcox diagram
- R - Reporting
- A - ASCII file

The role of the "S" - select input function was explained before. Likewise the "I" - input data function was used to start creating a new data file. The "T" function can be used in an existing file to continue with the input of new samples. For example, if an existing data file contains already 20 samples, by pressing "I" the Sample N° 21 will be displayed in the first line and the cursor will be at the Identification field. The parameter fields shall be blank waiting for you to input data.

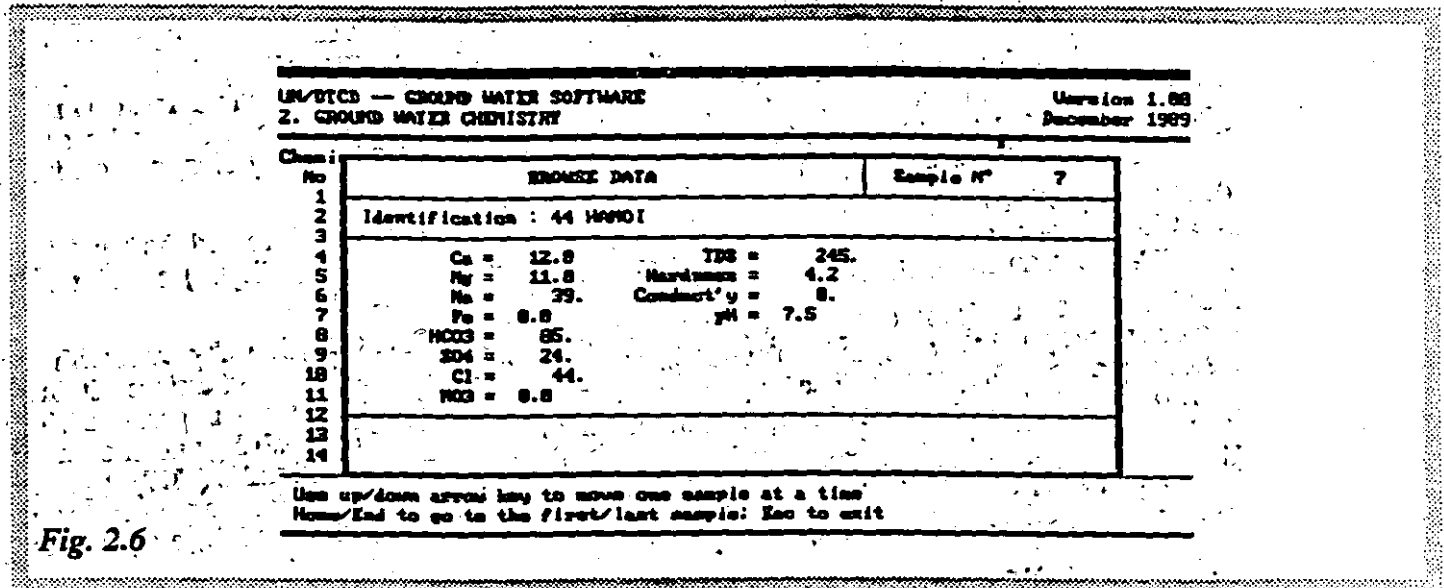
The "E" - edit function allows you to make corrections and modifications to be made in data files. Before pressing the E key, first move the cursor to the sample number that you want to edit. The screen looks as shown in Fig. 2.5. The sample number is displayed, its identification shown and data values reproduced as

Fun	EDIT DATA	Sample #	S
1			
2	Identif function : 24 PRC: VE		
3			
4	Ca = 11.0	TH = 200.	
5	Mg = 12.0	Hardness = 0.5	
6	Fe = 20.	Conductivity = 7.0	
7	Mn = 2.0		
8	NO3 = 2.		
9	Cl = 0.		
10	NO2 = 0.0		
11			
12	Enter sample identification: press RETURN		
13	Enter total concentration		

Fig. 2.5

input into the data base. Any parameter can be changed by pressing RETURN and moving down the data analysis form. The previous value can be erased either by using DEL key or the F2 and F3 function keys.

The "B" - browse function permits you to view the contents of the data base. Pressing the up/down arrow keys displays one sample at a time either toward the beginning or end of the data base. Likewise, HOME and END keys display the first or last sample in the data base, respectively. Browsing is shown in Fig. 2.6.



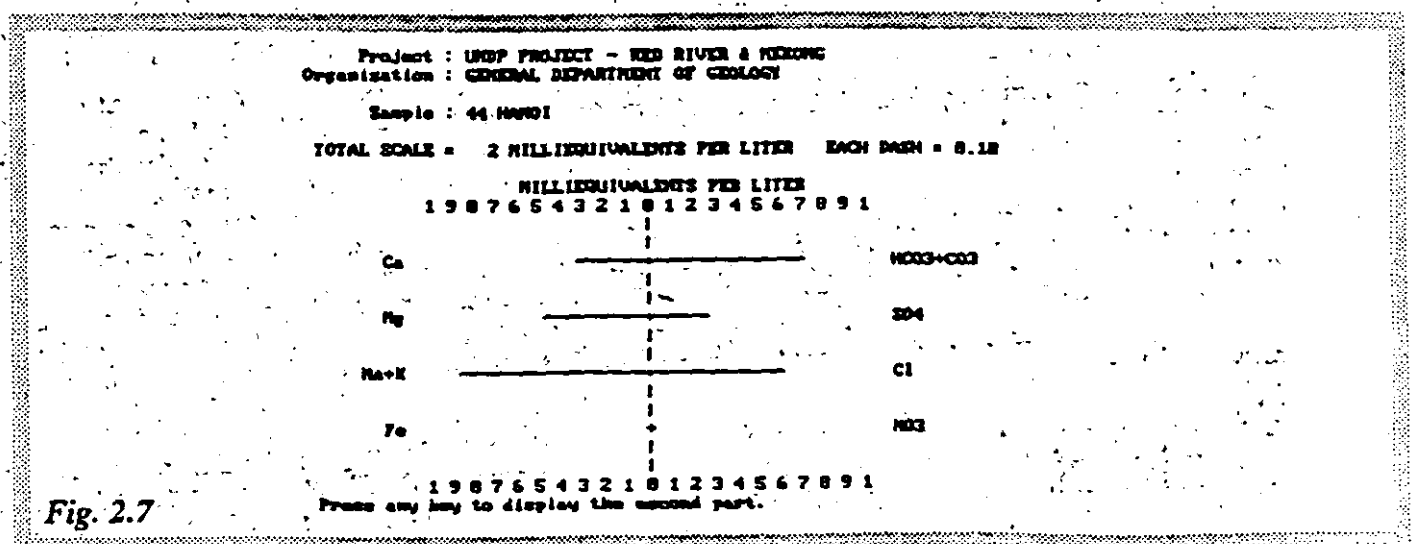
The "T" - STIFF diagram key starts one of retrieval programs, that of displaying/printing the STIFF diagram. The STIFF diagram is shown in Fig. 2.7. Before you press the key "T" you must place the cursor on the line with the sample for which the STIFF diagram is required. The STIFF diagram processing will be explained later.

The "P" - PIPER diagram key is used to view on the screen, or to plot on the printer/plotter, the PIPER diagram. The PIPER diagram processing will be explained later.

The "W" - WILCOX diagram key is used to view or to print/plot the WILCOX diagram. The WILCOX diagram processing will be explained later.

The "R" key is used to activate the reporting subroutine.

The "A" key is used to make a copy of the data base in ASCII format. Such a file may then be used as input file to other retrieval programs, or it may be edited by a text processor.



5.

You can terminate input either by pressing the ESC key for normal termination, or Ctrl C to abort the input process. In either case the program returns to the Edit/Input menu. The program will notice if you have made a mistake by typing zero or negative time, or if you have not completed an input line with both time and drawdown/level values.

The second possibility is to transfer an existing data file created by a text processor. In that case at the submenu with two functions K and F, type F. The data file must be prepared in ASCII format, with time and level/drawdown data separated by either a comma or a blank. There will be a prompt displayed at message line: Enter input file name. After you type the file name, you will be prompted to specify in which way the data file is prepared: with time data as the first entry or with level/drawdown data in the first place. The answer can be Y (time data first) or N (level or drawdown data first). The program reads the data file and writes in the message line:

Number of input pairs = .

Press any key to continue.

After a key is pressed, the data file is transferred into the data base and the screen displays the list of all tests in the data base, including the new entry at the last line. In the same time the count "Number of Tests" in the upper right corner is updated.

An example of an ASCII data file is given below:

1	7.350
2	8.300
3	8.910
4	9.120
5	9.330
---	---
18	10.450
19	10.500
20	10.520
---	---
1200	14.210
1740	14.430
1800	14.440

In this example the order of data is time followed by level; time is in minutes.

**Editing Existing Data.** You select the edit function placing the cursor on the test sample you wish to edit, and pressing the letter E. The screen shown in Fig. 3.7 appears. The data are divided into two categories: (G) general data, (M) measured data. If you type the letter G to edit general data and supplying the answer BAHRGORA for the test name, the screen may look as shown in Fig. 3.8. If you type the letter M to edit measured data the screen may appear as shown in Fig. 3.9.

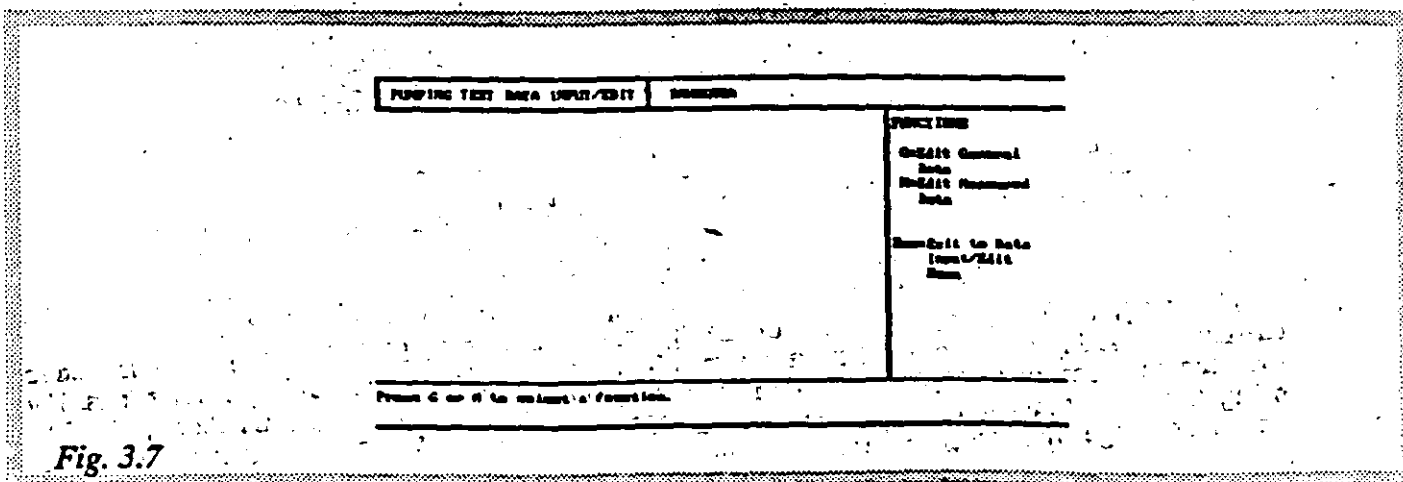


Fig. 3.7

Editing data is straightforward. Several function keys may assist. Their functions are shown on the screen. As a reminder the following keys can be used:

**F1** - Inserts a row. Repeated pressing of F1 key makes space for several rows (time-level or time-drawdown data pair).

**F2** - Inserts a field in a column. It is normally used when all time data are typed first, followed by the column

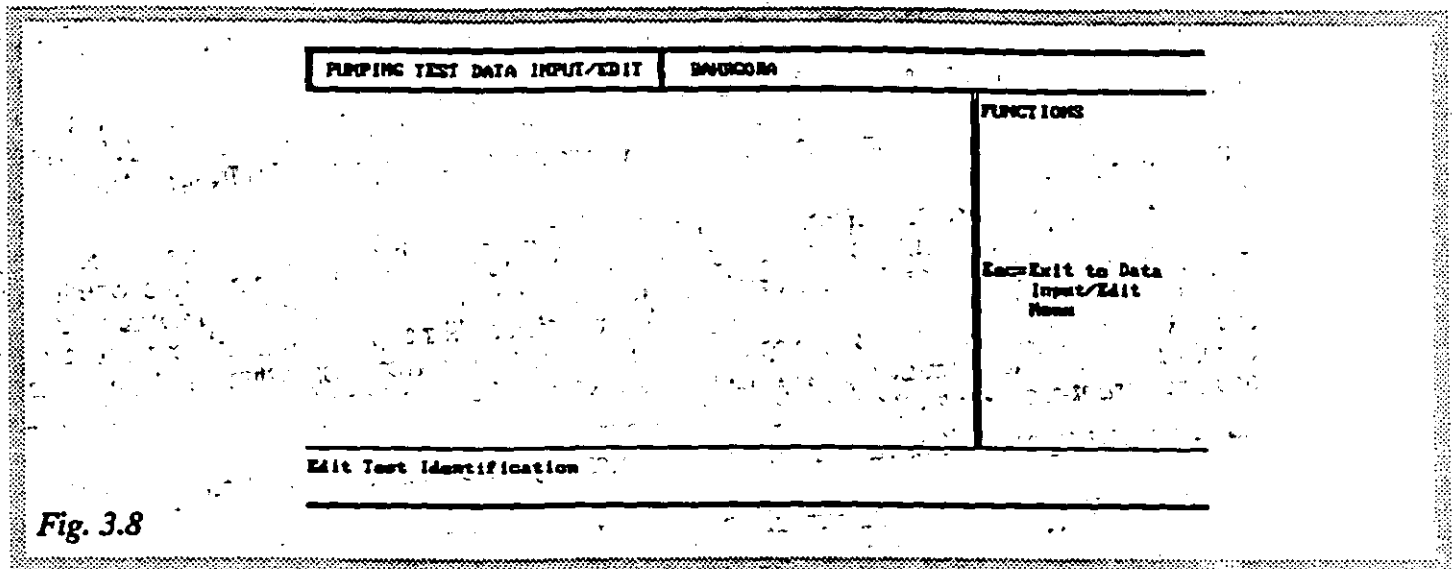


Fig. 3.8

of drawdown data. If you accidentally omit a value, you can create an extra space for the missing value by pressing F2.

**F3** - Erases all numbers in a field to the right of the cursor position.

**Ctrl F1** - Erases a row.

**Ctrl F2** - Erases a field.

Editing is terminated by pressing the ESC key (normal termination after which the new version of the test overwrites the old one) or by simultaneous pressing of CONTROL and C keys (edit abort). In the case of normal termination of editing, the program returns first to the screen which offers editing (functions G and M), and then, after another ESC is pressed, to the Data Input/Edit Menu. In the case of aborting the editing operation, a message

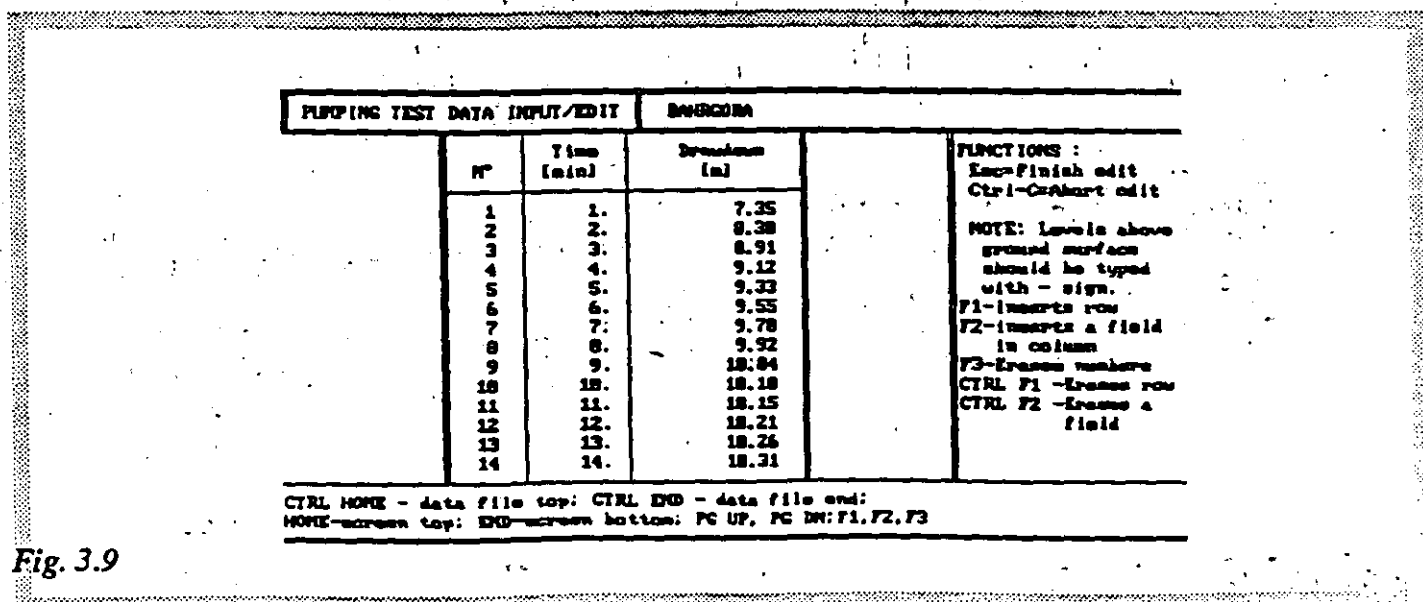


Fig. 3.9

**Dug Well Pump Test Method.** A method of analyzing the pumping and recovery phases of large diameter wells based on a Kernel function was recently (January-February 1987) presented by K.R.Rushton and V.S.Singh in the journal of Ground Water. The method was selected by the authors of this software package for the following two reasons:

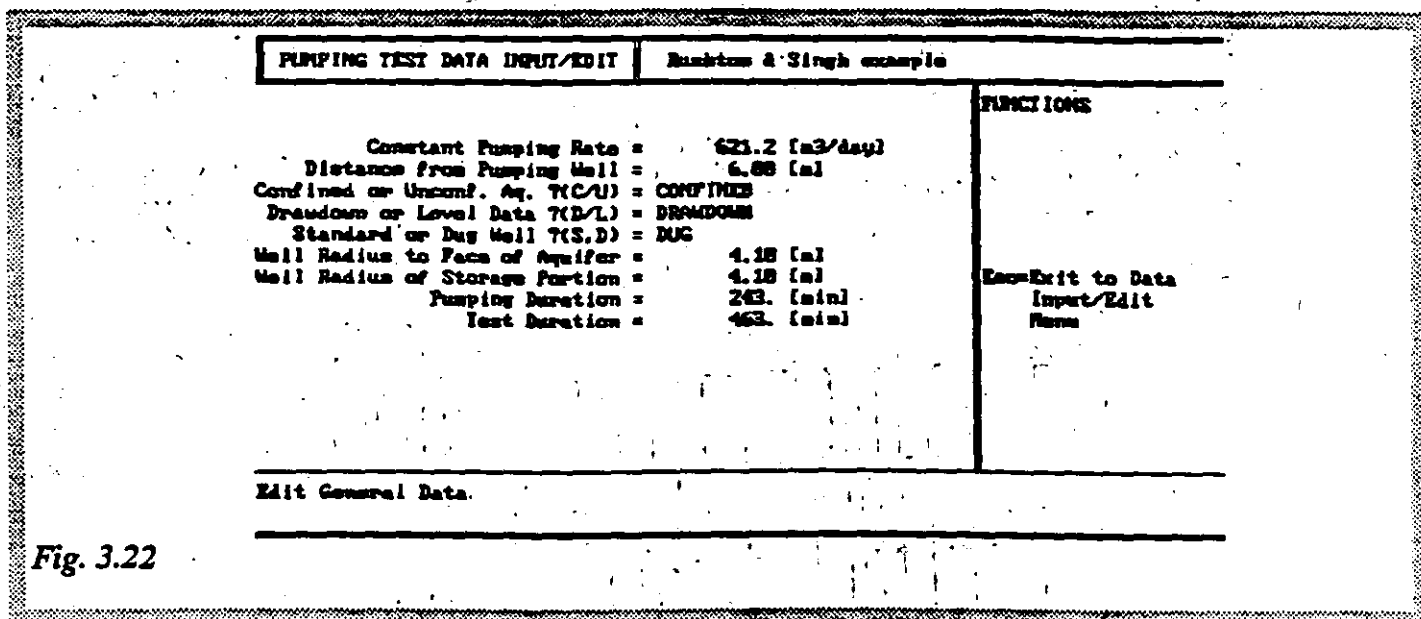


Fig. 3.22

- (1) In India alone in early 1985 there were about 8.7 million dug wells. The forecast was that another 1.3 million dug wells shall be constructed over the period of next five years, implying that by the year 1990 there may be about 10 millions dug wells in India alone. It was also reported that in India about 71% of the total ground water draft comes from dug wells.
- (2) The method of testing and interpretation needs improvements and a computer program which speeds up the processing may be of great help. As originally programmed by Rushton and Singh, the user was to draw the computer-calculated curve on top of his/her field data every time he/she made a computer run. With this program the whole procedure becomes extremely fast and the interpreter learns in the process about the behavior of test data when either transmissivity or storage coefficient are modified. Yet, as the authors state, the method needs some additional verification.

The use of the test is explained in Figs. 3.22, 3.23, 3.24 and 3.25. Figure 3.22 shows the input data (general) for the well used by Rushton and Singh in their original paper. (As explained before, when you elect to answer

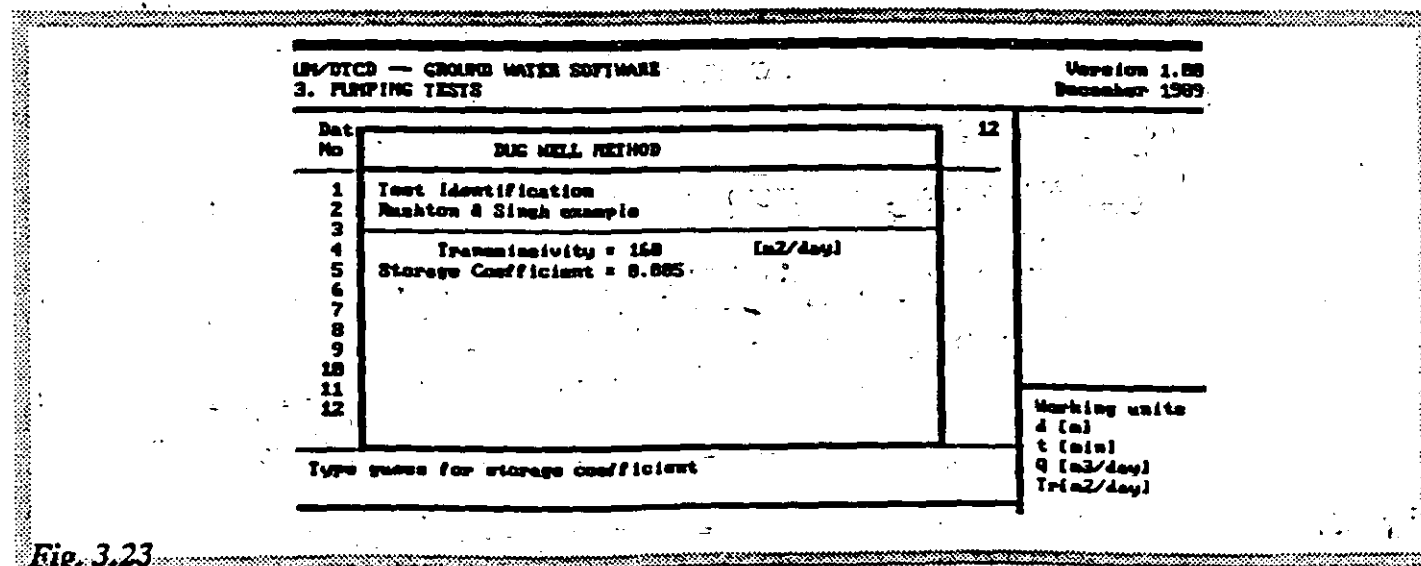


Fig. 3.23

in the Data Input/Edit mode with D the question "Standard or Dug Well?", you must answer several more questions prompted from the screen.) In the Test Analysis mode you are prompted for initial guesses of transmissivity and storage coefficient. The screen looks as shown in Fig. 3.23. The height of the seepage face, which may be correct only in the case of metric units, is still a weak point of analysis, as admitted by the authors by saying that "further careful work in a variety of field situations is required to gain a greater understanding of the significance of these coefficients." The coefficients referred to above are  $G_1$  and  $G_2$ , which describe the height of the seepage face in the following way:

$$f = G_1 \times Q + G_2 \times Q^2$$

where  $f$  is the height of seepage face,  $Q$  is the withdrawal rate from the aquifer, and  $G_1$  and  $G_2$  are deduced from field measurements.

The test results are presented in Figs. 3.24 and 3.25. Accepting the transmissivity of 160 m<sup>2</sup>/day and storage coefficient of 0.005, with fixed  $G_1$  and  $G_2$  coefficients (0.001 and 0.0001, respectively) the standard deviation for the whole test equals 0.07 m, and the seepage face height at the end of pumping phase equals 0.25 m. The fit is as shown in Fig. 3.25.

UN/DTCD — GROUND WATER SOFTWARE		Version 1.88
3. PUMPING TESTS		December 1989
12	DUG WELL METHOD	
1	Test Identification	
2	Rushton & Singh example	
3		
4	Transmissivity = 160 [m <sup>2</sup> /day]	
5	Storage Coefficient = 0.005	
6	G1 = 0.00010	
7	G2 = 0.00100	
8	Standard Deviation = 0.0705 [m]	
9	Seepage Face Height = 0.252437E+00 [m]	
10	(at end of pumping)	
11	Number of Points = 12 of 12	
12		

Press any key to continue.

Working units  
d [m]  
t [min]  
Q [m<sup>3</sup>/day]  
Tr [m<sup>2</sup>/day]

Fig. 3.24

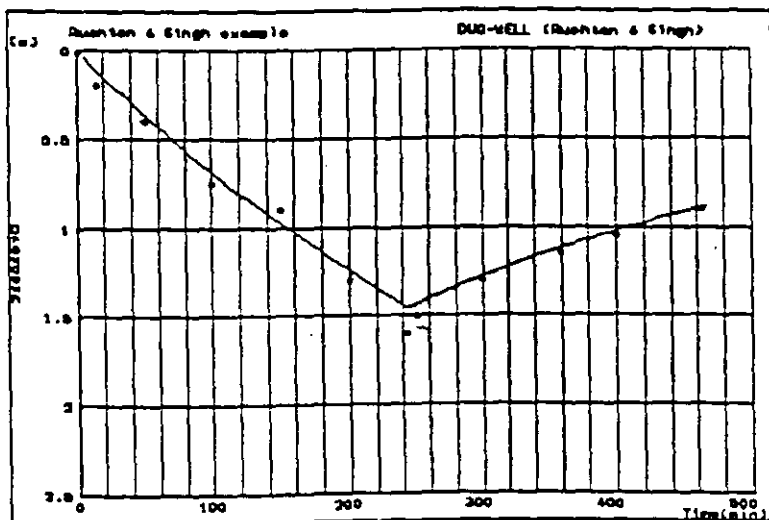


Fig. 3.25

**Screen Graphics.** The difference between this Screen Graphics and Screen Graphics from the Data Input/Edit Menu is in the following. In the latter, only test data (from data base) were shown on a time-drawdown semilogarithmic graph (arithmetic, in the case of dug wells). In the former, both test data are shown plus the "best fit" with the method selected (calculated with reported values of transmissivity, storage coefficient and, eventually, leakance). It is easy to see whether the parameters calculated by the program satisfy. They will be acceptable if the fit is acceptable.

**Print Graphics.** The screen discussed above can be printed. The top part of printout is the identification of the project and test, plus some of general data (pumping rate, distance from observation well, aquifer type, etc.). Then the graph is shown, followed by calculated transmissivity, storage coefficient, standard deviation, and, eventually, leakance. The last line is the number of points included in the graph.

**Printing Results.** The printout of results starts also with project and test identification, plus some general data, followed by calculated values of transmissivity, storage coefficient, standard deviation, etc., and a table with the values of test data in one column, computed drawdown in another column, and difference in still another column.

**Plotting Graph.** The graph displayed on the screen can be plotted using a HPGL-compatible plotter. The plot size is fixed, that is A4, and only graphical part is drawn.

### 3.7. Pumping Tests Reported In Literature

The programs presented in this package have been tested against many published pumping tests. The sources of information are the following:

WALTON, W.C., 1969. Selected Analytical Methods for Well and Aquifer Evaluation. Illinois State Water Survey Bulletin 49. Third printing, 1969.

WALTON, W.C. 1970. Groundwater Resource Evaluation. McGraw-Hill.

DeWIESE, R.J.M., 1967. Geohydrology. John Wiley & Sons, Inc.

E.E. JOHNSON, INC. 1966. Ground Water and Wells. UOP Johnson, first edition.

LINSLEY, R.K. and J.B. FRANZINI, 1964. Water Resources Engineering. McGraw-Hill Book Co.

Both published results and computer produced results are presented herein for comparison of methods.

T = Transmissivity                      P' = Vertical Permeability of Confining Bed

S = Storage Coefficient                S.D. = Standard Deviation

#### 1. Well No.19 near Dieterich (Walton, 1969, page 32)

Method: *Leaky Artesian Conditions*

Walton:	Computer:
T=1510 gpd/ft	T = 1791 gpd/ft
S=0.0002	S = 0.00018
P'=0.11 gpd/ft <sup>2</sup>	P' = 0.16 gpd/ft <sup>2</sup>
	S.D. = 0.127 ft

#### 2. Well No.1 at Gridley (Walton, 1969, page 33)

Method: *Nonleaky Artesian Conditions*

Walton:	Computer:
T=10,100 gpd/ft	T = 9908 gpd/ft
S=0.00002	S = 0.000021
	S.D. = 0.091 ft

**Comment.** In the computer program, leaky aquifer method gives slightly better fit. Standard deviation is 0.082 ft, T=9391 gpd/ft, S=0.000022.



**3. Well No. 15 near Mossville (Walton, 1969, page 35)**Method: *Water-table conditions with partial penetration*

Walton:	Computer:
T=315,000 gpd/ft	T = 386,712 gpd/ft
S=0.082	S = 0.019
	S.D. = 0.057 ft

**4. JOHNSON's book page 111**Method: *Nonleaky confined aquifer*

JOHNSON:	Computer:
T=100,000 gpd/ft	T = 100,630 gpd/ft
S=0.00019	S = 0.0002
	S.D. = 0.007 ft

**5. JOHNSON's book page 138**Method: *Recovery*

JOHNSON:	Computer:
T=10,400 gpd/ft	T = 11,089 gpd/ft
	S = 0.00275
	S.D. = 0.71 ft

**6. DeWIEST's book, page 265**Method: *Theis nonequilibrium*

DeWIEST:	Computer:
T=20,500 gpd/ft	T = 26,210 gpd/ft
S=0.000315	S = 0.00030
	S.D. = 0.67 ft

Comment: Hantush leaky method provides better fit. The results are the following:

T = 15,991 gpd/ft
S = 0.00043
S.D. = 0.135 ft
P'/m' = 0.02 1/day

**7. DeWIEST's book, page 267**Method: *JACOB*

DeWIEST:	Computer:
T=4860 gpd/ft	T = 4933 gpd/ft
S=0.0045	S = 0.00427
	S.D. = 0.146 ft

**8. WALTON (1970, page 283)**Method: *Theis nonequilibrium method*

WALTON:	Computer:
T=358,000 gpd/ft	T = 358,889 gpd/ft
S=0.00047	S = 0.000395
	S.D. = 0.043 ft

**9. WALTON (1970, page 286)**Method: *Leaky artesian aquifer*

WALTON:	Computer:
T=182,000 gpd/ft	T = 219,227 gpd/ft
S=0.002	S = 0.002
P'=0.87 gpd/ft <sup>2</sup>	P' = 0.54 gpd/ft <sup>2</sup>
	S.D. = 0.008 ft

**10. LINSLEY & FRANZINI (1964, page 88)**Method: *Theis nonequilibrium*

L & F:	Computer:
T=11,800 gpd/ft	T = 10,752 gpd/ft
S=0.0478	S = 0.0495
	S.D. = 0.258 ft

Method: *Jacob's approximation*

T=12,000 gpd/ft	T = 12,283 gpd/ft
S=0.0402	S = 0.0388
	S.D. = 0.145 ft

Comment: First five minutes are excluded in both cases.

# Well Hydraulics and Well Construction

## 4.1. General

This program requires about 305,000 bytes user-available memory. Video adapter is not required. Mathematical co-processor is not required. There is no printer output. Four files are mandatory and each of them must be copied to the \GW directory: GW4.EXE, UN4.CMN, UN4.MST, UN4.WND.

## 4.2. Program Overview

The program GW4 - Well Hydraulics and Well Construction - has three major parts: (1) Well Functions, (2) Pumping Tests, and (3) Well Construction. Each of the three parts has several subprograms. Primarily, it is a utility program for pumping tests, well hydraulics and well construction.

This program is a collection of many problem-solving routines from everyday well-construction and testing practice. It will not save input data in a form of a data base. The results should be hand written if needed. Same as in other programs in this series, pressing ESC returns the program (screen) one step back, or exits to the main program. Functions are activated by selecting the appropriate single letter command.

When you start the program by typing GW and selecting "4. Well Hydraulics and Construction" from the main menu, the program's main menu appears as shown in Fig. 4.1. From the main menu you may select units, then select either FUNCTIONS, PUMPING TESTS and WELL CONSTRUCTION.

```

UN/DTCD - GROUND WATER SOFTWARE                               Version 1.88
4. WELL HYDRAULICS AND WELL CONSTRUCTION                       December 1989
-----
FUNCTIONS :
U: Define Units
P: Well
  Functions
P: Pump Test
C: Well
  Construction

X: Exit

Marking units
d [m]
t [day]
Q [m3/day]
Tr [m2/day]

Press U,F,P or C to select a function group.
  
```

Fig. 4.1

providing water from above, and the lower layer could be absolutely impermeable. The solution is still the same.

The parameter B, which is important in the Hantush leaky aquifer theory, is defined as follows:

$$B^2 = (T/P/m)$$

The ratio  $r/B$  is dimensionless.

After you answer all prompts for input parameters, the program displays the values of the arguments B and u, and the value of the function  $W(u,r/B)$ . Finally, you will be prompted for pump discharge and the value for drawdown is calculated and displayed (Fig. 4.8).

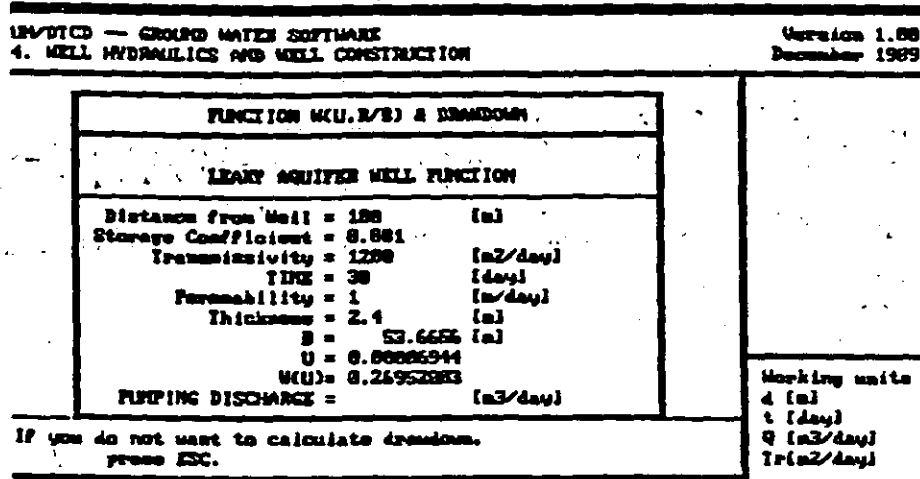


Fig. 4.8

As an example, the following parameters are input:

$$r = 15 \text{ m}$$

$$S = 0.001$$

$$T = 2000 \text{ m}^2/\text{day}$$

$$t = 30 \text{ days}$$

$$P = 1 \text{ m/day}$$

$$m = 5 \text{ days}$$

The program-calculated values are the following:

$$B = 100.00 \text{ m}$$

$$u = 0.00000094$$

$$W(u) = 4.06005$$

(The "book" value for  $W(u,r/B)$  is 4.0595.)

For pumping discharge  $Q = 2000 \text{ m}^3/\text{day}$ , the calculated drawdown is 0.323 m.

### 4.3.3. $P(u,r/B,P_v/Ph)$

You select this function by typing the letter P from the WELL FUNCTIONS menu. This is the well function for a nonleaky anisotropic aquifer with partially penetrating pumping and observation wells, and steady-state conditions. The following parameters are required (in this order the program prompts for input):

R = distance from pumped well

m = aquifer thickness

$P_v$  = vertical permeability of aquifer

$P_h$  = horizontal permeability of aquifer

- L = penetration length (length of penetration of pumping well from the top of aquifer)
- D = distance to screen (vertical distance from the top of aquifer to top of screen)
- Y = observation well length

A sketch of definitions for parameters is shown in Fig. 4.9.

The program returns several ratios (R/m, L/m, D/m, Y/m), and a well function which, when multiplied by the value of  $0.16 \cdot Q/T$ , returns the value of drawdown under steady-state conditions.

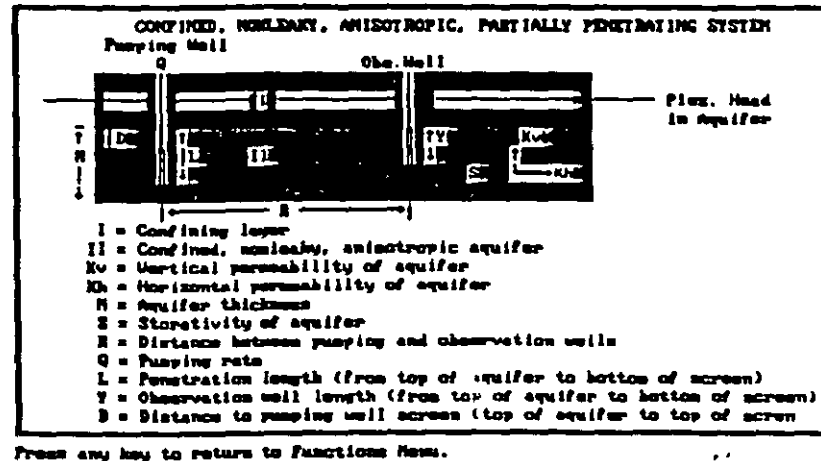


Fig. 4.9

#### 4.3.4. $K_0(r/B)$

You select this function by typing the letter K from the WELL FUNCTIONS menu. When discharge from a well (aquifer) is balanced by leakage in the case of a leaky aquifer and water levels stabilize at permanent stages, a steady state is reached. The solution for drawdown under such conditions is described by the following equation:

$$s = [Q/6.28 T] \times K_0[r/b]$$

where  $K_0(r/B)$  is the modified Bessel function of second kind and zero order. This function is frequently used in leaky aquifer theory. This is also a tabulated function, but in this program the input parameter is not the argument of the function,  $r/B$ , but a value calculated from hydrogeological and pumping information.

You will be prompted to provide the values of vertical permeability and thickness of semiconfining layer through which the leakage takes place. The storage coefficient is of no importance under steady-state conditions because the entire yield of the well is derived from leakage only. For example, when

$$\begin{aligned} r &= 100 \text{ m} \\ P &= 0.1 \text{ m/day} \\ m &= 5 \text{ m} \\ T &= 1000 \text{ m}^2/\text{day} \end{aligned}$$

$r/B$  shall be 0.4472, and  $K_0(r/B)$  1.0182. The "book" value for  $K_0(r/B)$ , when  $r/B=0.45$ , is 1.0129.

In this case, if the well is pumped at 2000  $\text{m}^3/\text{day}$ , the steady-state drawdown will be equal to 0.32 m.

#### 4.3.5. $I_0(r/B)$

You select this function by typing the letter I from the WELL FUNCTIONS menu. This is the zero-order Bessel function of the first kind. It appears in several equations describing unsteady-state radial flow in isotropic or anisotropic leaky artesian aquifers. The argument  $r/B$  is defined in the following way.

$$B^2 = T/P/m$$

where:

- T = transmissivity of aquifer
- P = coefficient of permeability of aquitard (semiconfining layer)
- m = thickness of aquitard
- r = effective radius of well, or distance to observation well

#### 4.3.6. Error and Complementary Error Functions

You select these functions by typing the letter E from the WELL FUNCTIONS menu. The error function,  $\text{erf}(x)$ , and its complementary function,  $\text{erfc}(x)$ , frequently appear in ground water hydraulics. They are defined in the following way:

$$\text{erf}(x) = 1 - \text{erfc}(x) = 1.1283778 \times \int_0^x \{\exp(-y^2) dy\}$$

The program prompts for only the value of  $x$  and returns the values of error function and complementary error function for  $x$ . The error function is used, e.g., in calculating unsteady-state radial flow in isotropic leaky artesian aquifer with fully penetrating wells with water released from storage in aquitard.

### 4.4. Pumping Tests

The pumping tests program offers several subprograms for testing well performance and/or measuring pumping discharge during a pumping test. In addition, one subprogram makes possible the determination of aquifer parameters (transmissivity and storage coefficient) if three or more observation wells are available.

The following menu appears when you select letter P (pump test) (Fig. 4.3):

- S=Step-Drawdown
- R=Radius/Depression
- Q=Discharge Orifice Weir
- F=Discharge Flowing Well
- I= S=f(r)
- T=Step-Drawdown  $C_1, C_2, P$
- ESC=Exit M/Menu

**Step-Drawdown Test.** Since this is a test of productivity of a well, it is often called well-production test. This is a variable-rate well-production test. Well is pumped at a constant rate for a certain period of time (between one and 24 hours) and drawdown is recorded at the end of the pumping step. Pumping rate is then changed, normally increased, and well is pumped for the same period of time. Water level is measured and drawdown calculated. The same procedure is repeated with different pumping rates one or more times (minimum 3 steps). It is understood that each step must be of the same duration as the others.

According to classical theory, the total drawdown in a production well has two major components: the drawdown  $s_a$  (aquifer loss) due to laminar flow of water through the aquifer toward the well and  $s_w$  (well loss) due to the turbulent flow of water through the screen or well face and inside the casing to the pump intake. Other components, such as additional drawdown due to the partial penetration of an aquifer, or the drawdown due to barrier boundaries of the aquifer or the build-up due to recharge boundaries of the aquifer, are normally contained within the aquifer loss.

According to Jacob (1946), well loss may be represented approximately by the following equation

$$s_w = C_2 Q^2$$

where

- $s_w$  = well loss, [L]
- $C_2$  = well-loss constant, [ $T^2/L^5$ ]
- $Q$  = discharge, [ $L^3/T$ ]

Aquifer loss,  $s_a$ , is linearly proportional to pumping rate, i.e.

$$s_a = C_1 Q$$

Thus the equation of total loss during pumping may be written as

$$s = C_1 Q + C_2 Q^2$$

When a well is pumped with three or more steps, the computer subprogram makes it possible to estimate the values of coefficients  $C_1$  and  $C_2$ .

You are prompted to input the values of drawdowns and pumping rates for each step. The minimum required number of steps is three and the maximum is five. (In most cases, three is the actual number of pumping steps.)

After all pairs of values are input (Fig. 4.10), the screen displays the values of coefficients for aquifer loss ( $C_1$ ) and well loss ( $C_2$ ). On the second screen, which is shown after any key is pressed, there will be a table showing

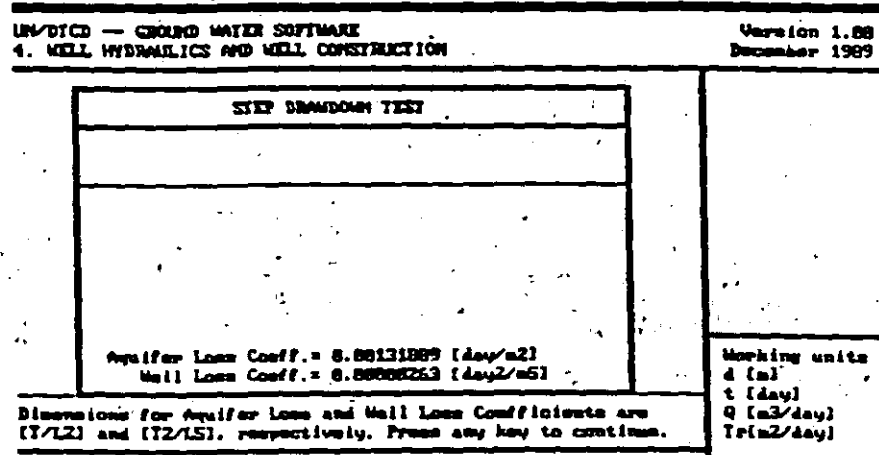


Fig. 4.10

actual drawdowns for each step, plus aquifer loss and well loss for particular step. In addition, well efficiency will be calculated and displayed for each step (Fig. 4.11). Well efficiency, in this case, is defined as the ratio of aquifer loss to measured drawdown. This is equivalent to saying that aquifer loss is unavoidable but all well losses could have been avoided provided that the well had been correctly constructed (large enough casing diameter, below-critical entrance velocity, proper gravel pack, proper development, pumping rate commensurate with well construction and aquifer potential, etc.).

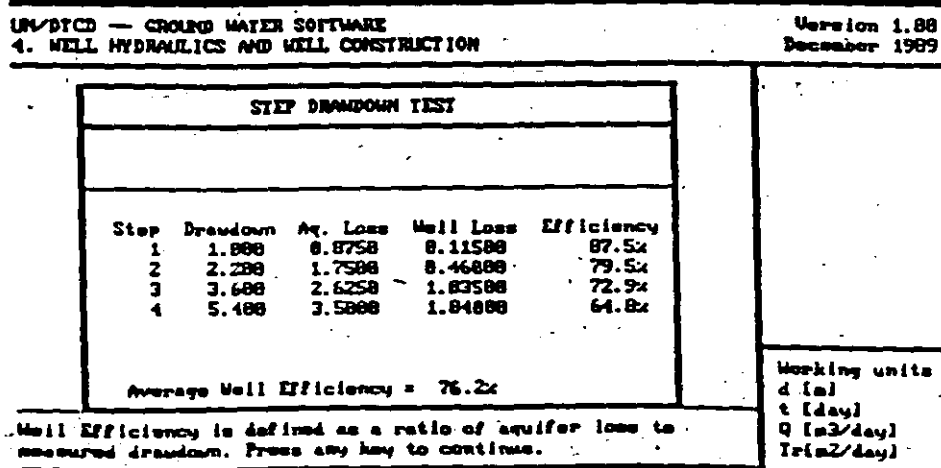


Fig. 4.11

NOTE: In this program you may select any units. The flow will be displayed in selected units for discharge.

**Distance-Drawdown Method for Calculating Aquifer Parameters.** When Jacob's approximate solution to Theis nonequilibrium formula is solved for drawdown as a function of distance, for a fixed time, the following is obtained:

$$s = [(0.183Q)/T] \times \log(2.25Tt/S) - (0.366Q/T) \times \log r$$

where

- s = drawdown at a distance r
- Q = constant pumping discharge
- T = aquifer transmissivity
- t = time of pumping
- S = storage coefficient
- r = distance from pumped well

Since this is an equation of straight line in the "s" - "log r" system, one may calculate aquifer parameters T and S if three or more observation wells are available during the pumping test. It is a standard routine in aquifer evaluation tests to plot drawdowns on a semilog paper, with drawdowns on arithmetic scale and distances on logarithmic scale. The straight line equation becomes equal to

$$s = A_0 + A_1 \log r$$

Transmissivity is calculated from the slope (coefficient  $A_1$ ) of the straight line "delta s" (change of drawdown between any two points one log cycle apart)

$$T = 0.366Q / \Delta s$$

and storage coefficient from the coefficient  $A_0$  and known T,

$$S = 2.25 T t \times \exp(-12.56 A_0 T / Q)$$

**Example:**

From Walton's book (1972, p.284, problem 4.2)

Distance from production well ft	Drawdown ft
100	8.40
1,000	5.65
10,000	2.84

When these three pairs are input as prompted by the program, the following values are obtained:

$$T = 94,784.39 \text{ gpd/ft}$$

$$S = 0.000527$$

and the fit between measured and calculated drawdowns is displayed:

Well	Meas. drawdown (ft)	Calc. drawdown (ft)
1	8.40	8.41
2	5.65	5.63
3	2.84	2.85

The results in Walton's book are:  $T=93,000 \text{ gpd/ft}$ ;  $S=0.0006$ .

**Step-Drawdown Test with Well Loss Proportional to "n" Power of Q.** This program differs from Step-Drawdown part of the program (letter S) in the following way. The first program assumes that aquifer loss is linearly proportional to pumping rate, while well loss is proportional to Q raised to second power. This part of the program is in line with Rorabaugh's (1953) finding, according to which n is not fixed to 2, but varies according to aquifer and well situation from less than 2 to 3.5. Values of n less than 2 may occur if Q is relatively low and full turbulence has not yet developed in the entire well-entry flow. For very low values of Q, the flow may even be laminar throughout the system, in which case the well loss coefficient will be zero. To conclude, the basic formula for well drawdown is

$$s = A Q + B Q^n$$



The computer program prompts you for three or more pairs of drawdown – discharge values. After all values are input, the aquifer and well loss coefficients are displayed, together with the power of the Q term. The measured drawdowns are compared with computed drawdowns, and the average well efficiency is displayed. Efficiency is defined as the ratio of aquifer drawdown to total drawdown, "declaring" all well losses as inefficient and unnecessary.

Example.

From Bouwer (1978) book "Groundwater Hydrology" (Fig. 4.13):

Q(m <sup>3</sup> /day)	1000	2000	4000
s(m)	4.56	10.74	29.48

graphical calculation produced the following values:

$$n = 2.3 \quad A = 0.004 \quad B = 7 \times 10^{-8}$$

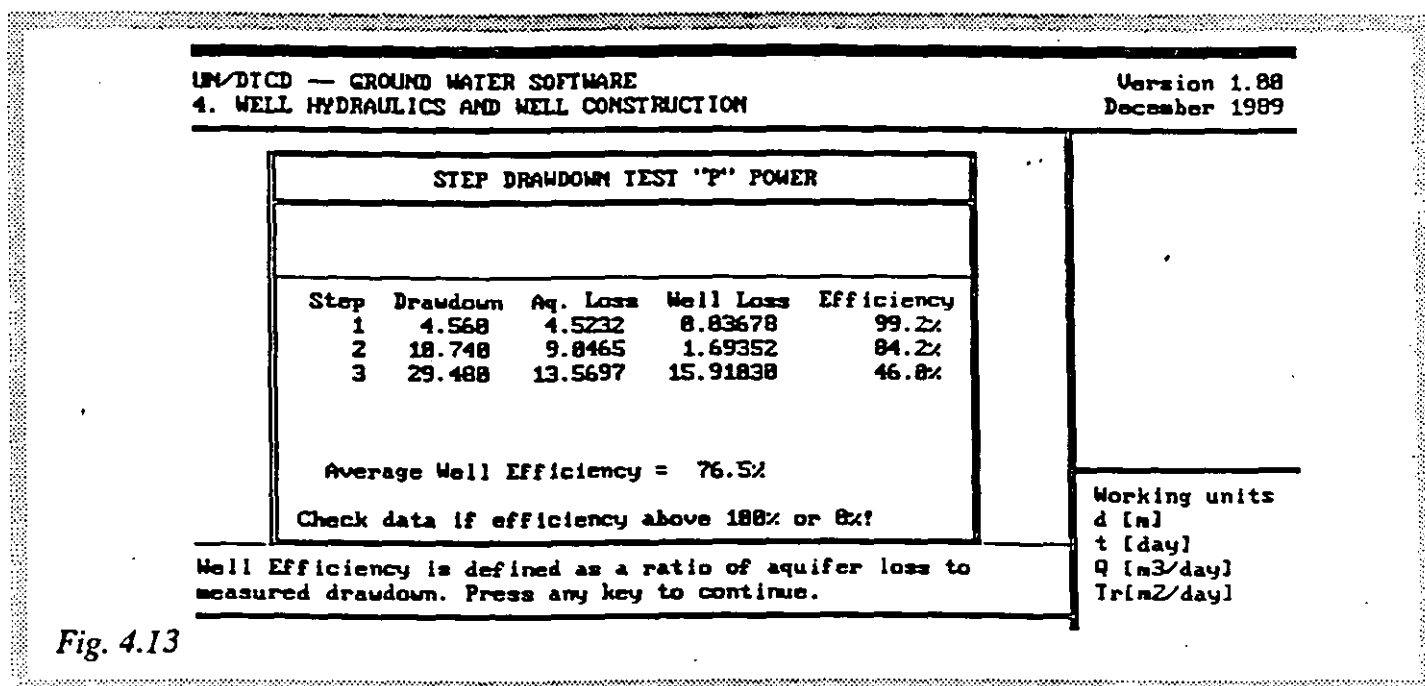
The program calculates the following:

$$n = 2.3$$

$$A = 0.004$$

$$B = 6.76 \times 10^{-8}$$

and an average well efficiency of 76.5%. Thus average well loss component is about 23.5% of the drawdown.



The step-drawdown test gives information regarding the relation between pumping rate and drawdown of a given well. This is important in selecting the optimum pump and depth of pumping. The test also shows how much head loss occurs in the aquifer, and how much in and around the well. Excessive well losses indicate poor design and construction, poor development of the well, or deterioration of the screen.

## 4.5. Well Construction

**General.** This portion of the program deals with several subprograms that help to select proper casing diameter, proper screen length, to evaluate whether the screen entrance velocity is eventually above a critical velocity, etc.

The following menu appears after you type the letter C from the main menu (Fig. 4.4):

D=Casing Dia  
S=Screen Length  
L=Entrance Velocity  
ESC=Return to M/Menu

**Casing Diameter.** The program relates the design pumping rate of the well with optimum casing diameter. The diameter of the production-well casing should be two nominal sizes larger than the bowl size of the pump to prevent the pump shaft from binding, to reduce head losses, and to allow measurement of water levels in the well. The casing diameter may be reduced below the maximum anticipated pump setting depth. Suggested casing diameters for various pumping rates are calculated by this subprogram according to recommendations in Walton (1972, p.299).

The program prompts for only one parameter, the pumping rate of the well (Fig. 4.14). When this is answered, the optimum (recommended) casing diameter is displayed in inches. (This is one of rare routines in this package in which the result is in inches no matter what is the unit for length.)

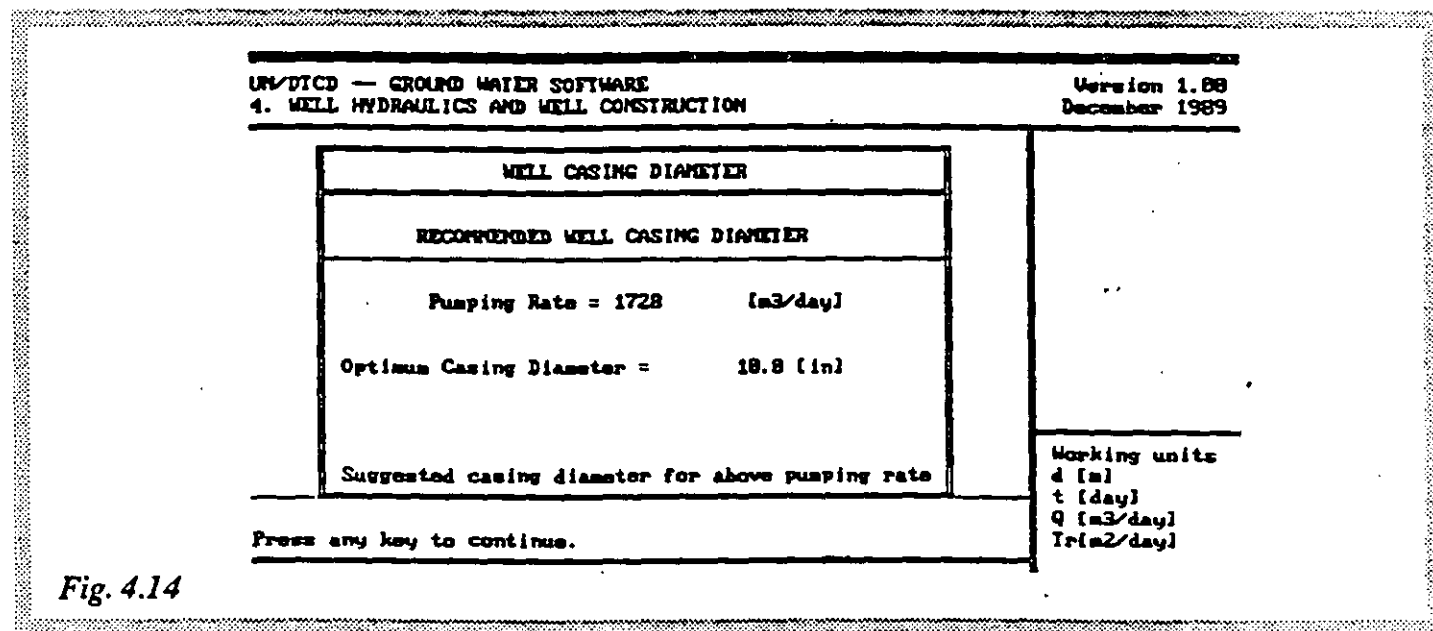


Fig. 4.14

Examples:

Pumping rate	Casing diameter
1728 m <sup>3</sup> /day	10 in.
3000 gpm	24 in.
35 l/sec	12 in.

The open area of a screen increases with the diameter of the screen. Thus selection of the production-well diameter may depend upon the desired open area rather than the probable pump required. Yet, the result of this program may be a first step in selecting the correct casing diameter.

**Screen Length.** The recommended screen length is a function of entrance velocities into the well. The screen length as calculated in this program is based in part on the effective open area of a screen and an optimum (critical) screen entrance velocity. If the length of a screen is less than recommended, implying higher entrance velocities than permitted, there will be a possibility of clogging screen openings by migration of finer particles from aquifer toward the screen. This process, and critical screen entrance velocity, depend largely on the type of aquifer material, which is reflected in aquifer permeability. Thus the input to the program consists of two components: (a) open screen area, (b) selected critical (optimum) entrance velocity. The first may be known for a particular screen, or it may be calculated from another subprogram in this package (section L - entrance velocity) in which the parameters are screen diameter, percentage of open area of the screen, and screen

length. If "1" is selected for the screen length, with known screen diameter and percentage of open area, the screen open shall be calculated and displayed per one unit length of the screen (e.g. m<sup>2</sup>/m). This value can then be used in the "S" portion of the program to calculate a recommended optimum screen length.

The second input parameter, optimum (critical) screen entrance velocity, as a function of aquifer permeability, is displayed on the screen suggesting to you which value to choose.

Example: From program "L" - screen diameter = 0.2 m (8 in.)  
 screen length = 1 m  
 open area = 11%

Result: Open screen area = 0.069 m<sup>2</sup>/m  
 In program "S" - open screen area = 0.069 m<sup>2</sup>/m  
 entrance velocity = 2600 m/day (this is a value for K=80 m/day - coarse sand)  
 well discharge = 1728 m<sup>3</sup>/day, or 20 l/sec.

Result: Screen Length = 9.63 m

Another example is shown in Figures 4.15 and 4.16.

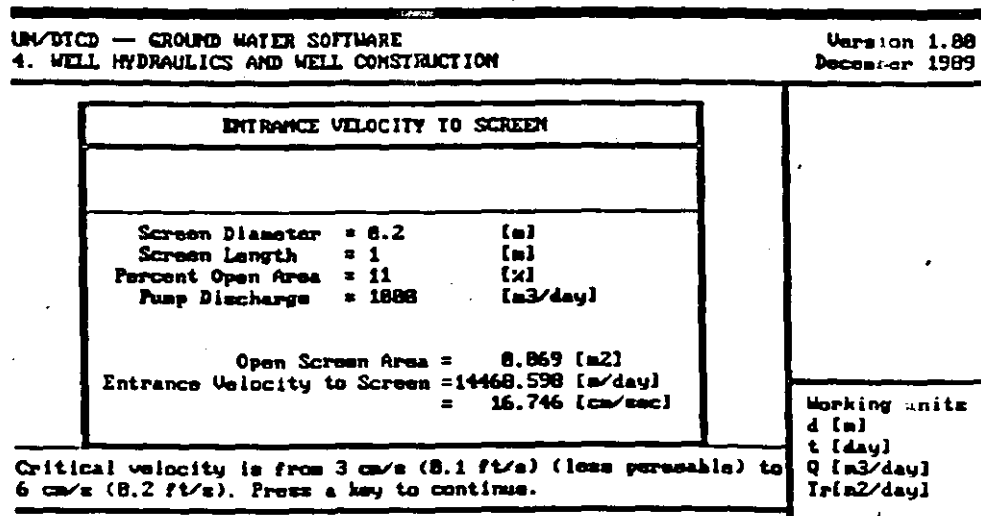


Fig. 4.15

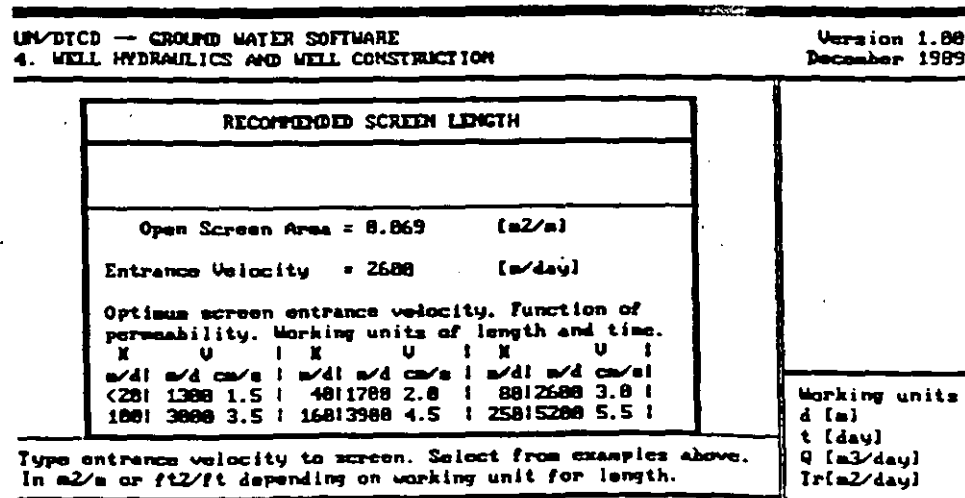


Fig. 4.16

The relationship between optimum screen entrance velocity and the coefficient of permeability of the aquifer which is used in this program, applies mostly to naturally gravel-packed wells. The same procedure is followed in selecting the optimum screen length for an artificially packed production well except that the average of the permeabilities of the aquifer and pack is used to determine the optimum entrance velocity.

**Entrance Velocity.** This program calculates the actual entrance velocity to the screen as a function of pumping rate, screen diameter, length and percentage of openings. It involves simple arithmetics. Input parameters are:

screen diameter  
screen length  
percentage of open screen area

The result is the entrance velocity to screen in several units. For comparison, at the message line a comment is displayed suggesting critical permissible entrance velocities as a range from 3 cm/sec to 6 cm/sec depending on aquifer permeability.

**Example (Fig. 4.17):**

Screen diameter = 0.2 m (8 in.)  
Screen length = 6 m  
% Open area = 11%  
Well discharge = 2000 m<sup>3</sup>/day

**Results:**

Open screen area = 0.415 m<sup>2</sup>  
Entrance velocity = 4822 m/day  
= 5.582 cm/sec

The message at the bottom line suggests that the critical entrance velocity for less permeable medium could be about 3 cm/sec and for more permeable medium up to 6 cm/sec. In this case the decision whether the entrance velocity is above or not the recommended maximum entrance velocity will depend on the permeability of the aquifer.

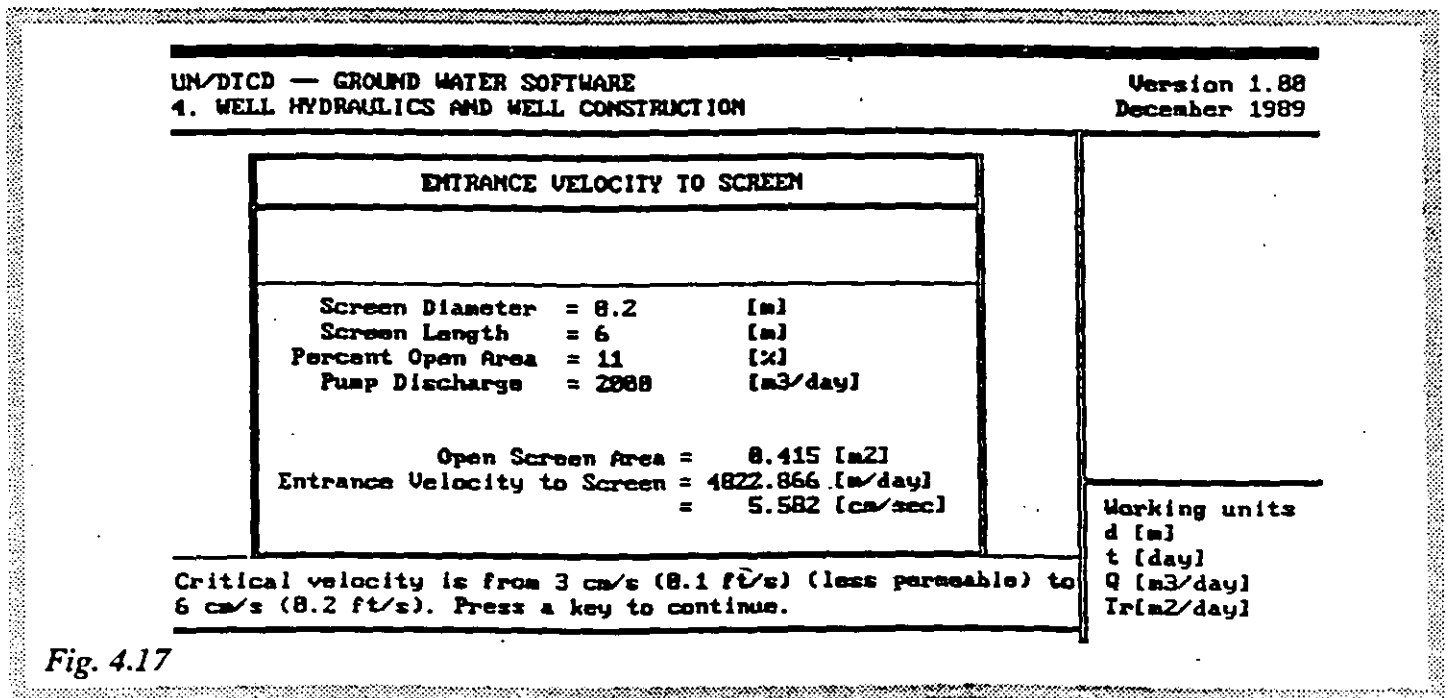


Fig. 4.17

### References

- Walton, W.C., 1972. *Groundwater Resource Evaluation*, International Student Edition, McGraw-Hill Kogakusha, Ltd.
- DeWiest, R.J.M., 1965. *Geohydrology*, John Wiley & Sons, Inc., New York
- Jacob, C.E., 1946. *Radial Flow in a Leaky Artesian Aquifer*, Trans. Am. Geophys. Union, vol.27, no.2.
- Wenzel, L.K., 1942. *Methods of Determining Permeability of Waterbearing Materials, with Special Reference to Discharging-well Methods*, U.S. Geol. Surv. Water Supply Paper 887.
- Rorabaugh, M.I., 1953. *Graphical and theoretical analysis of step-drawdown test of artesian well*. Proc. Am. Soc. Civ. Eng. 79, separate no. 362, 23 pp.
- Johnson Division, UOP Co., 1972. *Ground Water and Wells*.
- Bouwer, H., 1978. *Groundwater Hydrology*, McGraw-Hill Book Co.

# Hydrographs

## 5.1. General

---

This program allows you to create, edit, update a ground water level data base, and to display hydrographs on the screen, print or plot them.

In order to run the GW5 program you must copy the following files to the GW directory: UN5.WND, UN5.CMN, UN5.MST, and GW5.EXE. The minimum memory required for running the program is about 400 KB. In order to view hydrographs on the screen and/or to print them, you will need at least 550 Kbytes of memory. A video display adapter is required for viewing hydrographs on the screen; a dot-matrix printer with graphics capabilities is required for printing and a HPGL-compatible plotter for plotting hydrographs. The four mandatory files take up about 355,000 bytes of the disk.

### Program Features

- (a) You can input irregularly observed water levels. The program will find the correct time of observations on the time scale. You determine the interval for connecting the points on the hydrograph.
- (b) You can input data either as water levels in absolute elevations (above mean sea level) or as depths from a certain measuring point. Hydrographs are always displayed with double scale: depth to water on the left, absolute elevation on the right.
- (c) Regardless of the time interval used in a ground water level data base, you can select the time interval to display, print or plot.
- (d) One data base can contain a maximum 500 observation wells, and each well may have up to 500 water levels (depths).
- (e) The program automatically determines the time and level scales to fill one screen with the graph.
- (f) The data input is twofold: (1) from an ASCII file prepared either by a word processor with Nondocument or ASCII option, (2) directly from the program.
- (g) When the data are input interactively from the program, the input must be year by year. This means that you should select the time interval for the starting year, type in the data for that year, change the time interval to the next year and type in the data for that year, etc. In a similar way you may edit the data, year after year.

Water levels and/or depths must be input in a time-sorted order. The program will notice and display a message to the effect that some values are not sorted.

## 5.2. Running the Program

---

After you select this program module from the main program menu, and press RETURN, the opening screen is displayed and you are prompted for the file name of the ground water level data base, as shown in Fig. 5.1.

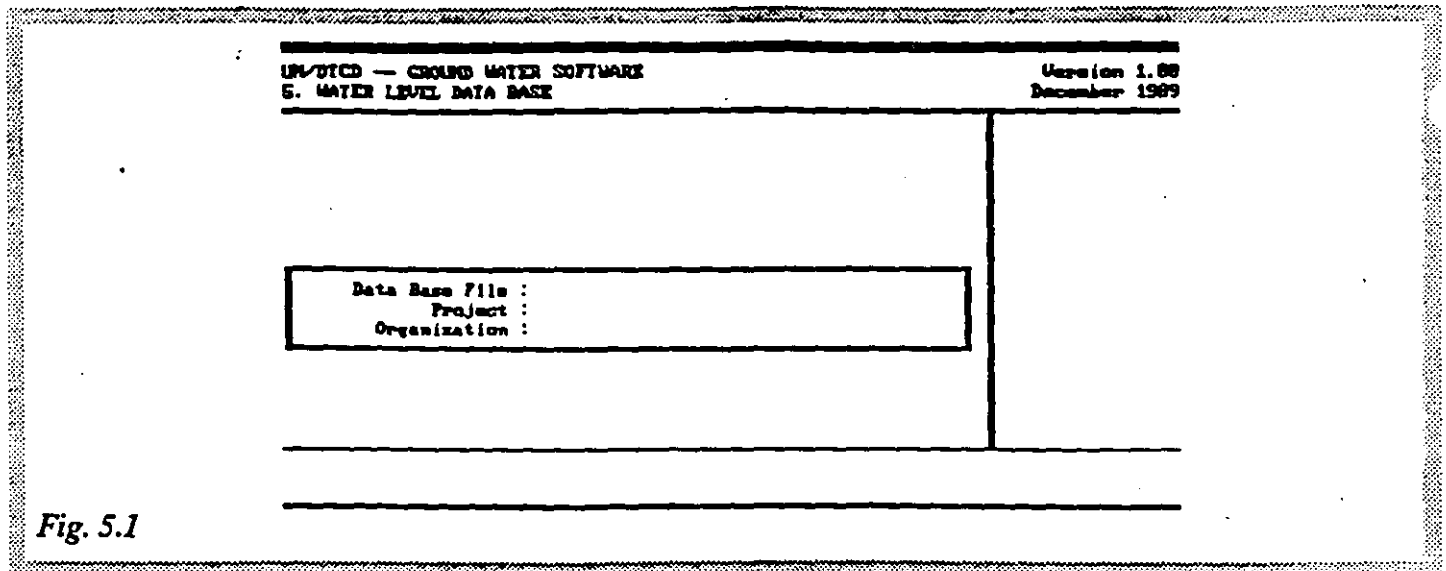


Fig. 5.1

You are prompted to supply the name of the data base (standard DOS file name, without extension). If the file with such a name exists (or, has been created before) the program will fill in the other two fields (Project and Organization). These two fields are used only for labeling the printout. If this is your first attempt to create a data base, such a data base file name shall not exist and the program will display a message:

This file does not exist.

Press C to create new file or Esc to exit.

Press C. The first line will display the file name (data base name) which you have just typed, and the cursor shall be on the second line: Project. You may type anything you want, or skip by pressing RETURN. Press RETURN anyway whether you typed something or not. The cursor moves to the third line: Organization. Enter a value and press RETURN. After you press RETURN, if this is your first attempt to create a data base, the screen will prompt you for units for distance, followed by the "Working Time Interval" prompt, as in Fig. 5.2.

The preprogrammed default unit for distance (depth, elevation, altitude) is meter, but you may select either meter, foot, or define your own unit. The idea of defining the working time interval is to have the possibility of creating a large data base, with water levels input over a long period of time. However, when it comes to editing, analyzing, displaying, or printing hydrographs, you may reduce the interval by assigning a shorter period of time, the one that you may have interest in.

The program has several logical controls built in. E.g., the program will notice that you have not specified the month or date. In the case of a wrong input the message will warn you that "month must be between 1 and 12". Likewise, you cannot specify the ending date earlier than the starting date. Since both "Units for Distance" and "Working Time Interval" exist as functions on the Main Menu, you may change either at any time. However, care should be exercised in selecting the time interval. Most of errors are due to improper working time interval.

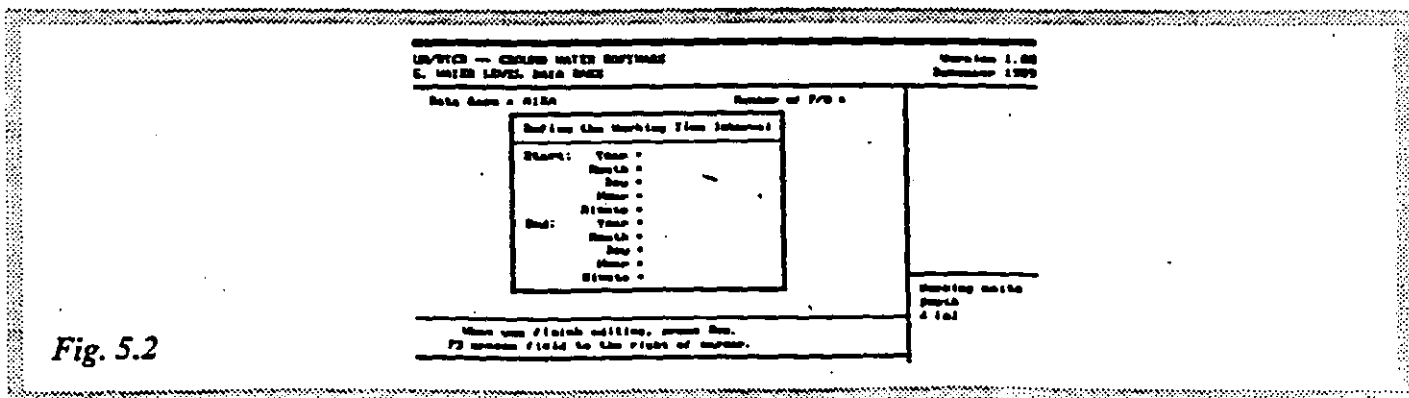


Fig. 5.2

**Main Menu.** The main menu, shown in Fig. 5.3, contains the following functions:

- U = Define Units
- D = Data Input, Edit, etc.
- A = Data Analysis
- T = Working Time Interval
- ! = Change Depth (-) Altitude
- X = Exit to DOS

UN/DTCD -- GROUND WATER SOFTWARE		Version 1.88
S. WATER LEVEL DATA BASE		December 1989
Data Base = NEPAL		Number of P/W = 2
Identification	Description	FUNCTIONS :
LUNBIN11	Obs. Well 1	U=Define Units
Pitpur	Observation Well Pitpur	D=Data Input, Edit etc.
		A=Data Analysis
		T=Working Time Interval
		!=Change Depth(-)Alt.
		X=Exit
		Marking units Depth d (m)
Press U,D,A or T to select a function group.		

Fig. 5.3

Notice also the message in the lower right corner:

Working Units  
Depth  
d (m)

indicating that the data base contains levels in the form of depth (from a measuring point), and that the unit for length is meters.

The message line at the bottom contains the instruction: Press U,D,A, or T to select a function group.

In preparing a new data base, you should first type the letter U to define your default units. You should select meters or feet as units for length, select a time interval large enough to accommodate all presently available data, and change "altitude" for "depth" if levels are already expressed in absolute elevations above the mean sea level. Then go to option D to input data.

### 5.3. Data Input

After you type the letter D, the menu shown in Fig. 5.4 will appear. The following functions are available:

- I - for input from an ASCII file
- O - for output to an ASCII file
- N - for new data input from keyboard
- E - for editing data
- A - for data analysis (display and printout of hydrographs)
- D - for deleting data
- Esc - to return to Main Menu



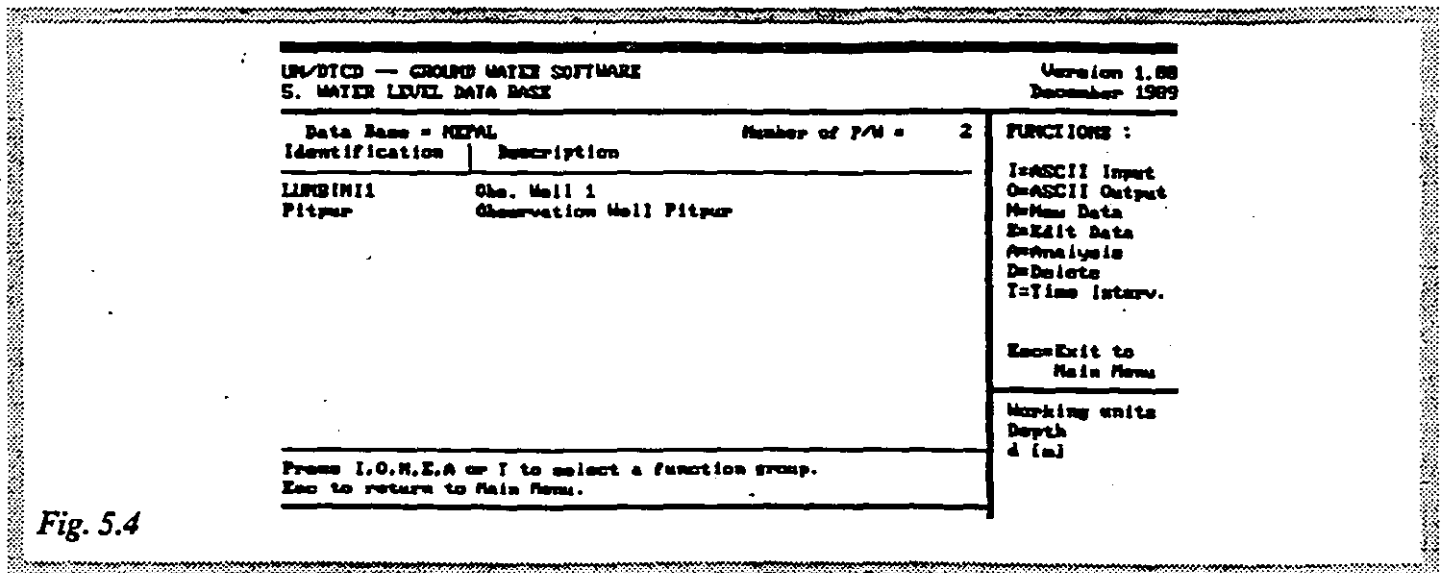


Fig. 5.4

- Option I is used when data are to be read from an existing ASCII data file. The file could have been created either with a word processor (WordStar, Word, WordPerfect, Personal Editor, etc.) or from this program using the option N.
- Option O is used when the data that have been created from the program (option N) or edited (option E) are to be stored in a separate ASCII file.
- Option N is used for interactive input of new data and creation of a data file.
- Option E is used for editing existing data, or for extending the period of record.
- Option A is used for displaying the graphs, or their printing.
- Option D is used for deleting one or more data files (individual wells).
- Option T is used to modify the time interval. It is very important because depending on the time interval selected the data will be displayed and available for editing. For example if a wrong time interval is selected the data may not be "visible" and corrections or extension of data will be impossible.

Pressing Esc will return you to one menu backward, i.e. to main menu.

*Input from an ASCII Data File.* To input data from an ASCII file, type the letter I and answer the program's prompt for a file name. You may have created the file with a word processor in which case the file should have the following format and appearance:

- line 1: file name
- line 2: description of observation well, any character
- line 3: description of aquifer (e.g. Quaternary, dolomite, Ogallala)
- line 4: x, y coordinates, land surface and measuring point elevations, format 4F10.0
- line 5: the starting year, typed with four digits in columns 1 through 4
- line 6: the starting month, typed with one or two digits in columns 1 and 2 (if the month is one from January through September the one-digit value is typed in the column 2)
- line 7: day, hour, minute, and the level or depth, in the format I2,2I3,F10.0
- line 8: continue input in the same month
- line 9: same as above.....

When one month is terminated the next line contains only one "\*" character typed in the column 1. The next month follows same as in line 5. The year is terminated with two "\*" characters. The entire data file is terminated with three "\*" characters. An example is shown on the next page.

Pitpur			line 1
Observation Well Pitpur			line 2
Quaternary			line 3
1000 1000 0.00 0.00			line 4
1987			line 5
5			line 6
1 12 0	-1.77		line 7
.			line 8
6			line 9
1 12 0	-0.46		line 10
.			line 11
7			line 12
1 12 0	1.21		line 13
.			line 14
8			line 15
1 12 0	1.28		line 16
.			line 17
9			line 18
1 12 0	1.36		line 19
.			line 20
10			line 21
1 12 0	1.03		line 22
.			line 23
11			line 24
1 12 0	1.70		line 25
.			line 26
12			line 27
1 12 0	1.54		line 28
.			line 29
**			line 30
1988			line 31
1			line 32
1 12 0	0.04		line 33
.			line 34
2			line 35
1 12 0	-1.84		line 36
.			line 37
3			line 38
1 12 0	-3.15		line 39
.			line 40
4			line 41
1 12 0	-5.00		line 42
.			line 43
5			line 44
1 12 0	-2.80		line 45
.			line 46
**			line 47
***			line 48

Immediately after you enter the data file name and press RETURN, the first line on the screen shows Number of P/W = 1. The letters P and W stand for "piezometer" and "well", respectively. Also on the same line the name of the data base is shown.

Important instructions: (a) Each month must terminate with one star; (b) each year must terminate with two stars; (c) data file must terminate with three stars; (d) press RETURN after the last entry (three stars).

of the symbol next to the depth, e.g. CLAY, the program will use the default description (Clay). If you type something else, the program will reproduce this "something else". Thus, next to CLAY symbol the following can be typed: Clay hard with some silt and sand.

### 6.2.3: File with Codes for Permeable Units, GW6.STM

One more file must reside in the \GW directory. This is the file which contains the codes for permeable units or members. It is used in several application routines: (a) for displaying permeable units in blue, and all other units (interpreted as impermeable) as yellow, in well logs and Lithological cross sections; (b) for creating a table with percentages of permeable versus impermeable layers in each and all wells in the data base. The current GW6.STM file looks as follows:

```
SAND
SANDV
SANDF
SANDM
SANDC
SCWG
GRAVEL
GRAVELF
GRAVELC
GWS
SRGRAV
```

### 6.2.4. New File-Creating File, GW6CF.EXE

This file must reside in the \GW directory. It is needed only if and when you want to add new files to the data base.

### 6.2.5. Digitizing Coordinates File, DIGXSC.EXE

This file, which must also reside in the \GW directory, is needed for digitizing the wells' coordinates, displaying a map with wells, and supporting the mouse-defined cross section lines. Without this file, you may specify the beginning and end coordinates of a cross-section line manually, without using a mouse.

## 6.3. Running the Program

Copy the files GW6.EXE, UN6.MST, UN6.CMN, UN6.WND, GW6.DLT, GW6.STM, GW6CF.EXE, DIGXSC.EXE into the \GW directory. Create a subdirectory, say GW6, and copy the GW6.GEN file plus all \*.LTH files into that subdirectory. Log into the GW6 subdirectory (*the one in which is your GW6.GEN file!*). Type GW to start the whole package, or GW6 to start only the lithology program.

After you select the module "6. Well Lithology" press RETURN. The next screen displays two lines with Project and Organization identification, Fig. 6.1. This information is read from your GW6.GEN file. If there is any error you will see either a message "Please, edit file GW6.GEN first, then call again." or "Text editor given in \GW\GW6.GEN does not exist. Prepare \GW\GW6.GEN and call again." The first message appears if you do not have any GW6.GEN file in your currently logged directory. The second message is displayed if the path to the text editor is wrong or its executable file name is not complete, i.e. without extension. (The list of error messages is appended in Appendix B.)

If you do not see these messages, and the project name and organization appear on the screen, you may edit these two lines now or modify them by editing the GW6.GEN file. The changes you make shall be reflected

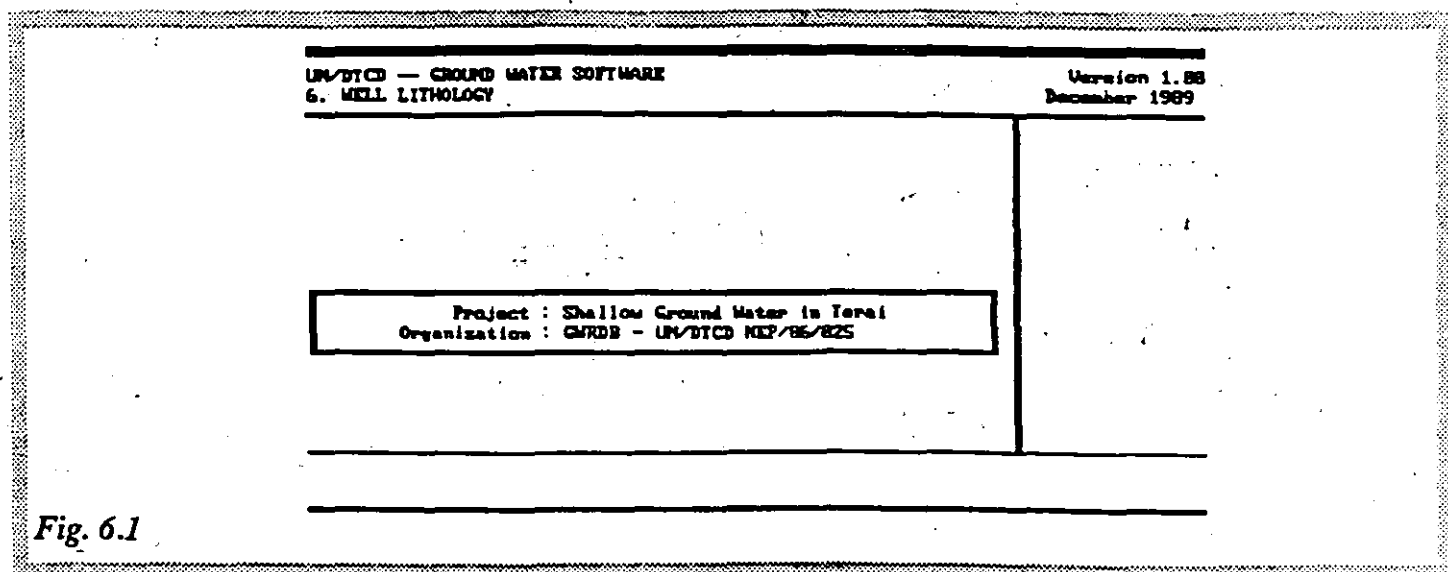


Fig. 6.1

not only in the headings of your printout (well logs, cross-sections) in the current run, but will also be copied to your GW6.GEN file.

Press RETURN twice. The main opening screen with the main menu will appear (Fig. 6.2). On the right side of the screen are shown various functions available in this program.

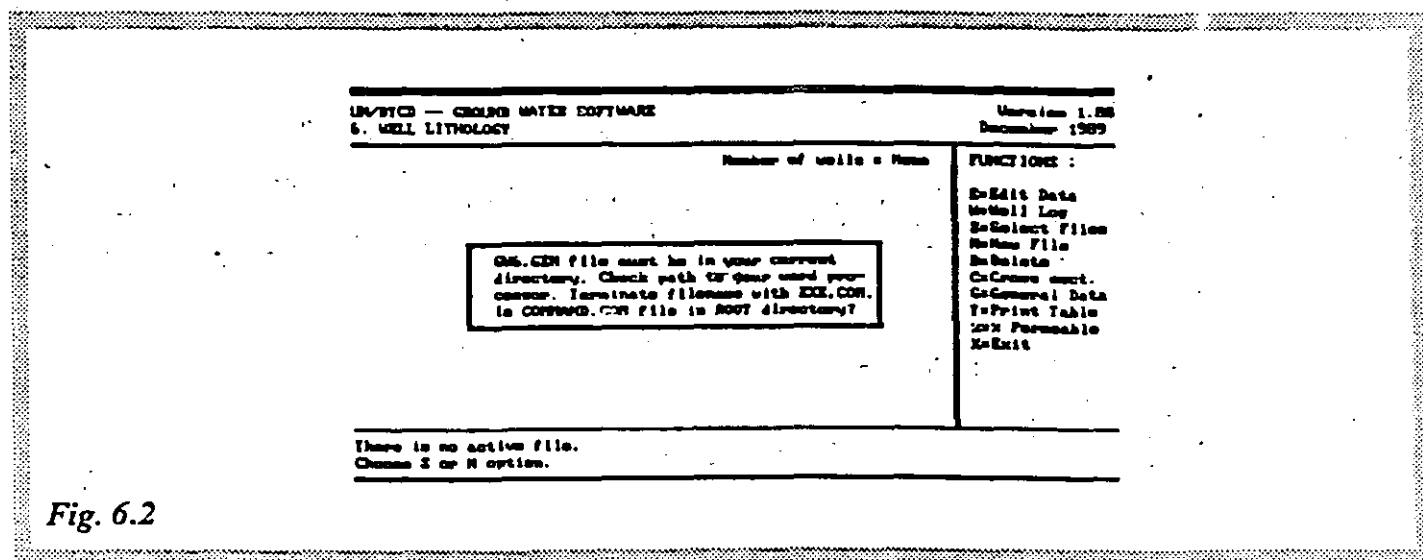


Fig. 6.2

#### E= Edit Data.

This is used for editing existing data files. You will normally first select one or more files, place the cursor on the name of the file that you wish to edit, and type the key E for editing. Then your selected screen editor will be activated (in this case Personal Editor) and the file contents are displayed automatically.

#### W= Well Log.

This function is used for displaying/printing/plotting a well log from the data file which is currently highlighted. In order for this to work properly, the printer driver in CONFIG.CNF must be correctly selected (9-pin or 24-pin printer) and its EXE file must be in the \GW directory (options: DVIRX120.EXE and/or DVILQ180.EXE, see Introduction). Likewise, a correctly selected screen driver must be present in the \GW directory (options: CGA, EGA, VGA, ATT, HGC, WYSE). You cannot plot the log unless you have the plotter driver in \GW directory. The plotter driver executable file is DVHPGLF.EXE for plotting through the COM1 serial port, and/or for creating an ASCII plot file to be used later, in edited form, when a plotter becomes available.

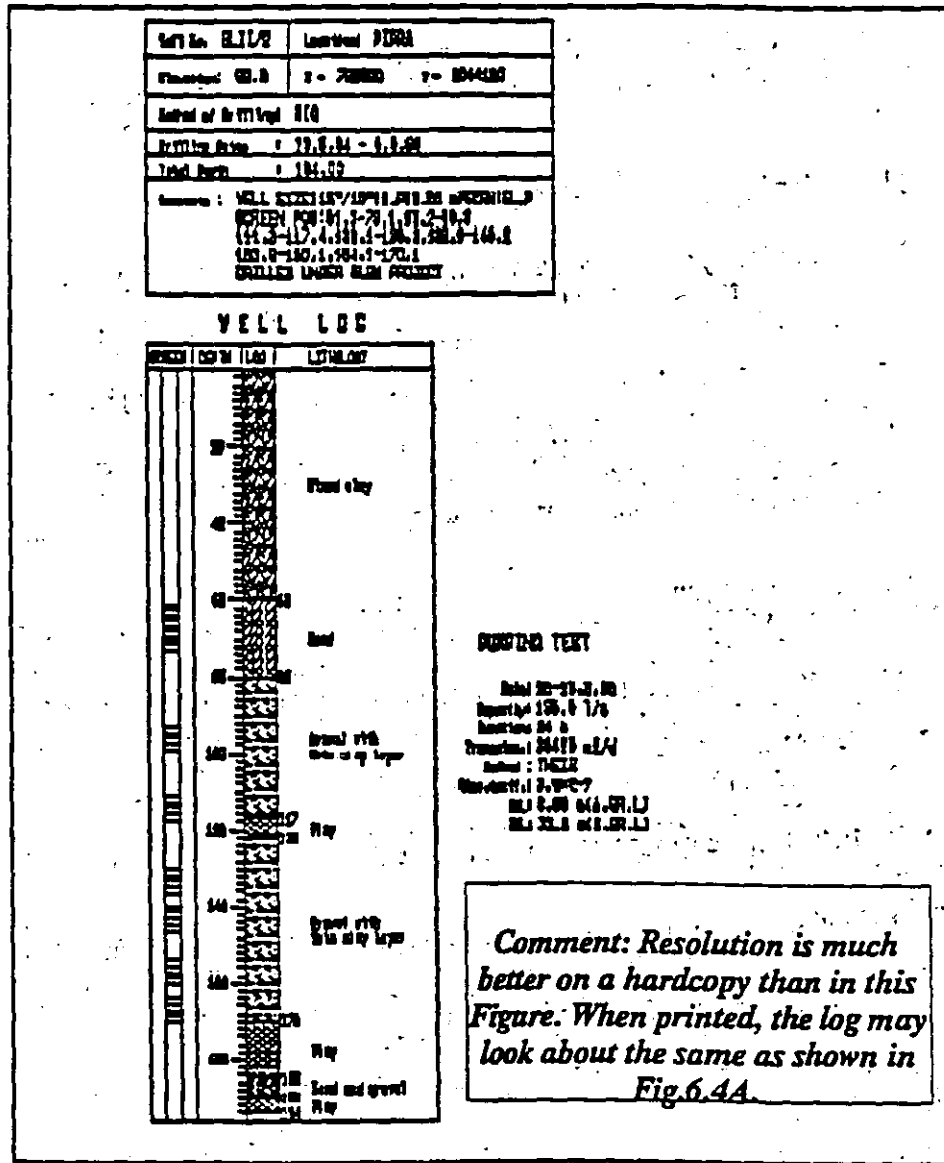


Fig.6.4

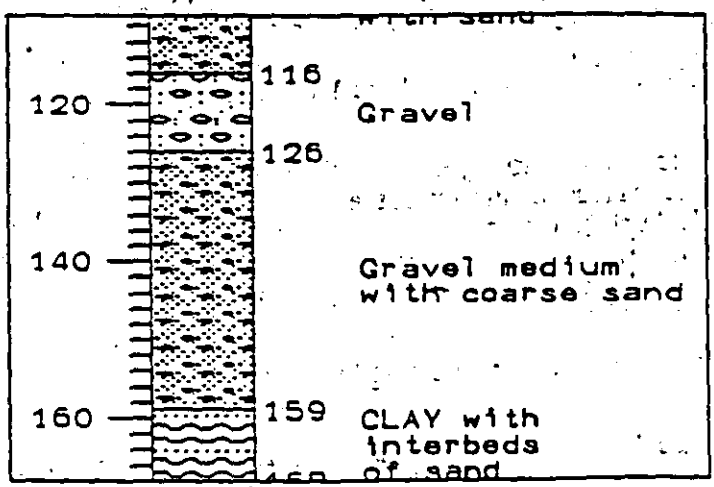


Fig. 6.4A

### 6.4.3. Display and Print Cross-Section

Select C for cross section. At the very beginning of this portion of the program you are asked the following: "Save well positions for plotting [Y/N]". If you answer Y (Yes), the program will use the DIGXSC.EXE file in \GW\GW6 to create a map of well locations in the actual coordinate system. Type Y. The following prompts follow. Answers are shown to the right.

Output file	Example
Plot well labels? [Y/N]	Y
Circle diameter (cm)	0.10
Cross height [cm]	0.0
Symbol color	4 (red)
Label height [cm]	0.1
Text color	6 (yellow)
Label x-offset [cm]	RETURN
Label y-offset [cm]	RETURN

When you select to plot well labels, you should supply the size (label height) and color of the label. The color numbers are the following: 0-black, 1-blue, 2-green, 3-blue/green, 4-red, 5-pink, 6-yellow, 7-white.

Label offset means the shift of writing labels with respect to the location of circles.

The program starts reading coordinates and elevations of all wells, and displays the message to that effect "Reading coordinates and elevations. ESC to stop." After all wells are checked for coordinates and elevations, provided that errors are not detected, the program prompts for the format of printout:

"What is the format of the paper you use?. Press 4 for A4, or 3 for A3, or [ENTER] for other format."

Type 4 and RETURN. Wait a little bit, while the program creates a map of well locations. The next prompt is for the cross-section title that will be displayed/printed "Enter cross-section title". Type "CROSS-SECTION II-II' RUPANDEHI DISTRICT", or skip the title by pressing ENTER.

The program now asks you to select the cross-section line. You may do it in two ways: (a) with a mouse, or (b) by supplying coordinates for the beginning and terminating points of the line. The prompt is as follows:

Do you want to digitize ending points? [Y/N]

If you answer Y, the map will be displayed with location of all wells in the data base. You will notice a cross which you can move with mouse to the beginning point of the cross-section line. Press the left mouse button at the beginning point. Move the mouse away. You will notice a "rubber-band". Press the left mouse button at the ending point of the cross-section line.

In this example you should answer N. The dialog between the program and you will be as follows:

"X-coordinate for STARTING point" -- Type 735000.

"X-coordinate for ENDING point" ----- Type 725000.

Note that program suggest the same number for ending point as for the initial point. This is for the case of north-south cross-section, in which both X coordinates are the same.

"Y-coordinate for STARTING point" ---- Type 3060000

"Y-coordinate for ENDING point" ---- Type 3040000.

After the program "learns" from you which cross-section line you want to make, either with a mouse or by typing the coordinates, there will be one more prompt:

Max. distance of cross section line

The number you supply is interpreted by the program as the spacing on either side of the cross-section line within which the wells will be used and projected onto the section line. Type 400. This means that all wells that are less than 400 m far from the cross-section line will be projected onto the line. Always press RETURN after each number. The program scans coordinates, elevations, and distance from the cross-section line, and displays selected wells on the right side of the screen, writes a message at the bottom "Confirm or edit minimum elevation", and shows in a rectangle in the middle of the screen the following (Fig. 6.5):

Horizontal Scale:	100000.0
Vertical Scale:	500.0
Cr. Sect. Length:	22360.7

Required "cm" H: 24.4  
 Required "cm" V: 53.0  
 A4 format (HxV): 26x15.5 cm; A3:36x22 cm

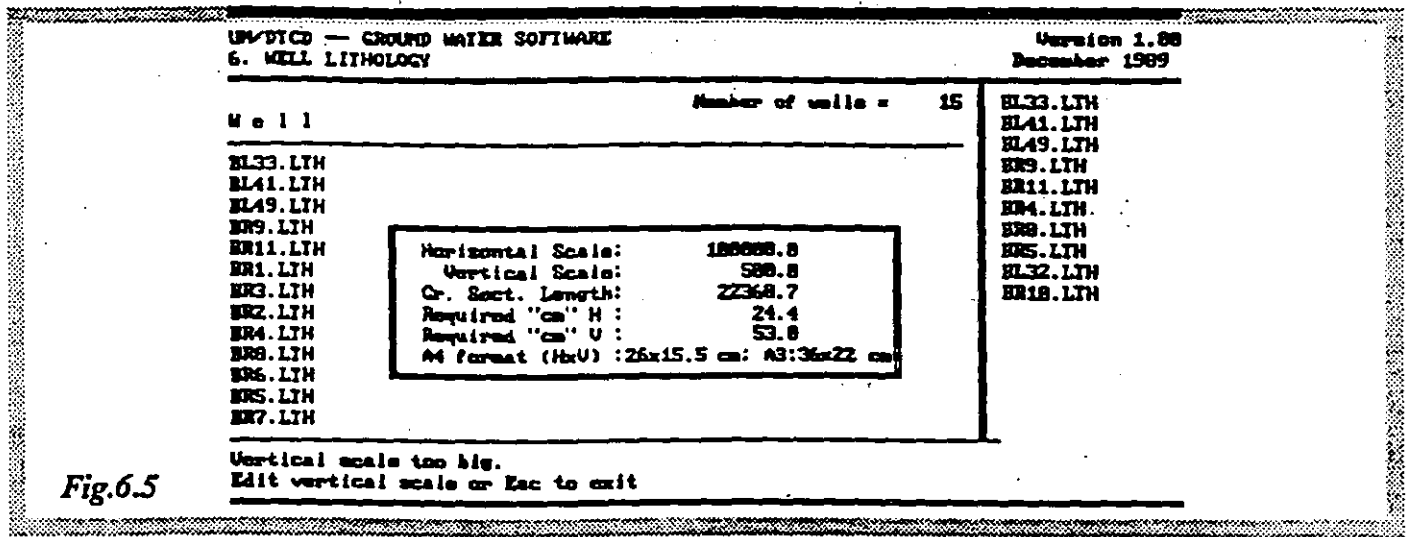


Fig.6.5

The first message "Confirm or edit minimum elevation" informs you that you may select a portion of the cross section, down to a certain depth specified by you, or the whole depth controlled by the bottom of a well which is at the lowest elevation. This is important if you wish to get details for shallower part of the cross section. In your example the minimum elevation of the cross section will be -125.10. The program automatically checks the scale (the one you have input in GW6.GEN file). If the scale, either horizontal or vertical, is too large, a message to that effect will be displayed, and you will be given a chance to modify the scale, until you find the size of the drawing that suits you best. You may experiment with scales. If you select 1000 for vertical scale, the vertical size of the graph will be 28.0 cm, which is more than the A4 format. You will notice that the appropriate scales shall be 2100 for vertical, and 100,000 for horizontal.

In this example 10 out of 15 wells will be plotted on the cross-section: BL32, BL41, BL49, BL33, BR4, BR10, BR11, BR5, BR8, BR9. The names of all files to be plotted are shown in the right window. Due to limited space on the screen the maximum number of files to be displayed is 18. (Hardly ever you will have more than 18 wells on one cross section. Wells would overlap one on the other.)

If the program notices any error in lithological description (code, depth) there will be a corresponding message and the file name will be displayed. Thus you can locate the error and correct it. Should you decide to stop the processing, you may do so by pressing ESC. However, wait until the processing comes to next well. It may take a while, depending on the speed of your processor, and number of layers in the well that is being read!

In this portion of the program, lithology is checked for files to be shown on the cross section. The message displayed in the first "message line" is the following:

"Reading lithological description. Selected wells are shown above right."

The second line displays file names:

"Now reading ... BL32.LTH ... ESC (and wait!) to quit."

If everything is in order there will be a message "Display [D], print [P], plot [A], or create ASCII plot file [B] of this X-section?" If your computer is equipped with a graphics adapter, you should select "D" to view the cross-section. Notice that all permeable layers are shown in blue, while all impermeable layers are in yellow. Thus on a glance you may notice which parts of the cross section are more permeable. You may zoom a portion of the cross section to see details. Follow the instructions as discussed in the Introduction.

After viewing the cross section press ESC to escape. There will be a message "Print or plot this X-section [Y/N]". If you select "Y", you will have to direct the output to either printer [P], plotter [A], or ASCII plot file [B]. The output shall be of the size as selected earlier by modifying the vertical and horizontal scales. During the printing there will be a message "Rasterizing and printing ..." which stays on the screen as long as the real printing is done.

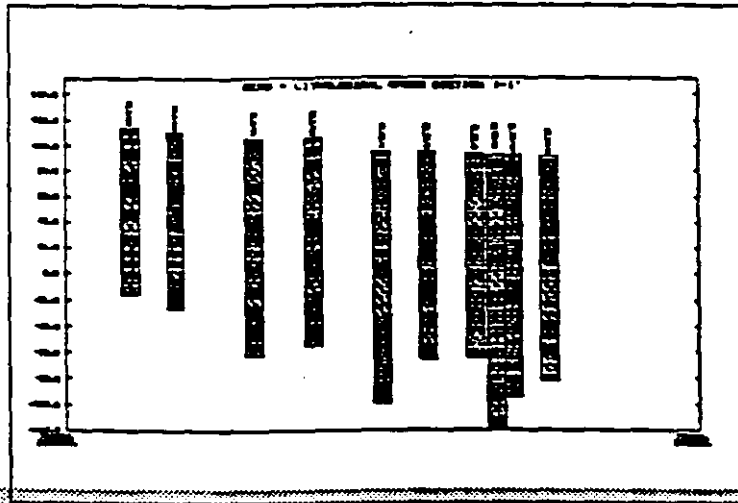


Fig. 6.6

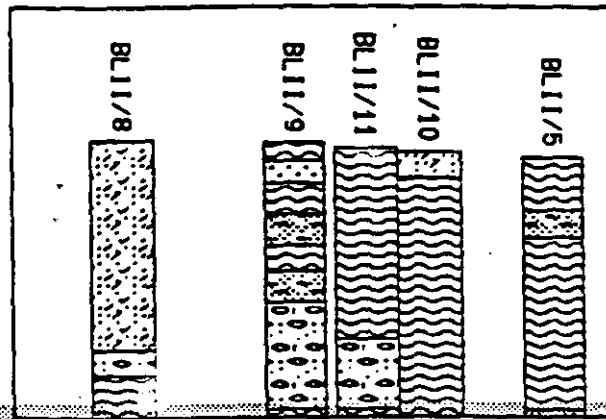


Fig. 6.6A

The cross section looks as shown in Fig. 6.6. You must draw a land surface line, either directly connecting wells, or by consulting the topographic map and interpolating correct elevations. In addition to vertical scale shown on the left, the cross section is identified with X and Y pairs of coordinates for beginning and ending points. Each well is identified by the description supplied by you in the first line in data form (WELL:).

Same as in the case of well log, you may use the mouse to enlarge a detail. Type Z. Move the cursor to the lower left corner of the rectangle you wish to enlarge. Press the left mouse button. Move the cursor to the upper right corner to define the rectangle. Press the left mouse button again. The screen may look similar to Fig.6.6A.

After one cross section is printed, the prompt is back at "Enter cross section title".

Now, type anything on this prompt and press RETURN. To the next prompt "Max. distance of cross-section line" type 1000. Select Y to digitize ending points. Wait until the well map appears on the screen, Fig. 6.7.

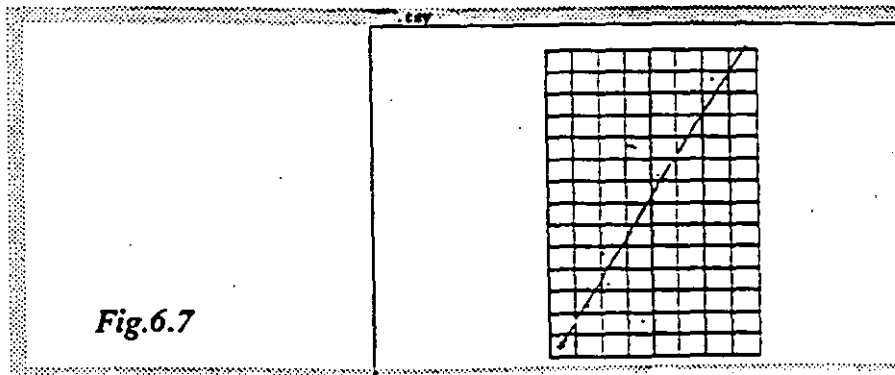


Fig. 6.7



Use the mouse to select the line from the southwest to northeast. Experiment with different scales, view the cross-section on the screen, and print or plot when you are satisfied.

## 6.5. Create Data File

To create a data file using your text processor, type the letter N from the main menu. The program responds with "Enter new file name". Type "TESTLTH" and press RETURN. After a few seconds your editor's familiar logo will appear and well format data input will be displayed. The cursor will be on the W in the line Well:. Move the cursor to column 11 in this line and type the well identification. What you type here will appear on top of the well when it is shown in cross sections. Restrict the WELL NO. to a maximum of 8 characters. Type "Well 1". Press the down arrow to move the cursor down. The cursor is set at column 11 (if you use WordStar) or under the last character of the previous line (if you use Personal Editor) in the second line defined with LOC:. Type for well location "Kapilvastu". Keep in mind that not more than 20 characters can fit the printout. Press the cursor down key. Type 96.68. Press cursor down. Type 696500 for X, press cursor down; type 3046750 for Y and press cursor down. On SCREEN line type 15.5,21.0,40.0,45.5. This means that this well has two screen sections; one from 15.5 to 21.0, and another from 40.0 to 45.5. Press cursor down key. On DR.METH: line (drilling method) type ROTARY RIG. Press cursor down. On DR.DATES: line (drilling dates) type 15/3/89 - 18/3/89. After pressing cursor down key you will be on COMM: line. Here type several comments, all on one line, separated by backslash. For example, start with "Screens at 15.5-21.0 m and 40.0-45.5 m.\Measuring point +0.5 m above LS.\Screen type: Wire-wrap with 1.5 mm openings. The space reserved for comments permits five lines to be printed. Press cursor down key. On PTDATE line (stands for Pumping Test Date) type 22/4/89. Press cursor down key. For Q type 5 l/sec. For DUR: (duration of pumping test) type 60 minutes. Next line is TRAN: (transmissivity), followed by METHOD: (test interpretation method), and STORAGE: (storage coefficient). Type one after another: 125 m<sup>2</sup>/day, THEIS, 0.004, and press cursor down key after each entry. For SWL: and DWL: (static and dynamic water levels, respectively) type 3.45 m and 5.65 m. After SWL the form contains one additional "comments" line, PTCOMM:. The information you supply shall be printed in one or more line, depending whether you split the comments with backslash ". Type the following under PT.COMM: Discharge fluctuates\Level unsteady\Test interrupted.

The final query is LITH:. Go to one line below the LITH: line. It is not important whether you start in column 1,2 or any. Suppose your lithological log looks as follows:

```

0-3.4 m CLAY
3.4-6.3 m SAND fine-grained
6.3-9.2 m SILT mixed with some sand
9.2-13.3 m Sand coarse with coarse gravel
13.3-16.2 m CLAY hard, layered
16.2-21.2 m Metamorphic rocks, dense, hard

```

If you do not want to create your own symbols for lithology (for explanation see Appendix A), select for "CLAY" the symbol from GW6.DLT file also labeled as CLAY, for "SAND fine-grained" symbol SANDF, for "SILT" symbol labeled SILT, for "Coarse sand with gravel" symbol SCWG, and for "Metamorphic rock" the symbol ROCK7. However, the description of lithology that you want to appear on the log is not the same as default in GW6.DLT, except for CLAY. Type your own description in data file after the symbol code, separating lines of text with backslash ".".

After LITH: line, type as follows:

```

3.4 CLAY
6.3 SANDF SAND fine-grained
9.2 SILT SILT mixed\with some sand
13.3 SCWG SAND coarse with\coarse gravel
16.2 CLAY CLAY hard,\layered
21.2 ROCK15 Metamorphic\rocks, dense,\hard

```

After each line press RETURN. Before exiting check that the cursor is on the line below the last lithological layer.

The program is prepared in such a way that it checks for code for lithology, and uses its own description from GW6.DLT if there is nothing typed after the code, or it uses your own definition if there is something after the code. Only in the case of the first layer, CLAY, there is nothing typed and the definition "Clay" from the GW6.DLT file is used. In every other line, you have supplied your own definitions. Make note that no more than 20 letters can fit the space on the log and split the text into two or more lines, provided that scale and thickness of a layer permits it. Notice also that the program is case sensitive, i.e. lower case letter is different than the upper case letter.

Save this file in the way you would normally use your editor. Read explanation for various text editors in text to follow. If everything was correct, press P to print this well log.

### 6.5.1. Work with Various Editors

This program was tested with the following editors: WordStar release 4, IBM's Personal Editor (PE), WordPerfect version 4.2, PFS Write, Norton Editor. Theoretically every editor should work. The important thing to remember is that before returning to the program's main menu, the file created by any editor must be converted to DOS text format or ASCII. With Personal Editor and Norton Editor there were no problems, since both create automatically an ASCII format. With other three editors a conversion was required. If you do not convert the file, you will have some incompatible characters, usually from ASCII set above 128. Should such a character occur the program either displays the message "Error in well log", or hangs. Should this occur, exit the program (or reboot the system), use the SHOW "filename" program supplied on the distribution diskette, and detect such characters. Or, alternatively, type the DOS command GRAPHICS, and use the standard DOS command TYPE "filename" to view the data file which is corrupted. Remember the corrupted characters, return to your text editor and correct them. Run the GW6 program again. Yet it is better to avoid the problem by following the procedure outlined here below.

#### *Wordstar 4.0*

Fill-in the form on the screen, or edit data, in a standard way. Do not exit by typing CONTROL+K,X but save the file by CONTROL+K,D. On WordStar prompt type P for "Print file", and supply the name of your data file which you just have created. Suppose that you supplied the name TEST1 after pressing N from Main Menu. Now reply to WordStar prompt "Document to print?" with TEST1, and press several returns to come to the prompt "Name of printer?". Type ASCII. There will be a message in the upper right corner of WordStar menu "Printing". When it disappears rename the file ASCII.WS, which was created by WordStar (and which is your file!). Press E (for rename file), supply the name of the file to be renamed ASCII.WS, press RETURN, and supply the name of the new file (converted), say TEST2.LTH. Now press X to exit from WordStar and to return to the main menu of the GW6 program. The list of files still does not display this newly created file. Press S to select a file, and supply the name TEST2.LTH. Now everything is in order and you can print the well log, or continue with input of other wells. WordStar has a rather awkward way to create an ASCII file.

#### *WordPerfect, ver. 4.2.*

With WordPerfect it is much easier to create an ASCII file. In your GW6.GEN file on EDITOR: line type the path to your Wordperfect directory, say \WP\WP.EXE. Press N to create a new data file, give the name TEST3, and fill in the form automatically displayed on the screen. After you finish do not exit the WordPerfect. Press CONTROL+F5, followed by number 1. Confirm the name of your new data file with Y (YES), press F7 to exit WordPerfect, and answer the options with N (NO). You will be back in the GW6 program, and your data file will be replaced by a good ASCII version. You may print TEST3 well log, or continue with the work.

#### *PFS WRITE*

There is also an integrated software package, PFS First Choice, which in addition to text editor has spreadsheet, calculator, and data base. GW6 will not work with this program because of memory problem (there will be a message "not enough memory"). With PFS it is simple to create an ASCII data file. Select F2 to save file, and supply the name of the data file with extension not displayed. Use S to select file, and supply the name TEST4.ASC.

*NORTON EDITOR, XTPRO* and many other editors create directly an ASCII file.

# Creation of Lithological Symbols

List of Lithological Symbols (see Figures 6.8, 6.9, 6.10, 6.11)

ROCK1	Rock1
ROCK2	Rock2
ROCK3	Rock3
ROCK4	Rock4
ROCK5	Rock5
ROCK6	Rock6
ROCK7	Rock7
ROCK8	Rock8
ROCK9	Rock9
ROCK10	Rock10
ROCK11	Rock11
ROCK12	Rock12
ROCK13	Rock13
ROCK14	Rock14
ROCK15	Rock15
CLAY	Clay
CLAYH	Clay hard
SAND	Sand
SANDV	Sand very fine
SAND	Sand
SANDF	Sand fine
SANDM	Sand medium
SANDC	Sand coarse
SCWG	Sand coarse\with gravel
GRAVEL	Gravel
GRAVELF	Gravel fine
GRAVELC	Gravel coarse
GWS	Gravel with sand
MIXED	Mixed sand\and silt
SILT	Silt
CWIOS	Clay with\interbeds\of sand
SRGRAV	Semi-rounded gravel
CWG	Clay with thin\gravel layer(s)
LIME	Limestone
DOLO	Dolomite
GWC	Gravel with thin\clay layer(s)

The creation of symbols shall be explained first using simple examples from the default file GW6.DLT. Take for example the symbol for SILT. The block for silt is copied here below.

```
SILT Silt
2 2
2 0.0 0.0
1 1.0 1.0
.
```

The first line contains the code for silt "SILT", and the default description that will be typed in well log if you do not override the default. (You can also modify this default file by adding a word or more to Silt to better identify the unit. This will then become the default for SILT.) The code may have up to 10 characters. Upper case and lower case letters are not the same. In other words, the program is sensitive to the case of letter. The description may be any combination of up to 100 characters.

The second line contains two numbers which define the size of a block. The philosophy of creating symbols is related to the size of blocks. One block is repeated in both horizontal and vertical direction in the log. One may think of small building blocks, such as bricks of exactly the same size and shape, which are laid on top and side one from the other to fill the whole space. The numbers 2,2 imply a square, so that any symbol defined in such a square shall be symmetrically repeated horizontally and vertically. We will demonstrate this concept later!

The block for silt, as well as for any other symbol, terminates with "\*". Between the first line and the asterisk sign, there may be one or many lines. The first number in each such line can be 2, 1 or 0. The number 2 defines the starting point, number 1 means "connect this point with the previous", number 0 means "make an arc through this point without actually passing through it". In the third line of the SILT block, the remaining two numbers (0,0) define X and Y coordinates of the starting point within the block defined by 2 by 2. The number 1 in the next line is interpreted as "connect the starting point with this point", and the coordinates of this second point are 1.0 and 1.0. When this is interpreted, the diagonal line appears in the lower one half of the square, connecting the point with coordinates (0,0) with the point with coordinates (1,1). Since the small block which defined the symbol is repeatedly used, the final appearance of this symbol is as is usually used for SILT. If one wants to create a symbol for horizontal lines widely spaced, such as the default symbol ROCK1, the design would be as follows:

```
ROCK1 Rock1 (you may type something else)
2 2
2 0.0 1.0
1 2.0 1.0
.
```

This is equivalent to saying "draw a straight line from starting point with X,Y coordinates (0,1) to ending coordinates (2,1)", which is along the middle of the block of size 2,2. If one wants denser horizontal lines, the block to define should be smaller, and so will be the spacing between repeating blocks. For example,

```
ROCK2 Rock2
1 1
2 0.0 0.5
1 1.0 0.5
.
```

Very narrowly spaced horizontal lines can be obtained by assigning even smaller size to the block, say 0.5 by 0.5. Thus the design for ROCK3 may be as follows:

```
ROCK3 Rock3
0.5 0.5 This is interpreted as "connect the point with
2 0.00 0.25 coordinates 0.00,0.25 with point coordinates 0.50,0.25".
1 0.50 0.25
.
```

In addition to connecting two points with straight lines, you may create an arc between two points. This is done by inserting a line with the first number 0 between two lines starting either with the number 2 or 1. Suppose we want to create a sinusoidal line with amplitude 1.5 and period 3.0. The block to define shall be 3 by 1.5. The fixed points should be at coordinates (0,0.75), (1.5,0.75), (3,0.75). These will be the three lines defined with starting number either 2 (for the first point) or 1 (for the remaining two points). The top of arc shall be at the point (0.75,1.5), and the bottom of arc at the point (2.25,0). Thus the block to define a sinusoidal line, which may be used to describe clay, may look as follows:

```
CLAY Clay
3 1.5
2 0.00 0.75
0 0.75 1.50
1 1.50 0.75
```

```

0 2.25 0.00
1 3.00 0.75
•

```

By reducing the height of the block from 1.5 to 1.0 the waves will become more "ironed" and lines closer. For example, one may design the following block for schist or shale:

```

SCHIST Schist
3 1.0
2 0.00 0.50
0 0.75 1.00
1 1.50 0.50
0 2.25 0.00
1 1.50 0.50
•

```

You may connect several points to create a circle, or any rounded or semirounded object. Let us create a design for semirounded fine gravel. Define the block as 3 by 2.

```

SRGRAV Semi-rounded gravel
3 2
2 0.70 0.40
1 0.70 1.50
0 1.40 1.90
1 1.90 1.40
0 2.00 1.00
1 1.60 0.50
0 1.15 0.20
1 0.70 0.40
•

```

As an exercise, double the size of this block and create gravel grains in checkered position, i.e. second line shifted to middle between two grains in lines above and below.

Now we will create a symbol for "Clay alternating with fine sand". Define block as 3 by 2.5, and use the upper 1.5 units for clay (actually, duplicate the design of CLAY), and lower one unit for sand. Start with "Clay line" in the upper 1.5 units. The starting point will be at coordinates (0.00,1.5), and fixed points at (1.50,1.75) and (3.00,1.75). The arc should pass through the points (0.75,2.50) and (2.25,1.00). Thus, the first part of the block would be as follows:

```

3 2.5
2 0.00 1.75
0 0.75 2.50
1 1.50 1.75
0 2.25 1.00
1 3.00 1.75

```

The "sand" portion of the design will be in the lower 1.0 unit, i.e. within the block defined by coordinates 0,0; 0,1; 3,1; 3,0. The sand "grains" are created by connecting points through small distance. For example,

```

2 0.00 0.00
1 0.10 0.00
2 0.50 0.00
1 0.60 0.00
2 1.00 0.00
1 1.10 0.00
etc.

```

The final design for "Alternating bands of clay with fine sand" could be as shown here below. (In your file, this should be typed line after previous line, continuously, not in three columns.)

ABOCWFS Alternating bands of clay with fine sand

3 2 5

2 0.00 1.75	2 2.50 0.00	2 0.00 0.80
0 0.75 2.50	1 2.60 0.00	1 0.10 0.80
1 1.50 1.75	2 0.20 0.40	2 0.50 0.80
0 2.25 1.00	1 0.30 0.40	1 0.60 0.80
1 3.00 1.75	2 0.70 0.40	2 1.00 0.80
2 0.00 0.00	1 0.80 0.40	1 1.10 0.80
1 0.10 0.00	2 1.20 0.40	2 1.50 0.80
2 0.50 0.00	1 1.30 0.40	1 1.60 0.80
1 0.60 0.00	2 1.70 0.40	2 2.00 0.80
2 1.00 0.00	1 1.80 0.40	1 2.10 0.80
1 1.10 0.00	2 2.20 0.40	2 2.50 0.80
2 1.50 0.00	1 2.30 0.40	1 2.60 0.80
1 1.60 0.00	2 2.70 0.40	*
2 2.00 0.00	1 2.80 0.40	
1 2.10 0.00		

If you wish to have two lines of clay before a small interbed of sand, extend the "clay" part for one more unit. For example, the design such as follows creates the shape used in Figure 6.5 for "CLAY with interbeds of sand".

CWIOS CLAY with interbeds of sand

3 4

2 0.00 3.25
0 0.75 4.00
1 1.50 3.25
0 2.25 2.50
1 3.00 3.25
2 0.00 1.75
0 0.75 2.50
1 1.50 1.75
0 2.25 1.00
1 3.00 1.75
2 0.20 0.40
1 0.40 0.60
2 1.20 0.40
1 1.40 0.60
2 2.20 0.40
1 2.40 0.60
*

All symbols currently contained in the GW6.DLT file are shown in Figures 6.8, 6.9, 6.10 and 6.11.

Well No.	Location:	
Elevation:	X =	Y =
Method of Drilling:		
Drilling Dates :		
Total Depth	:	80.00
Comments :		

### W E L L L O G

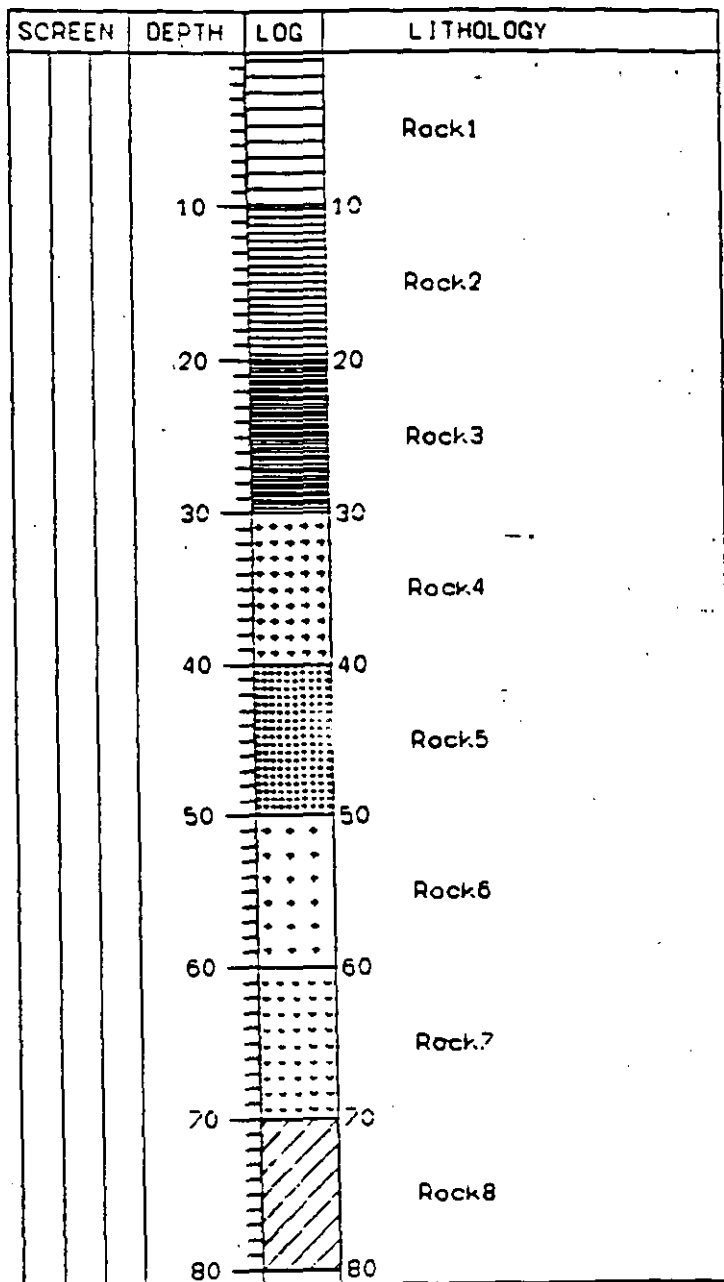


FIGURE 6.8

Well No.	Location:	
Elevation:	X =	Y =
Method of Drilling:		
Drilling Dates :		
Total Depth	:	80.00
Comments :		

### W E L L   L O G

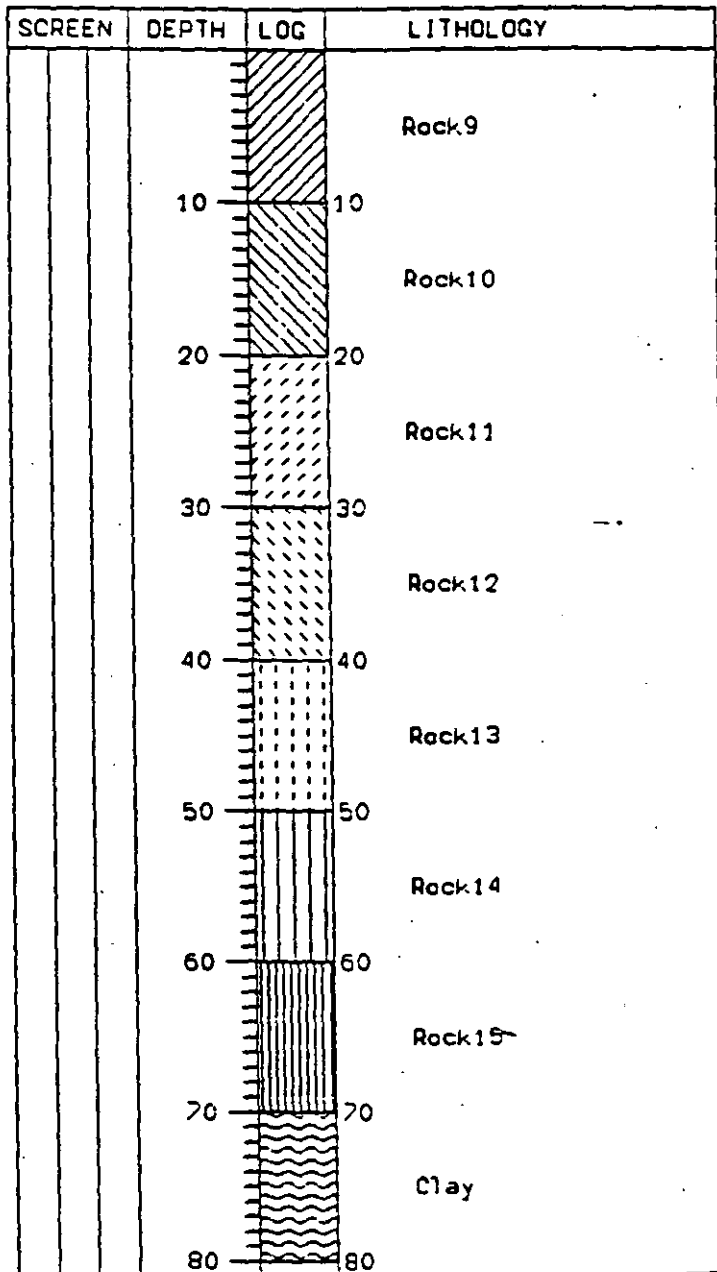


FIGURE 6.9



Well No.	Location:	
Elevation:	X =	Y =
Method of Drilling:		
Drilling Dates :		
Total Depth : 80.00		
Comments :		

W E L L L O G

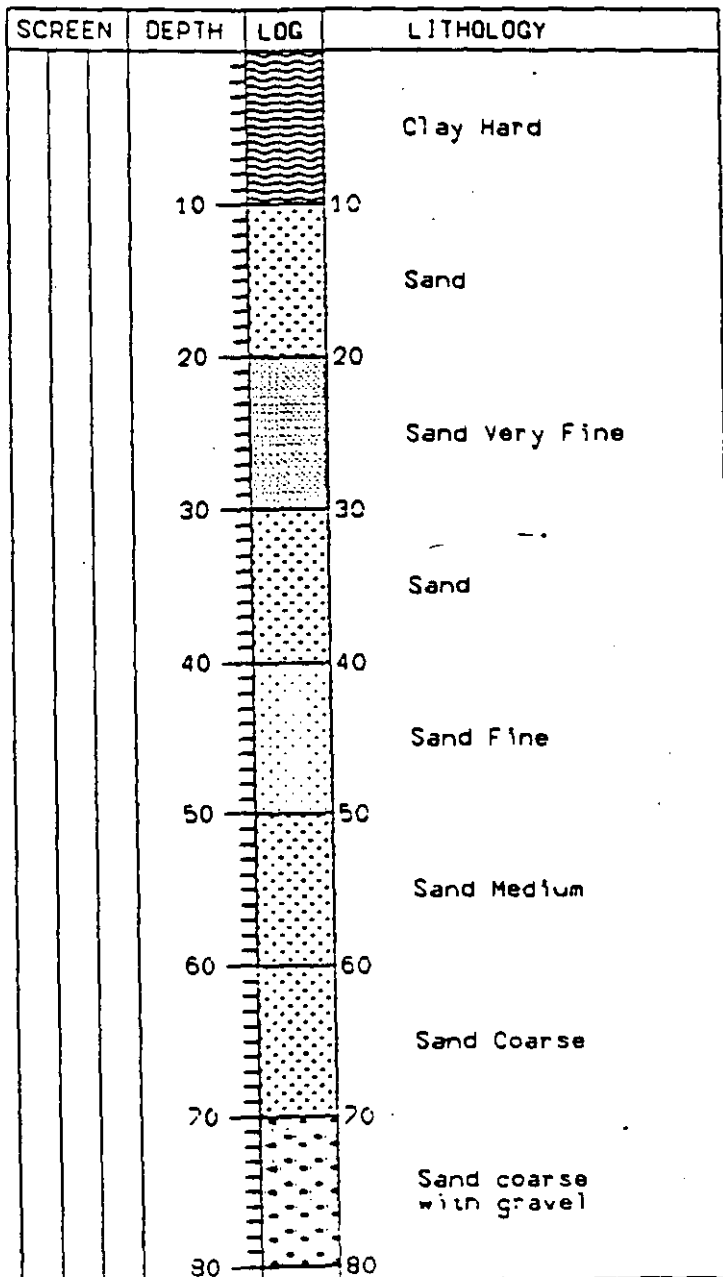


FIGURE 6.10

Well No.	Location:	
Elevation:	X =	Y =
Method of Drilling:		
Drilling Dates :		
Total Depth : 100.00		
Comments :		

### W E L L L O G

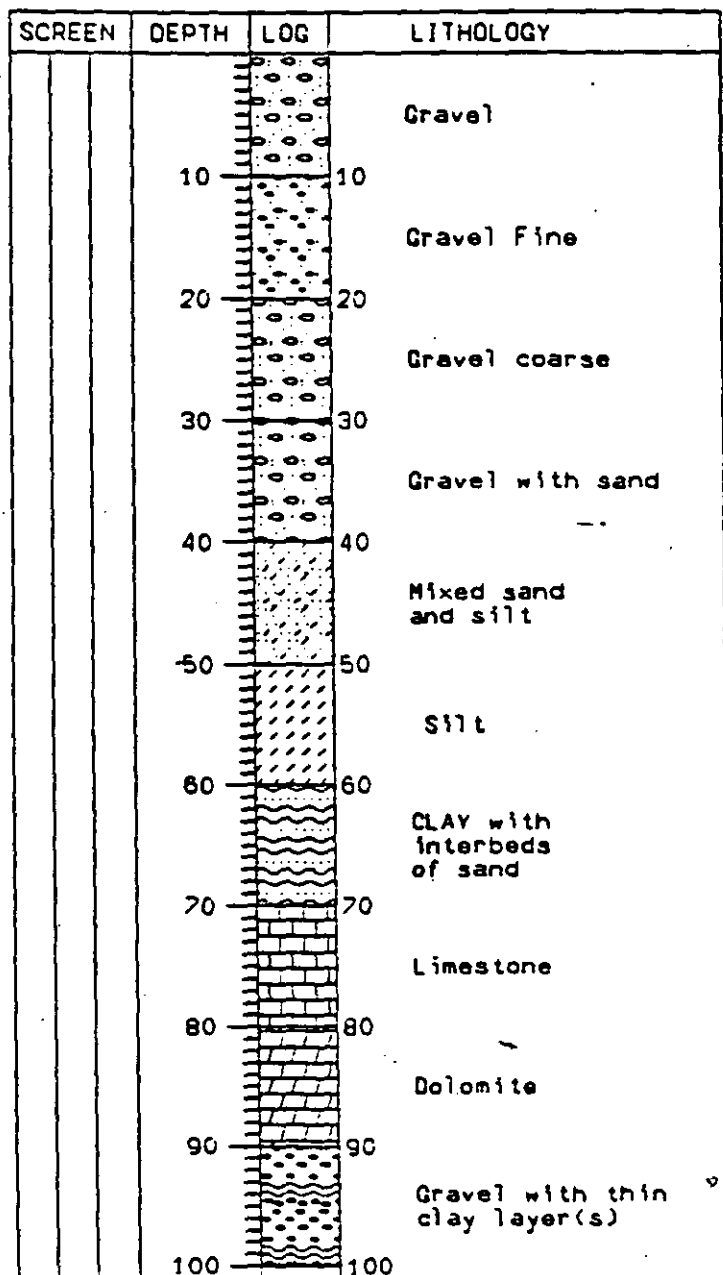


FIGURE 6.11

## Appendix B.

**ERROR MESSAGES**

- Message: Unable to load comm. group.  
Cause: Error in UN6.\*.  
Action: Copy original UN6.\* files from distribution disk.
- Message: Unable to load window.  
Cause: Error in UN6.WND  
Action: Copy original UN6.WND file from distribution disk.
- Message: There is no open comm group.  
Cause: Error in UN6.CMN.  
Action: Copy original UN6.CMN file from distribution disk.
- Message: Unknown port.  
Cause: Error in UN6.\*.  
Action: Copy original UN6.\* files from distribution disk.
- Message: Please, edit file GW6.GEN first, then call again.  
Cause: GW6.GEN file is missing in current directory, or path to text editor is incorrect.  
Action: Check your GW6.GEN file, establish correct path to text editor.
- Message: Text editor is not defined in GW6.GEN.  
Cause: There is no text editor specified in GW6.GEN  
Action: Check the path and name of text editor in GW6.GEN.
- Message: Text editor given in GW6.GEN does not exist.  
Cause: Incomplete or wrong definition of text editor.  
Action: Type the text editor file name with extension (EXE or COM).
- Message: Invalid format or value of horizontal scale.  
Cause: Wrong information in GW6.GEN.  
Action: Correct the input in GW6.GEN.
- Message: Invalid format or value of vertical scale.  
Cause: Wrong information in GW6.GEN.  
Action: Correct the input in GW6.GEN.
- Message: Unsuccessful coordinate digitization.  
Cause: File DIGXSC.EXE is not in \GW directory.  
Action: Copy DIGXSC.EXE to \GW directory.
- Message: Unsuccessful well map plotting.  
Cause: File PLTCSY.EXE is not in \GW directory.  
Action: Copy PLTCSY.EXE to \GW directory.
- Message: There is no active file.  
Cause: You have not selected any lithological file.

STAGE I  
IP

FUNCTIONS :  
N=New Coord.s  
D=Display  
P=Print/Plot  
E=Edit Coord.s  
C=Copy  
K=Contours  
L=Plot Line  
I=Plot Text  
S=Plot Points  
R=Clear  
Y=Delete  
X=Exit

Press N,D,P,E,C,K,L or I to select function.

Fig. 7.1

However, if there is not a single coordinate file, there will be a message: "Enter coordinate system name (8 chrs). Esc to quit!" You are expected to provide a name for a new coordinate system file, after which there will be a message: "To edit coordinate system description press RETURN. ESC to abandon.", which gives you a chance to skip editing and exit. Should you decide to continue with editing, press RETURN, after which the following is displayed (Fig. 7.2):

Minimum Y =  
Maximum X =  
Maximum Y =  
Scale =  
Heading =  
Axis Labeling Distance =  
Lines Color = 7  
Axis Labeling Color = 3  
Heading Color = 15  
Coordinate Grid Color = 1  
Grid Cross Height [cm] = 0.2

Minimum X =  
Minimum Y =  
Maximum X =  
Maximum Y =  
Scale =  
Heading =  
Axis Labeling Distance =  
Lines Color = 7  
Axis Labeling Color = 3  
Heading Color = 15  
Coordinate Grid Color = 1  
Grid Cross Height [cm] = 0.2

Edit coordinate system description.

Fig. 7.2

You may select the coordinate system size, scale of printout, and the heading of printout. Axis labeling distance is the distance in real coordinates, for example, 5000 m, after which the label will be shown and/or printed. The program offers by default the colors for lines (frame) of the coordinate system 7 (white), for axis labels 3 (red/green), for heading 15 (intensive white), for coordinate grid 1 (dark blue). You may change this if you wish.

Whenever you select in the GW6 program to "Save well positions for plotting", a file with wells' coordinates will be created with the file name that you supply. You may read again Chapter 6, and notice that your answer to that prompt should have been "Y" followed by the file name "EXAMPLE".

For the present example, you may create a new coordinate system as follows. Select N from the menu. Enter the name TEST Type 717000 for minimum X, 3024000 for minimum Y, 761000 for maximum X, 3073000 for maximum Y, 100000 for scale, RUPANDEHI DISTRICT for heading, and 5000 for axis labeling distance. Change the color for lines color from 7 to 2. After you finish, you will notice that the size of the printout is 48 by 53 cm. You are prompted to confirm the scale or to modify it. Press Y and change scale to 200000. Move to the last line by repeatedly pressing the RETURN key. You will notice that the size of the printout is now 26 by 28.5 cm. Press RETURN. After that a graph with the new coordinate system will be displayed. Notice the colors that you have selected. Press ESC. Type S from the main menu and supply the file name EXAMPLE. Wait a while and type D to display the drawing. You will notice that 15 wells are superimposed onto the coordinate grid. A coordinate system file may look as shown in Fig. 7.3. After editing is completed and RETURN pressed on the last line, the program displays the following message (Fig. 7.4):

Drawing dimensions [cm]: 20.0 (H) 21.8 (V)  
To change data press Y; otherwise press any key

```

UN/DTCD -- GROUND WATER SOFTWARE                               Version 1.88
11. GRAPHICS                                                    December 1989
-----
Minimum X = 717000.0
Minimum Y = 3024000.0
Maximum X = 761000.0
Maximum Y = 3073000.0
Scale = 275000.0
Heading = LIMITS OF STAGE I DEVELOPMENT
Axis Labeling Distance = 5000.0
Line Color = 9
Axis Labeling Color = 18
Heading Color = 12
Coordinate Grid Color = 2
Grid Frame Height [cm] = 0.00

Edit coordinate system description.
  
```

Fig. 7.3

```

UN/DTCD -- GROUND WATER SOFTWARE                               Version 1.88
11. GRAPHICS                                                    December 1989
-----
STAGE I
RP
TEST
ESTAGE

Drawing dimensions [cm]: 20.0(H) 21.8(V).
To change data press Y; otherwise press any key.
  
```

Fig. 7.4

This is an indicator to you how big the drawing will be. If this is not what you would like, or your printer/plotter can support, answer with Y and modify the scale.

**WARNING:** Whenever you select to edit a coordinate system file, the whole content of the file, except the coordinate system, will be erased. Be careful, if you wish to save the drawing, copy it first to another file, before editing the coordinate system.

### 7.3. Composite Drawings

Several data files that demonstrate the use of this graphics package are included with the GW11 files on the distribution diskette. The file names are BOUNDARY for the district boundary, RIVER for one of major rivers in the district, ROAD for major roads. There are also files named BLWELLS, BRWELLS, and USWELLS, each with different groups of wells. Try to build a composite drawing by adding points, lines and text onto your coordinate system.

Remember that the coordinate system is duplicated in a file with the name same as the name of the coordinate system file, but with a PLT extension, meaning a plot file. The content of this file may be eliminated by typing R to clear. It may be copied to another file by pressing C and supplying another file name.

For this exercise type GW11, move the cursor to TEST, press R to clear TESTPLT. After a while you will see the coordinate system displayed on the screen. Edit the file TEST by pressing E. Change only the color of "coordinate grid". Replace the default color 1 with 9 (light blue). Press RETURN several times, and wait until the coordinate system is displayed. Press ESC. Press L and supply the file name BOUNDARY. Answer the prompt "Color" with 6, and answer the next prompt "Enter line thickness" with 3. Wait until the plot is created. See the result by typing D (display). You will notice that the boundary of the district has been added in brown. Press ESC to return to the main menu. Add the river by typing L again and supplying the file name RIVER, followed by the color 1, and thickness 1. You may see the river added to the previous drawing by typing D, or you may continue with adding the content. Type L again. Type ROAD. For color type 4, for thickness confirm 1. See the plot by typing D. You have now the boundary, river, and roads.

Now you may add some wells. There are three groups of wells: US wells (drilled by USGS), BL and BR wells (first and second stage of an irrigation system). Each well position group has been created during the lithological processing (program GW6), and three files have been created: USWELLS, BLWELLS, and BRWELLS. These files are ordinary ASCII files. The USWELLS file looks as shown below:

```
0.00 0.1 0.3 6 14 -0.07 0.02
738375. 3042500. US5/3
731500. 3041750. US6/7
732375. 3057625. US6/12
732875. 3063750. US6/13
722625. 3064000. US 8/6
722125. 3056750. US8/5
721625. 3048500. US8/4
720625. 3042125. US8/3
752750. 3041250. US4/1
752375. 3048500. US4/3
755875. 3059250. US4/6
742500. 3043625. US5/4
752000. 3052375. US4/5
742625. 3048500. US5/10
743125. 3056625. US5/14
742875. 3061875. US5/18
743375. 3064000. US5/19
730500. 3026500. US6/2
731250. 3035375. US6/5
```

The numbers in the first line of this file have the following meaning:

Cross height	-- 0.0
Circle diameter	-- 0.1
Label height	-- 0.3
Symbol color	-- 6
Text color	-- 14
Label x-offset	-- -0.07
Label y-offset	-- 0.02

From the second line, the values are as expected: x coordinate, y coordinate, label. Although the program GW6 creates this file, you may make it on your own, using a text processor. Likewise, you may edit and modify it if you wish. For example, you may alter the symbol: from circle (diameter 0.1) to a cross. Change the first value (0.0) to 0.1, and change the second value (0.1) to 0.0.

Add groups of wells, one by one, by typing S (Plot points), and supplying file name USWELLS. Repeat by typing S and BLWELLS, S again and BRWELLS. Now see the whole drawing. Type D.

Add some text by typing T (for text). Type TINAU RIVER, press RETURN, and confirm the height of letters to be 0.25. For angle type 52, for color 15 (intensive white), and for thickness 2. You will establish the position of the text string by pressing ENTER (RETURN) when prompted by the program, and supplying for X 728000 and for Y 3055000.

Another text string is prepared as follows:

Text	BUTWAL
Height	0.40
Angle	0
Color	14 (yellow)
Thickness	2
Coordinates	RETURN
X	743000
Y	3070500

Type D to display the composite drawing. It should look as in Fig. 7.5. You may enlarge a detail by pressing Z. Move the mouse and place the cursor on the left corner of the rectangle to zoom. Press the left button. Move the cursor to the right upper corner of the rectangle and press the left button again. The screen may look as shown in Fig. 7.6. Repeating the zooming procedure, even larger detail is produced as shown in Fig. 7.7.

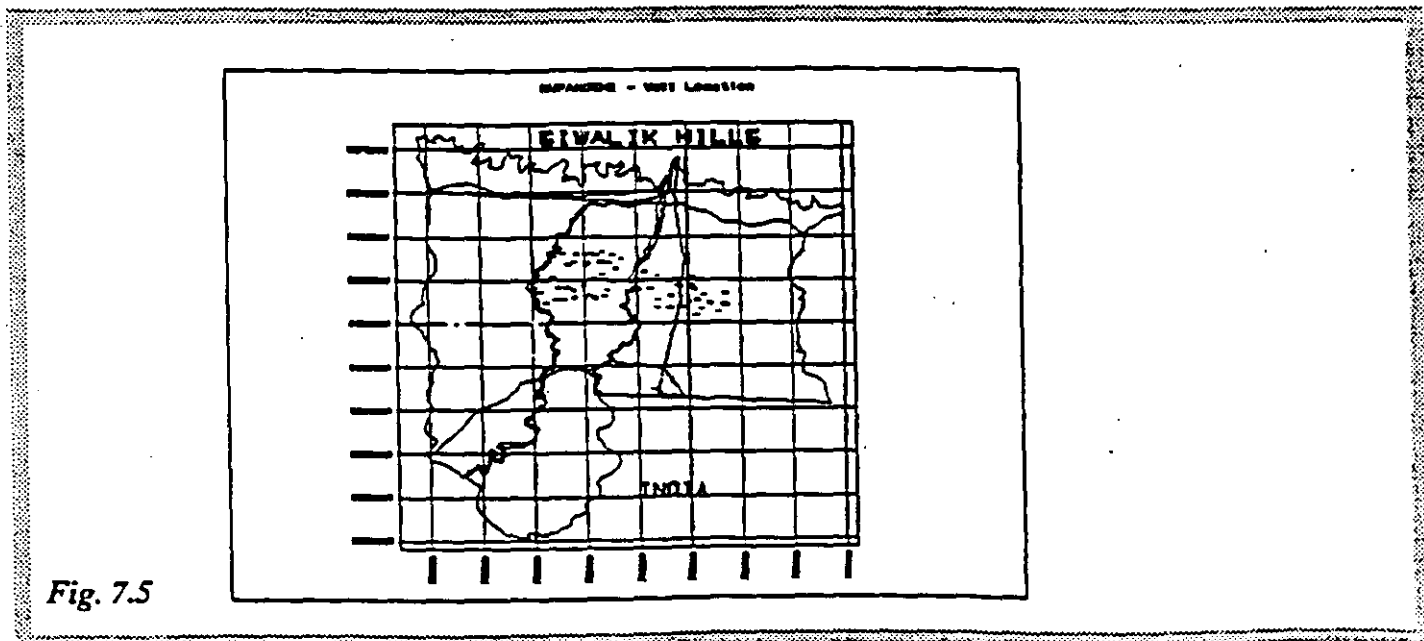


Fig. 7.5



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

**CURSOS ABIERTOS**

**IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION  
DE ACUIFEROS**

*Del 17 de agosto al 11 de septiembre de 1992*

**C O M P L E M E N T O**

**DR. RN FARVOLDEN**

**1 9 9 2**



# A Natural Gradient Experiment on Solute Transport in a Sand Aquifer

## 1. Approach and Overview of Plume Movement

D. M. MACKAY,<sup>1</sup> D. L. FREYBERG, AND P. V. ROBERTS

*Department of Civil Engineering, Stanford University, Stanford, California*

J. A. CHERRY

*Institute for Groundwater Research, University of Waterloo, Waterloo, Ontario, Canada*

A large-scale field experiment on natural gradient transport of solutes in groundwater has been conducted at a site in Borden, Ontario. Well-defined initial conditions were achieved by the pulse injection of 12 m<sup>3</sup> of a uniform solution containing known masses of two inorganic tracers (chloride and bromide) and five halogenated organic chemicals (bromoform, carbon tetrachloride, tetrachloroethylene, 1,2-dichlorobenzene, and hexachloroethane). A dense, three-dimensional array of over 5000 sampling points was installed throughout the zone traversed by the solutes. Over 19,900 samples have been collected over a 3-year period. The tracers followed a linear horizontal trajectory at an approximately constant velocity, both of which compare well with expectations based on water table contours and estimates of hydraulic head gradient, porosity, and hydraulic conductivity. The vertical displacement over the duration of the experiment was small. Spreading was much more pronounced in the horizontal longitudinal than in the horizontal transverse direction; vertical spreading was very small. The organic solutes were retarded in mobility, as expected.

### INTRODUCTION

The contamination of groundwater by hazardous organic chemicals has emerged in recent years to become a matter of extreme concern. Numerous instances of extensive contamination have been reported, e.g., by chlorinated solvents [Roux and Althoff, 1980]; pesticides [Guerrera, 1981]; municipal landfill leachates [Elder *et al.*, 1981]; aromatic hydrocarbons [Yazicigil and Sendlein, 1981]; and polychlorinated biphenyls [J. R. Roberts *et al.*, 1982]. An appreciable percentage of the groundwater used for public water supply has been found to contain detectable quantities of synthetic organic chemicals, particularly halogenated compounds containing one- or two-carbon atoms [Westrick *et al.*, 1984]. In industrialized urban areas, contamination by synthetic organic chemicals from multiple sources has been found to constitute a problem of regional dimensions [Fusillo *et al.*, 1985; U.S. Environmental Protection Agency, 1985]. A salient feature of such contamination is its long-term nature: the chemicals gradually penetrate into the groundwater zone from points of surface or subsurface disposal, are transported very slowly in the direction of the hydraulic gradient, and persist in many instances for extremely long time periods.

Previous studies of groundwater contamination by synthetic organic chemicals have qualitatively documented the slow movement and persistence of the contaminants, but have generally been prevented by their retrospective nature from providing quantitative insight into processes that govern transport and fate. In most cases, it has not been feasible to quantify the initial mass of contaminant that entered the groundwater, nor in many cases to locate the emission source precisely in space and time. Furthermore, practical constraints usu-

ally have resulted in relatively sparse monitoring data which allow only approximate delineation of contaminant distribution as a function of time.

To surmount many of these limitations, we have conducted a systematic, long-term field experiment on natural gradient solute transport in a sand aquifer. The experiment was designed to produce a detailed and accurate data base describing the transport, transformation, and fate of conservative tracers and selected halogenated organic contaminants in the saturated zone. Such a data base is required for quantitative testing of the models currently hypothesized to describe the dominant fundamental processes.

In this paper we briefly review, for each process thought to influence significantly the transport and fate of dissolved contaminants, the key hypotheses that require field validation. After describing an experiment designed to address the identified needs, we evaluate its success in creating a well-defined initial condition and in providing detailed and accurate monitoring data on solute concentration and distribution for a period of 3 years. In addition, an overview of the monitoring results is provided. Subsequent papers in this journal provide detailed descriptions of the methodology used to interpret the monitoring data from the perspectives of the advection and dispersion of tracers [Freyberg, this issue] and the sorption, retardation and transformation of the organic solutes [Roberts *et al.*, this issue]. This series also includes reports on laboratory investigations of sorption and retardation [Curtis *et al.*, this issue] and spatial variability of hydraulic conductivity [Sudicky, this issue]. The results of other related investigations have been reported elsewhere; e.g., laboratory studies of transformation of hexachloroethane [Criddle *et al.*, 1986] and spatial variability of sorption [Mackay *et al.*, 1986]. Additional detail on the implementation and results of the field experiment is available from the authors.

<sup>1</sup> Present address: Environmental Sciences and Engineering, School of Public Health, University of California, Los Angeles.

Copyright 1986 by the American Geophysical Union.

Paper number 5W4217.  
0043-1397/86/005W-4217\$05.00

### BACKGROUND

The principal processes that influence the transport behavior of an organic solute in groundwater are believed to be

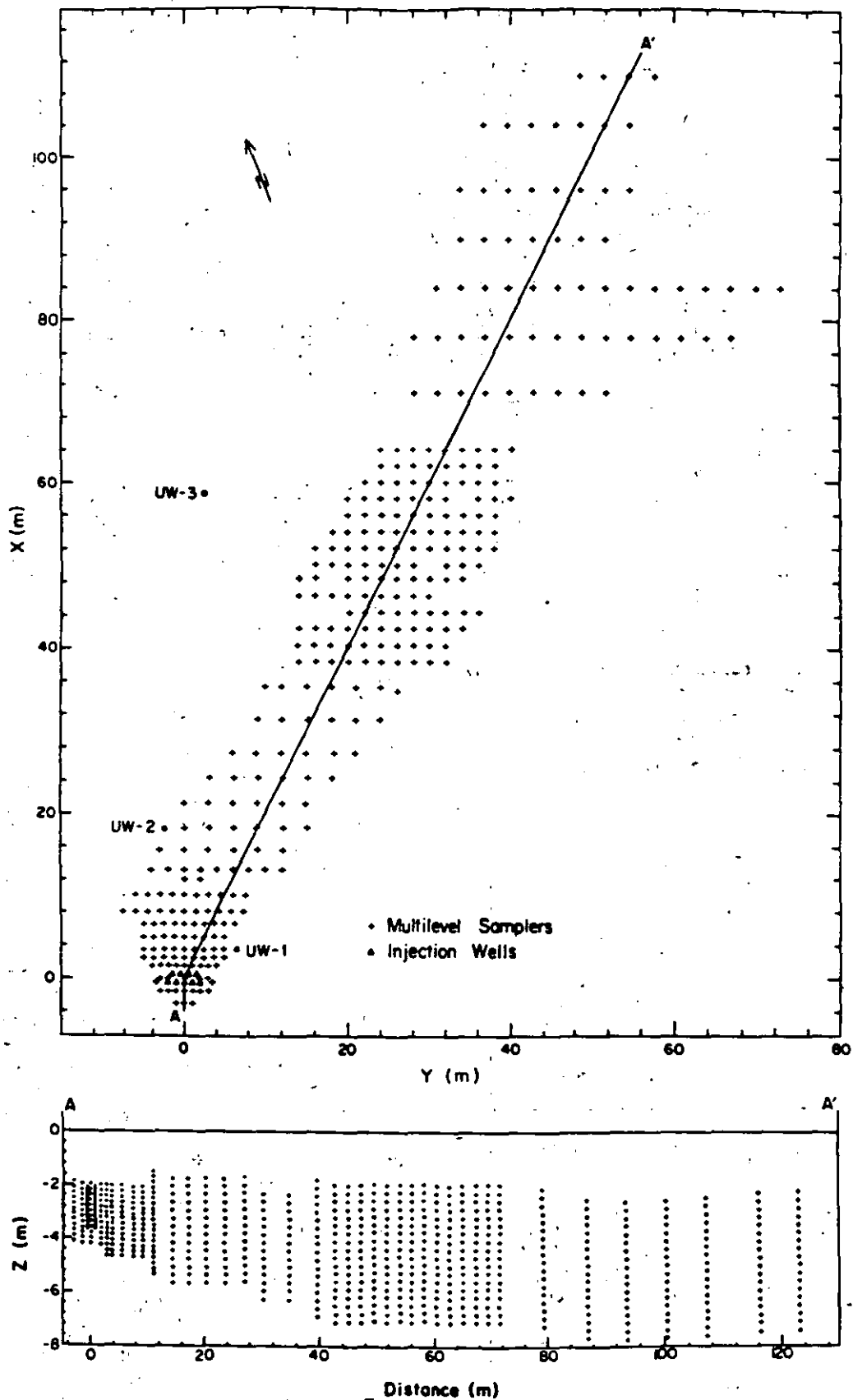


Fig. 5. Locations of multilevel samplers and injection wells as of January 1986: (top) plan view and (bottom) approximate vertical distribution of sampling points (plus signs) projected onto cross-section AA' (vertical exaggeration = 4.6). Positions labeled UW-1 and UW-2 are the locations of piezometer nests and core samples discussed in the text. Position labeled UW-3 is the center of a set of 32 cores taken in two intersecting and orthogonal lines by *Sudicky* [this issue]. Solid vertical lines in the bottom frame indicate the location and screen length of the injection wells.

TABLE 3. Injected Solutes and Their Properties

Solute	Injected Concentration, mg/L	Injected Mass, g	Octanol-Water Partition Coefficient, $K_{ow}$	Potential for Biotransformation	
				Aerobic	Anoxic*
Tracers					
chloride ion	892.	10,700	-	-	-
bromide ion	324.	3,870	-	-	-
Organic solutes					
bromoform	0.032	0.38	200	-	++
carbon tetrachloride	0.031	0.37	500	-	+
tetrachloroethylene	0.030	0.36	400	-	+
1,2-dichlorobenzene	0.332	4.0	2500	+	-
hexachloroethane	0.020	0.23	4000	?	?

Minus sign, little potential for biotransformation; plus sign, moderate potential for biotransformation; double plus sign, good potential for biotransformation; question mark, potential for biotransformation unknown at onset of this work.

\*Methanogenic conditions.

appeared to be lognormal for some cores, lognormality could not be accepted for all cores. Further analysis of O'Hannesin's data yields estimates of mean hydraulic conductivity (corresponding to 15.6°C) varying from  $7 \times 10^{-5}$  to  $2.2 \times 10^{-4}$  m/s among the cores. The standard deviation of the natural logarithm of conductivity is positively correlated with mean conductivity, ranging from about 0.25 to 1.0 for the different cores.

Sudicky [this issue] presents the results of a detailed characterization of the spatial variability of hydraulic conductivity at the site based on falling-head permeameter tests of 1279 repacked subsamples taken from thirty two 2-m-long cores. The cores were taken along two intersecting orthogonal lines approximately parallel and perpendicular to the direction of the mean hydraulic gradient and adjacent to the zone of solute movement. The intersection of the lines of cores is denoted as UW-3 in Figure 5 (top). Analysis of the measured hydraulic conductivity data revealed a predominantly horizontal, lenticular structure, consistent with visual inspection and the earlier studies mentioned above. The overall geometric mean of the hydraulic conductivity values (determined at 22°C) is  $9.75 \times 10^{-5}$  m/s, while the standard deviation of the natural logarithm of conductivity is estimated as 0.62. Lognormality cannot be rejected as the distribution of the conductivity values. An exponential spatial correlation function is proposed to describe the covariance structure of the conductivity field. An isotropic correlation length of 2.8 m reasonably describes the horizontal structure, while a correlation length of 0.1 m is estimated for the vertical. These correlation lengths and the vertical anisotropy are consistent with the horizontal, lenticular structure observed in the cores.

#### EXPERIMENTAL PROCEDURES

##### Injection of the Solute Pulse

An injection system was designed to approach the ideal goal of creating, essentially instantaneously and with minimal disturbance of the natural flow field, a region of well-defined geometry within the saturated zone within which selected solutes (Table 3) were distributed reasonably uniformly. Nine injection wells, arrayed as indicated in Figure 5, were each slotted and screened within the saturated zone over the vertical interval 2.0–3.6 m below ground surface. The injection system was designed to provide to each of the injection wells

an equal and uniform flow of a solution of uniform composition.

The composition of the injection solution is listed in Table 3. Two inorganic solutes, chloride and bromide, were included as conservative tracers [Davis *et al.*, 1980]. Five halogenated organic solutes were chosen, because they were of known or potential environmental significance and represented a range of expected mobilities and potentials for biotransformation. In Table 3 the organic solutes are listed in increasing order of hydrophobicity (as measured by their octanol-water partition coefficient) and thus in decreasing order of expected mobility. The relative potentials for biotransformation listed in Table 3 were inferred from prior laboratory studies at Stanford University under aerobic and anoxic (methanogenic) conditions [e.g., Bower *et al.*, 1981; Bower and McCarty, 1982, 1983a, b].

On August, 23, 1982, approximately  $12 \text{ m}^3$  of solution was injected over a 14.75-hour period. The solution was quite uniform throughout injection, with an average composition as noted in Table 3. Also listed in Table 3 are the estimates of the injected mass of each solute, calculated as the product of the average solution concentration and the total volume injected. The injected volume was chosen to be large relative to the scales of heterogeneity of the aquifer, as well as to ensure that dispersion during transport for several years would not too rapidly reduce the solution concentrations to near background levels.

##### Monitoring and Analysis

The monitoring system consisted of a dense network of multilevel sampling devices similar in concept to, but providing finer resolution in the vertical direction than, the bundle piezometers developed in earlier studies at the Borden site [Cherry *et al.*, 1983]. Figure 5 (top) shows a plan view of the sampling network in place as of January 1986; the frame of Figure 5 (top) is identical to the rectangle in Figure 3. Figure 5 (bottom) depicts the vertical distribution of sampling points along the cross-section AA' indicated in Figure 5 (top). The coordinate system is located such that the direction of the x axis is N22°E while the z datum is taken as 221.652 m above sea level, the elevation of the top of a nearby piezometer (T29) installed during previous work at the site. The horizontal spacing of the multilevel wells varied from 1.0 to 4.0 m, while the vertical spacing of the sampling points varied from 0.2 to

0.3 m. These intervals were chosen to be consistent with estimated correlation scales of hydraulic conductivity. Within most of the zone traversed by the organic solutes during the course of the experiment ( $x \leq 35$  m), the multilevel samplers were constructed with Teflon sampling tubes to ensure that the well materials would not significantly affect the composition of the samples. The remainder of the multilevel wells were constructed with polypropylene sampling tubes.

Manifolds were utilized to simultaneously collect samples from all individual tubes on a given multilevel sampler. Groundwater samples were collected directly into 14-mL glass serum vials, contacting only Teflon, stainless steel, and glass. The manifold was designed to provide duplicate samples from one of the sampling points on each multilevel device. Exposure to the atmosphere was limited to 2–4 s, during which the vials were disconnected from the system and sealed without headspace with Teflon-lined septa. Approximately 70 mL of groundwater was extracted per sample collected for organics analysis, which ensured that the well tube and sampling system were thoroughly flushed and the collected sample representative of the groundwater surrounding the sampling point. If the total extracted volume were drawn from a spherical zone within this aquifer, the zone's radius would be on the order of 4 cm. This simple analysis suggested that the sampling points would be expected to yield samples from discrete zones. This expectation was subsequently corroborated by the field results (see below).

Samples presumed to contain organic solutes were placed in insulated coolers containing cold packs and air-freighted to Stanford University for analysis. When sampling from an area traversed only by the tracers, a simpler manifold was used to collect the samples in polyethylene bottles, which were also shipped to Stanford for analysis. Simple and efficient procedures were used for analysis of the inorganic and organic constituents. The tracer concentrations were determined by automated ion chromatography, while the organics concentrations were determined, following pentane extraction conducted in the serum bottles, by gas chromatography.

## OVERVIEW OF MONITORING RESULTS

### Delineation of the Injected Pulse

Beginning approximately 8 hours after injection ceased, the multilevel samplers in and around the injection zone were sampled in order to delineate the initial shapes of the solute pulses. At the time of sampling the hydraulic head distribution had completely recovered to its pre-injection condition. Figure 6 presents the observed distribution of the principal tracer, chloride. In an attempt to give a three-dimensional perspective, the vertical distribution of relative concentration for each multilevel sampler is depicted at its appropriate horizontal ( $x, y$ ) location. Concentrations are scaled by the average measured concentration in the injection solution as given in Table 3 (892 mg/L). For convenience in viewing, point observations are connected by straight line segments. The distribution of scaled bromide concentrations cannot be distinguished from that for chloride shown in Figure 6.

Of note in Figure 6 is the distinct variability in chloride concentration over relatively short distances, particularly in the vertical direction. In a number of cases, relative concentration varied from nearly zero to nearly one over a vertical interval of only 20 cm. Such variability over a scale of tens of centimeters is not entirely unexpected, given the distinct

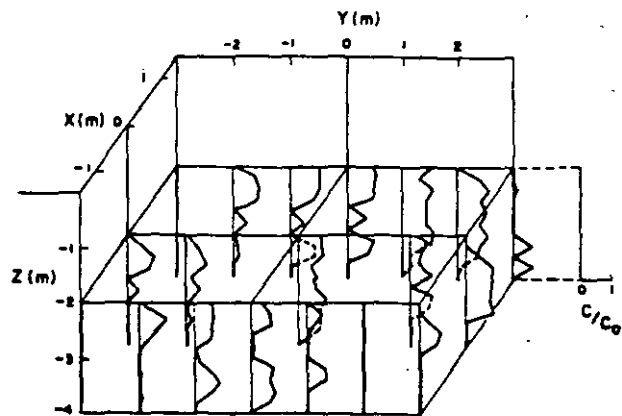


Fig. 6. Relative concentration distribution of chloride on August 24, 1982, 1 day after injection.

small-scale bedding observed in the core samples described earlier, as well as the observed vertical variability of hydraulic conductivity reported by *Sudicky* [this issue]. The observed vertical variability of concentrations on a scale similar to that of hydraulic conductivity indicates that the sampling protocol was successful in yielding samples from discrete zones within the aquifer. The consistency in vertical concentration distribution across sets of samplers suggests that horizontal bedding played an important role in determining the initial shape of the pulse. The row of wells at  $x = -1.5$  m is a particularly good example of this relatively large horizontal correlation scale observed immediately after injection.

Figure 6 also reveals that only a few point observations exceeded a relative concentration of 0.9, suggesting that a significant dilution occurred during the initial displacement caused by injection. However, subsequent sampling sessions have revealed that large concentrations did exist at points not sampled by the multilevel network on this first day, so that Figure 6 tends to overstate the initial dilution. Finally, Figure 6 reveals that the chloride pulse extended above the sampling network near the center of the injection zone.

In Figure 7, relative concentration profiles for carbon tetrachloride are compared within those for chloride for a representative set of multilevel samplers. In general, concentrations of the two compounds were highly correlated, such that the spatial structures of the two pulses were essentially identical. As anticipated, relative concentrations of carbon tetrachloride were usually less than those of chloride, reflecting sorption of the carbon tetrachloride on the aquifer solids. Very similar results were observed for bromoform, which is only slightly less hydrophobic than carbon tetrachloride (Table 3). Unfor-

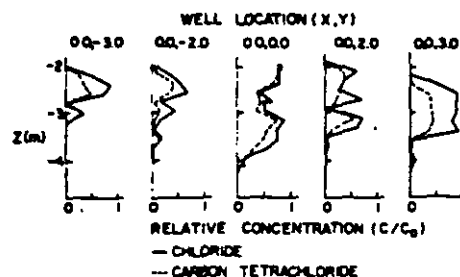


Fig. 7. Vertical profiles of relative concentration of chloride and carbon tetrachloride at several sampling locations.

unately, because of contamination of the pentane used for sample preparation prior to GC analysis, data are not available from this initial sampling session for the three more hydrophobic organics.

#### Monitoring of Solute Migration

The monitoring program for the experiment has focused on obtaining information at two different levels of spatial and temporal resolution. The largest fraction of our resources and efforts has been directed toward the collection and analysis of synoptic data on the solute plumes, i.e., "snapshots" of the three-dimensional spatial distribution of concentration at particular points in time. The other portion of our effort has focused on obtaining time series data of solute concentration at a relatively high sampling frequency for a few sampling points.

Table 4 summarizes pertinent information about the 20 synoptic monitoring sessions completed since the experiment began. Initially, the sampling sessions were designed to provide coverage of all of the plumes simultaneously. However, as the solute plumes separated because of differential retardation of the organics, it became more efficient to limit individual sampling sessions to either the organic solutes or the inorganic tracers.

The time series sampling program is summarized in Table 5. Twelve sample points were chosen for detailed time resolution of their concentration history. Breakthrough of all the solutes is essentially complete at the points near the injection zone, whereas breakthrough of the slower organics is not yet complete at some of the more distant points.

Altogether, more than 19,900 samples have been collected (to date; approximately 90% of those samples were analyzed, the remainder having been taken outside the perimeter of the pulses. Monitoring for organics is now complete. Synoptic sampling for tracers may continue in an attempt to extend the monitored travel distance as far as possible.

In order to assess the quality and reliability of the organic solute concentration data, several studies have been conducted which have attempted (1) to detect any systematic errors (bias)

TABLE 5. Summary of Time Series Monitoring Program

Sample Point (x, y, z) m	Duration	Number of Samples Collected as of Jan. 1, 1986
2.5, 0.0, -3.20	August 1982 to December 1983	188
2.5, 1.25, -3.62	August 1982 to December 1983	188
5.0, 0.0, -3.26	August 1982 to December 1983	183
10.0, 4.6, -3.88	November 1983 to June 1985	45
10.0, 4.6, -4.48	November 1983 to June 1985	27
13.1, 4.05, -3.42	July 1984 to June 1985	32
13.1, 4.05, -3.72	July 1984 to June 1985	31
18.0, 9.0, -4.13	March 1983 to June 1985	119
18.0, 9.0, -4.73	March 1983 to June 1985	121
21.0, 9.0, -4.17	March 1983 to June 1985	117
21.0, 9.0, -4.77	March 1983 to June 1985	117
24.0, 9.0, -4.76	March 1983 to November 1983	78

caused by the sampling protocol and/or the laboratory analytical procedures, and (2) to quantify the uncertainty (imprecision) associated with the sampling and analytical procedures. Several key observations from these studies are as follows.

1. In general, the laboratory procedures yield measurements with a negative bias (i.e. measured values less than actual concentrations). The magnitude of the bias varies; however, there are no consistent patterns as a function of solute, concentration or analytical instrument. A reasonable working estimate of the magnitude of the underestimation for all organics over the full observed range of concentrations is 10%.

2. Measurement imprecision, expressed as percent standard error, tended to decrease with increasing concentration, ranging from about 30% for low concentrations (<1.0 µg/L) to 10% for the higher concentrations.

3. The magnitude of deviations between replicate field samples was not a function of the mean concentration, nor was there an obvious time dependence in replicate variability, either within or between sampling sessions. Neither the first nor second sample in the replicate pair was consistently larger or smaller than the other.

To summarize, all studies attempting to assess the quality of the organic solute data obtained in the field experiment lead to consistent estimates of measurement precision. Furthermore, these estimates are realistic given current knowledge of the sampling and analytical techniques being used.

#### Overview of Plume Behavior

Figure 8 presents equal concentration contour plots of vertically averaged solute concentration for chloride ion at 1, 85, 462, and 647 days after injection and carbon tetrachloride at 16, 380, and 633 days after injection. The averaging interval is  $z = -1.5$  to  $z = -7.5$  m for all chloride plots and  $z = -1.5$  to  $z = -6.0$  m for carbon tetrachloride plots. The contours are obtained by bivariate linear interpolation of an estimated concentration grid, followed by Bessel function smoothing, as implemented in the SURFACE II plotting package [Sampson, 1978]. The concentration grid is constructed as an intermediate step in the moment estimation technique described by Freyberg [this issue]. Although the vertical averaging, gridding, and contouring necessarily smooth the internal representation of the plume and completely obscure the vertical

TABLE 4. Summary of Synoptic Monitoring Program

Date	Days Since Injection	Solutes		Number of Samples Analyzed
		Tracers	Organics	
Aug. 24, 1982	1	X	X	392
Sept. 1, 1982	9	X	X	419
Sept. 8, 1982	16	X	X	408
Sept. 21-22, 1982	29	X	X	629
Oct. 5-6, 1982	43	X	X	671
Oct. 25-26, 1982	63	X	X	700
Nov. 16-17, 1982	85	X	X	712
May 9-11, 1983	259	X		1219
June 22, 1983	303		X	233
July 19-20, 1983	330		X	1150
July 21, 1983	332	X		362
Sept. 7-8, 1983	380		X	839
Sept. 8-9, 1983	381	X		496
Oct. 4, 1983	407		X	949
Oct. 26-28, 1983	429	X		1883
Nov. 28, 1983	462	X		1343
May 17, 1984	633		X	1122
May 31- June 2, 1984	647	X		958
Aug. 1-2, 1984	709		X	1119
June 26-28, 1984	1038	X		1205

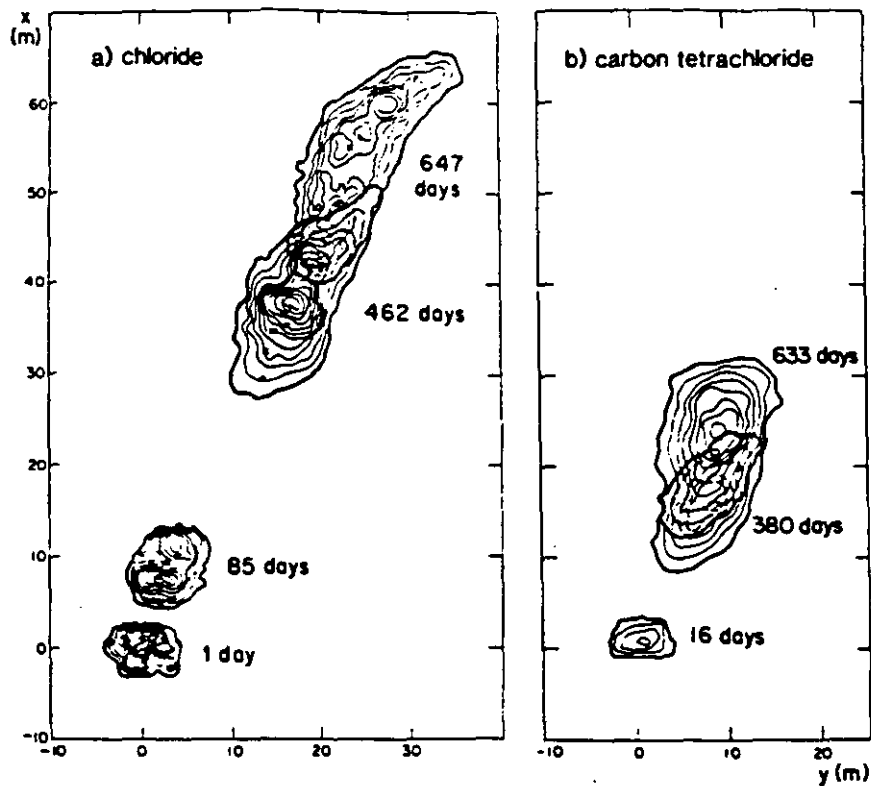


Fig. 8. Vertically averaged concentration distribution of two solutes: (a) chloride ion, 1, 85, 462, and 647 days after injection (averaging interval:  $z = -1.5$  to  $z = -7.5$  m) and (b) carbon tetrachloride, 16, 380, and 633 days after injection (averaging interval:  $z = -1.5$  to  $z = -6.0$  m).

variability, the plots provide a good overview of the mean behavior of the solute plumes.

Initially, the plumes are nearly rectangular in plan view. The solute plumes move at an angle to the field coordinate system and, with time, become progressively more ellipsoidal. The chloride plume appears to move at an approximately constant velocity, yet a distinct bimodality develops during the first 85 days of transport and remains visible after 647 days. Significant spreading in the longitudinal direction, and its accompanying dilution, are observed for both the inorganic and organic plumes. Relatively little horizontal transverse spreading is evident.

Figure 8 shows that the mobility of the carbon tetrachloride is significantly less than that of chloride, providing qualitative evidence of retardation due to sorption. The retardation of the other organic solutes was even greater [Roberts *et al.*, this issue], generally in accord with their hydrophobicity (Table 3).

Careful inspection of Figure 8 reveals that the mobility of the carbon tetrachloride appears to decrease somewhat with time; the plume has not traveled as far after 633 days as would have been expected on the basis of its position after 380 days, assuming its velocity were constant. The third paper of this series [Roberts *et al.*, this issue], which examines the behavior of the organic solutes in more detail, provides clear evidence of the decreased mobility, and therefore increased retardation, of the organic solutes over time. In addition, that paper presents mass balances for the organic solutes and provides evidence of transformation of bromoform, 1,2-dichlorobenzene and hexachloroethane.

Figure 9 presents approximate concentration distributions of the chloride plume in vertical sections on or near the longitudinal axis of the plume (1 and 462 days after injection). The vertical scale of the figure is exaggerated by a factor of 3 for clarity. Because such vertical representations cannot be pro-

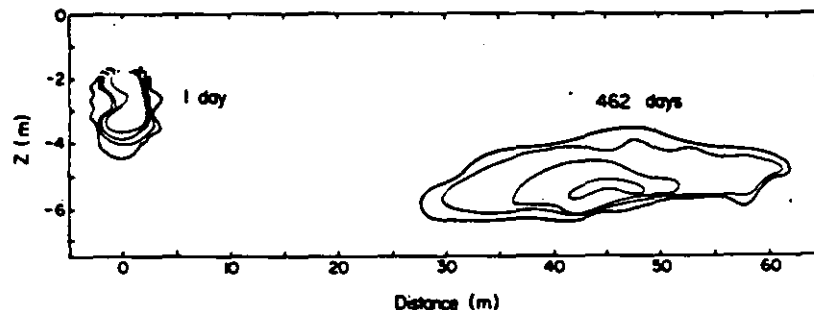


Fig. 9. Approximate concentration distributions of chloride (1 and 462 days after injection) along vertical cross section AA', the horizontal axis of the plume (vertical exaggeration = 3). Contours depicted for the 1- and 462-day plumes are 10, 100, 300, and 600 mg/L and 10, 30, 100, and 300 mg/L, respectively.

tunately, because of contamination of the pentane used for sample preparation prior to GC analysis, data are not available from this initial sampling session for the three more hydrophobic organics.

#### Monitoring of Solute Migration

The monitoring program for the experiment has focused on obtaining information at two different levels of spatial and temporal resolution. The largest fraction of our resources and efforts has been directed toward the collection and analysis of synoptic data on the solute plumes, i.e., "snapshots" of the three-dimensional spatial distribution of concentration at particular points in time. The other portion of our effort has focused on obtaining time series data of solute concentration at a relatively high sampling frequency for a few sampling points.

Table 4 summarizes pertinent information about the 20 synoptic monitoring sessions completed since the experiment began. Initially, the sampling sessions were designed to provide coverage of all of the plumes simultaneously. However, as the solute plumes separated because of differential retardation of the organics, it became more efficient to limit individual sampling sessions to either the organic solutes or the inorganic tracers.

The time series sampling program is summarized in Table 5. Twelve sample points were chosen for detailed time resolution of their concentration history. Breakthrough of all the solutes is essentially complete at the points near the injection zone, whereas breakthrough of the slower organics is not yet complete at some of the more distant points.

Altogether, more than 19,900 samples have been collected on data; approximately 90% of those samples were analyzed, the remainder having been taken outside the perimeter of the pulses. Monitoring for organics is now complete. Synoptic sampling for tracers may continue in an attempt to extend the monitored travel distance as far as possible.

In order to assess the quality and reliability of the organic solute concentration data, several studies have been conducted which have attempted (1) to detect any systematic errors (bias)

TABLE 5. Summary of Time Series Monitoring Program

Sample Point (x, y, z) m	Duration	Number of Samples Collected as of Jan. 1, 1986
2.5, 0.0, -3.20	August 1982 to December 1983	188
2.5, 1.25, -3.62	August 1982 to December 1983	188
5.0, 0.0, -3.26	August 1982 to December 1983	183
10.0, 4.6, -3.88	November 1983 to June 1985	45
10.0, 4.6, -4.48	November 1983 to June 1985	27
13.1, 4.05, -3.42	July 1984 to June 1985	32
13.1, 4.05, -3.72	July 1984 to June 1985	31
18.0, 9.0, -4.13	March 1983 to June 1985	119
18.0, 9.0, -4.73	March 1983 to June 1985	121
21.0, 9.0, -4.17	March 1983 to June 1985	117
21.0, 9.0, -4.77	March 1983 to June 1985	117
24.0, 9.0, -4.76	March 1983 to November 1983	78

caused by the sampling protocol and/or the laboratory analytical procedures, and (2) to quantify the uncertainty (imprecision) associated with the sampling and analytical procedures. Several key observations from these studies are as follows.

1. In general, the laboratory procedures yield measurements with a negative bias (i.e., measured values less than actual concentrations). The magnitude of the bias varies; however, there are no consistent patterns as a function of solute, concentration or analytical instrument. A reasonable working estimate of the magnitude of the underestimation for all organics over the full observed range of concentrations is 10%.

2. Measurement imprecision, expressed as percent standard error, tended to decrease with increasing concentration, ranging from about 30% for low concentrations (<1.0 µg/L) to 10% for the higher concentrations.

3. The magnitude of deviations between replicate field samples was not a function of the mean concentration, nor was there an obvious time dependence in replicate variability, either within or between sampling sessions. Neither the first nor second sample in the replicate pair was consistently larger or smaller than the other.

To summarize, all studies attempting to assess the quality of the organic solute data obtained in the field experiment lead to consistent estimates of measurement precision. Furthermore, these estimates are realistic given current knowledge of the sampling and analytical techniques being used.

#### Overview of Plume Behavior

Figure 8 presents equal concentration contour plots of vertically averaged solute concentration for chloride ion at 1, 85, 462, and 647 days after injection and carbon tetrachloride at 16, 380, and 633 days after injection. The averaging interval is  $z = -1.5$  to  $z = -7.5$  m for all chloride plots and  $z = -1.5$  to  $z = -6.0$  m for carbon tetrachloride plots. The contours are obtained by bivariate linear interpolation of an estimated concentration grid, followed by Bessel function smoothing, as implemented in the SURFACE II plotting package [Sampson, 1978]. The concentration grid is constructed as an intermediate step in the moment estimation technique described by Freyberg [this issue]. Although the vertical averaging, gridding, and contouring necessarily smooth the internal representation of the plume and completely obscure the vertical

TABLE 4. Summary of Synoptic Monitoring Program

Date	Days Since Injection	Solutes		Number of Samples Analyzed
		Tracers	Organics	
Aug. 24, 1982	1	X	X	392
Sept. 1, 1982	9	X	X	419
Sept. 8, 1982	16	X	X	408
Sept. 21-22, 1982	29	X	X	629
Oct. 5-6, 1982	43	X	X	671
Oct. 25-26, 1982	63	X	X	700
Nov. 16-17, 1982	85	X	X	712
May 9-11, 1983	259	X		1219
June 22, 1983	303		X	233
July 19-20, 1983	330		X	1150
July 21, 1983	332	X		362
Sept. 7-8, 1983	380		X	839
Sept. 8-9, 1983	381	X		496
Oct. 4, 1983	407		X	949
Oct. 26-28, 1983	429	X		1883
Nov. 28, 1983	462	X		1343
May 17, 1984	633		X	1122
May 31- June 2, 1984	647	X		958
Aug. 1-2, 1984	709		X	1119
June 26-28, 1984	1038	X		1205

duced by the same procedures as the depth-averaged representations (Figure 8), the plots in Figure 9 were produced by hand contouring of data projected onto the cross section from monitoring points whose plan positions were generally within one meter of the longitudinal axis of the plume. The contours in Figure 9 are therefore approximate representations of the vertical distributions of chloride along the centerline of the plume at the two sampling times. Two important qualitative observations can be made from an inspection of Figure 9. First, there is a small vertical component to the movement of the chloride plume. Freyberg [this issue] discusses mechanisms which may account for this behavior. Second, although significant spreading in the horizontal direction is again evident, the vertical spreading is very small. This latter finding is consistent with the results of a smaller-scale tracer test in the vicinity [Sudicky, 1983] and analyses of monitoring data on the landfill chloride plume [MacFarlane et al., 1983]. Although not shown in Figure 9, the vertical spreading of the organic solutes was also very small. More detailed discussion and quantitative estimates of dispersion are presented in the next paper in this series [Freyberg, this issue].

#### Tracer Trajectory and Velocity

Monitoring of the chloride and bromide concentrations for a 3-year period allowed the estimation of the mean velocity and trajectory of the center of mass of the migrating pulse. The methodology employed to interpret the large body of data is described by Freyberg [this issue]. Both tracers were observed to travel in a nearly linear trajectory at a mean velocity of 0.091 m/day. Assuming that the chloride and bromide ions are not affected by either ion exchange or ion exclusion, which is reasonable for such a sandy aquifer, the tracer velocity may be taken as a measurement of the average linear groundwater velocity. A unique opportunity exists therefore for assessment of the predictive value of indirect velocity estimation methods.

Average linear groundwater velocity is most commonly estimated from measurements of the hydraulic gradient and estimates of the hydraulic conductivity and porosity of the aquifer. As was discussed previously, several methods have been applied to the estimation of the hydraulic conductivity of the aquifer in the vicinity of the experimental site. The methods, whose results are listed in Table 6, include 26 slug tests conducted at sites UW-1 and UW-2 (Figure 5), grain size analyses of subsections of 11 core samples acquired at site 2 (Figure 1), and permeameter analyses of subsections of two cores taken at Sites UW-1 and UW-2 and of a set of 32 cores [Sudicky, this issue] taken at site UW-3 (Figure 5). The mean estimates of hydraulic conductivity from the various methods agree quite well; the estimates differ by less than 3%, except for that derived from permeameter analyses of only two cores. Table 6 lists the average linear groundwater velocities calculated from the mean estimates of hydraulic conductivity and the best available estimates of the mean hydraulic gradient (0.0043) and aquifer porosity (0.33). The estimated velocities range from 0.076 m/d to 0.081 m/d, approximately 10–15% lower than the observed tracer velocity (0.091 m/d). This difference may easily be accounted for by errors in the estimates of hydraulic conductivity, regional gradient, and/or porosity. For example, the negative bias in the velocity estimates would be negligible if the effective porosity with respect to flow through the aquifer [compare Bear, 1972, p. 121] were only 10% less than the estimated total porosity.

TABLE 6. Comparison of Methods for Estimating Average Linear Groundwater Velocity

Method	Estimates of Hydraulic Conductivity $\times 10^3$ , m/s		Estimated Average Linear Groundwater Velocity, m/d
	Range	Mean	
Slug tests	5–10	7	0.078†
Core sample analyses			
Grain size analyses*	0.03–76	7.1	0.079†
11 cores (site 2)			
Permeameter analyses*			
2 cores (UW-1, UW-2)	0.1–15	6.7	0.076†
32 core set (UW-3)	0.04–15	7.2	0.081†
Natural gradient tracer test			0.091

\*Temperature corrections have been made to adjust hydraulic conductivity values to 10°C.

†Calculated using estimated hydraulic conductivity and assuming the mean hydraulic gradient and aquifer porosity are 0.0043 and 0.33, respectively.

The observed trajectory of the centers of mass of the solute plumes over the 2-year monitoring period was N47.5°E [Freyberg, this issue]. The trajectories obtained from the water table maps (Figure 3) range from about N40°E to N53°E. There is good agreement between the predicted and observed trajectories, considering that the network of water table monitoring points used to create the water table maps was sparse in the vicinity of the experimental site. Nevertheless, the sparse network is relatively representative of monitoring systems used in investigations of contaminant distribution at waste disposal or chemical spill sites. It appears, then, that water table monitoring at a coarse scale in sand and gravel aquifers, coupled with careful interpretation of results, may provide a sufficiently accurate prediction of plume trajectory for many purposes. It is important to note, however, that the plumes' trajectory in our experiment differed by approximately 25° from our earliest expectations based on less thorough analysis of water level data. Thus the monitoring network was extended based on tracer observations obtained during the transport experiment itself. This flexibility in incorporating feedback from the experiment to modify the sampling grid and schedule was an integral feature of our approach, and requisite for its success.

#### SUMMARY AND CONCLUSIONS

A relatively large-scale, long-term controlled field experiment on solute transport in groundwater under natural gradient conditions was initiated in August 1982. The goal of the experiment was to produce a detailed data set describing transport and fate of two inorganic tracers and five representative halogenated organic solutes which could be used to examine the validity of hypotheses concerning the effects of advection, dispersion, sorption, and transformation.

Reasonably well-defined initial conditions were achieved by injecting a large volume (12 m<sup>3</sup>) of groundwater uniformly spiked with known masses of the solutes into an uncontaminated portion of the saturated zone of an unconfined sand aquifer. A dense, three-dimensional array of sampling devices was installed throughout and surrounding the zone traversed by the solutes as they migrated under the influence of the natural hydraulic gradient. To date over 19,900 samples have been collected, the majority taken in 20 sessions to yield snap-



shots of the solute pulses in three dimensions. Monitoring at several points within the sampling array has been conducted at a higher frequency to yield detailed concentration histories (breakthrough curves).

The monitoring session immediately following injection indicated that there was distinct variability in tracer distribution over relatively short distances, particularly in the vertical direction, apparently influenced by the horizontal bedding known to characterize the aquifer. Nevertheless, the spatial distributions of two of the organic solutes were essentially identical to that of the tracers, indicating success in creating initially congruent pulses, as desired.

We have found that spatial moment analysis techniques can successfully be applied to the snapshot data. Our quality-assurance investigations have indicated that the experiment was successful in yielding a set of solute concentration data with good precision and reproducibility. The laboratory procedures for organics analysis were found in general to introduce a negative bias on the order of 10%. Standard errors of analyses of quality-control samples and standard deviations of replicate field-sample analyses were on the order of 20% of the expected or mean value. Thus the quality of the field data was in the range of normal expectations for careful sampling and analytical technique when dealing with volatile organic solutes.

In summary, the experiment appears to have met its primary goal. A spatially and temporally detailed, high-quality data set has been collected on the distribution of seven solutes in three dimensions as the solutes migrated under the influence of the natural hydraulic gradient for a period of over three years. Because of the resolution inherent in the data and their amenability to analysis by spatial moment techniques, the experimental data can be used for quantitative testing of hypotheses concerning advection, dispersion, sorption and transformation. In this paper, observed advective characteristics (tracer trajectory and velocity) were shown to compare favorably with predictions made by conventional techniques, i.e., water table mapping coupled with porosity estimates and hydraulic conductivity determination by several methods. Additional and more detailed analyses and applications of the data are the topics of subsequent papers in this journal. Those papers (1) present the methodology for the moment analysis and interpret the first and second moments of the tracer data from the viewpoint of velocity and dispersion [Freyberg, this issue]; (2) explore the relationship between the aquifer's spatial structure and the observed tracer behavior [Sudicky, this issue]; (3) compare the mobility of organic solutes with that of anionic tracers, and investigate the time dependence of retardation as well as the conservation of mass for the organic compounds in the aquifer over the course of the experiment [Roberts *et al.*, this issue]; and (4) evaluate the evidence supporting sorption as the primary factor causing retardation of organic solutes in this experiment [Curtis *et al.*, this issue].

**Acknowledgments.** Perry McCarty and Martin Reinhard of Stanford University advised on the selection of organic compounds; Gary Hopkins was instrumental in the design and implementation of the experiment. Kent Keller, Stephanie O'Hannesin, Ernie Kaleny, and Bill Blackport (University of Waterloo) contributed greatly during the instrumentation of the site and the collection of the samples. Other collaborators from the University of Waterloo included Paul Johnson, Meryn Cadell, Louise Lindsay, Stewart Sweeney, Paul Plotz, Carol Ptacek, Ed Sudicky, Brad Youmans, and Ralph Kock; also of assistance were Doug Denham, Duane Denham, and John LePage of Borden, Ontario. Numerous individuals at Stanford University assisted in the analysis of the samples and/or the reduction of the data

including Tom Black, Elizabeth Bradley, Amy Chen, Jeff Davis, Pat Fennessy, Mark Goltz, David Leib, Karen Murphy, Jane Stockman, and Claire Tiedeman. We extend our thanks to the Civil Engineering Department of Canadian Forces Base Borden for cooperation provided throughout the study. Although the information described in this article has been funded in part by the United States Environmental Protection Agency under Assistance Agreement CR-808851 to Stanford University, it has not been subjected to the Agency's required peer and administrative review and therefore does not necessarily reflect the views of the Agency and no official endorsement should be inferred.

#### REFERENCES

- Anderson, M. P., Using models to simulate the movement of contaminants through groundwater flow systems, *CRC Crit. Rev. Environ. Control*, 9, 97-156, 1979.
- Back, W., and J. A. Cherry, Chemical aspects of present and future hydrogeological problems, in *Proceedings, Advances in Groundwater Hydrology*, pp. 153-172, American Water Resources Association, Chicago, Ill., 1976.
- Bear, J., *Dynamics of Fluids in Porous Media*, Elsevier, New York, 1972.
- Bouwer, E. J., and P. L. McCarty, Removal of trace chlorinated organic compounds by activated carbon and fixed-film bacteria, *Environ. Sci. Technol.*, 16(12), 836-843, 1982.
- Bouwer, E. J., and P. L. McCarty, Transformations of 1- and 2-carbon halogenated aliphatic organic compounds under methanogenic conditions, *Appl. Environ. Microbiol.*, 45(4), 1286-1294, 1983a.
- Bouwer, E. J., and P. L. McCarty, Transformations of halogenated organic compounds under denitrification conditions, *Appl. Environ. Microbiol.*, 45(4), 1295-1299, 1983b.
- Bouwer, E. J., B. E. Rittman, and P. L. McCarty, Anaerobic degradation of halogenated 1- and 2-carbon organic compounds, *Environ. Sci. Technol.*, 15(5), 596-599, 1981.
- Castro, C. E., Biodehalogenation, *Environ. Health Perspect.*, 21, 279-283, 1977.
- Cherry, J. A., R. W. Gillham, E. G. Anderson, and P. E. Johnson, Migration of contaminants in groundwater at a landfill: A case study, 2. Groundwater monitoring devices, *J. Hydrol.*, 63, 31-49, 1983.
- Criddle, C. S., P. L. McCarty, M. C. Elliott, and J. F. Barker, Reduction of hexachloroethane to tetrachloroethylene in groundwater, *Contam. Hydrol.*, 1(1), 133-142, 1986.
- Curtis, G. P., M. Reinhard, and P. V. Roberts, A natural gradient experiment on solute transport in a sand aquifer, 4. Sorption of organic solutes and its influence on mobility, *Water Resour. Res.*, this issue.
- Dagan, G., Stochastic modeling of groundwater flow by unconditional and conditional probabilities, 2. The solute transport, *Water Resour. Res.*, 18(4), 835-848, 1982.
- Dance, J. T., Evaluation of reactive solute transport in a shallow unconfined sandy aquifer, M.S. thesis, 93 pp., Univ. of Waterloo, Waterloo, Ont., 1980.
- Davis, S. N., G. M. Thompson, H. W. Bentley, and G. Stiles, Groundwater tracers—A short review, *Ground Water*, 18(1), 14-23, 1980.
- DiToro, D. M., and L. M. Horzempa, Reversible and resistant components of PCB adsorption and desorption isotherms, *Environ. Sci. Technol.*, 16(9), 594-602, 1982.
- Egboka, B. C. E., J. A. Cherry, R. N. Farvolden, and E. O. Frind, Migration of contaminants in groundwater at a landfill: A case study, 3. Tritium as an indicator of dispersion and recharge, *J. Hydrol.*, 63, 51-80, 1983.
- Elder, V. A., B. L. Proctor, and R. A. Hites, Organic compounds found near dump sites in Niagara Falls, New York, *Environ. Sci. Technol.*, 15(10), 1237-1242, 1981.
- Freeze, R. A., and J. A. Cherry, *Groundwater*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J., 1979.
- Freyberg, D. L., A natural gradient experiment on solute transport in a sand aquifer, 2. Spatial moments and the advection and dispersion of nonreactive tracers, *Water Resour. Res.*, this issue.
- Fusillo, T. V., J. J. Hochreiter, Jr., and D. G. Lord, Distribution of volatile organic compounds in a New Jersey coastal plain aquifer system, *Ground Water*, 23(3), 354-360, 1985.
- Gelhar, L. W., and C. L. Axness, Stochastic analysis of macrodispersion in three-dimensionally heterogeneous aquifers, *Rep. H-8*, 140 pp., Hydrol. Res. Program, N. M. Inst. of Min. and Technol., Socorro, 1981.

- Gelhar, L. W., A. L. Gutjahr, and R. L. Naff. Stochastic analysis of macrodispersion in a stratified aquifer. *Water Resour. Res.*, 13(6), 1387-1397, 1979.
- Gelhar, L. W., A. Montoglou, C. Welty, and K. R. Rehfeldt. A review of field-scale physical solute transport processes in saturated and unsaturated porous media. *Final Proj. Rep. EPRI EA-4190*, Elec. Power Res. Inst., Palo Alto, Calif., 1985.
- Giger, W., and C. Shaffner. Groundwater pollution by volatile organic chemicals. in *Quality of Groundwater (Studies in Environmental Science)*, edited by W. van Duijvenbooden, P. Glasbergen, and H. van Lelyveld, vol. 17, Elsevier Science, New York, 1981.
- Guerrera, A. A. Chemical contamination of aquifers on Long Island, New York. *J. Am. Water Works Assoc.*, 73, 190-199, 1981.
- Güven, O., F. J. Molz, and J. G. Melville. An analysis of dispersion in a stratified aquifer. *Water Resour. Res.*, 20(10), 1337-1354, 1984.
- Hassett, J. J., W. L. Barnwart, S. G. Wood, and J. C. Means. Sorption of  $\alpha$ -naphthol: Implications concerning the limits of hydrophobic sorption. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45, 38-42, 1981.
- Hvorslev, M. J. Time lag and soil permeability in groundwater observations. *Bull. 36*, U.S. Army Corps Eng. Waterw. Exp. Sta., Vicksburg, Miss., 1951.
- Karickhoff, S. W. Semi-empirical estimation of sorption of hydrophobic pollutants on natural sediments and soils. *Chemosphere*, 11(8), 833-846, 1981.
- Karickhoff, S. W. Organic pollutant sorption in aquatic systems. *J. Hydraul. Eng.*, 110(6), 707-735, 1984.
- Karickhoff, S. W., D. S. Brown, and T. A. Scott. Sorption of hydrophobic pollutants on natural sediments. *Water Research*, 13(3), 241-248, 1979.
- Lau, L. K., W. J. Kaufman, and D. K. Todd. Studies of dispersion in a radial flow system. Progress Report No. 3 of Canal Seepage Research: Dispersion Phenomena in Flow Through Porous Media. *I.E.R. Ser. 93, Issue 3*. Sanit. Eng. Res. Lab., Dep. of Eng. and Sch. of Public Health, Univ. of Calif., Berkeley, 1957.
- MacFarlane, D. S., J. A. Cherry, R. W. Gillham, and E. A. Sudicky. Migration of contaminants in groundwater at a landfill: A case study. 1. Groundwater flow and plume delineation. *J. Hydrol.*, 63, 1-29, 1983.
- Mackay, D. M., W. P. Ball, and M. G. Durant. Variability of aquifer sorption properties in a field experiment on groundwater transport of organic solutes: Methods and preliminary results. *Contam. Hydrol.*, 1(1), 119-132, 1986.
- Masch, F. D., and K. J. Denny. Grain-size distribution and its effect on the permeability of unconsolidated sands. *Water Resour. Res.*, 2, 665-677, 1966.
- Matheron, G., and G. deMarsily. Is transport in porous media always diffusive? A counterexample. *Water Resour. Res.*, 16(5), 901-917, 1980.
- McCarty, P. L., M. Reinhard, and B. E. Rittmann. Trace organics in ground water. *Environ. Sci. Technol.*, 15(1), 40-51, 1980.
- McCarty, P. L., B. E. Rittmann, and E. J. Bouwer, in *Groundwater Pollution Microbiology*, edited by G. Bitton and C. P. Gerba, pp. 90-115. John Wiley, New York, 1984.
- Means, J. C., S. G. Wood, J. J. Hassett, and W. L. Barnwart. Sorption of amino- and carboxy-substituted polynuclear aromatic hydrocarbons by sediments and soils. *Environ. Sci. Technol.*, 16(2), 93-98, 1982.
- Mercado, A. Recharge and mixing tests at Yavne 20 well field. Underground Water Storage Study Tech. Report 12. *Publ. 611*, TAHAL-Water Planning for Israel Ltd., Tel Aviv, Israel, 1966.
- Molinari, J., and P. Peudecerf. Essais conjoints en Laboratoire et sur le Terrain en Vue d'une Approche simplifiée de la Prevision des Propagations de Substances miscibles dans les Aquitues réels, paper presented at Symposium on Hydrodynamic Diffusion and Dispersion in Porous Media, Assoc. Int. Recher. Hydraul., Pavia, Italy, 1977.
- National Research Council. Panel on groundwater contamination. J. D. Bredehoeft, Chairman, in *Groundwater Contamination*, National Academy of Science, Washington, D. C., 1984.
- Nicholson, R. V., J. A. Cherry, and E. J. Reardon. Migration of contaminants in groundwater at a landfill: A case study. 6. Hydrogeochemistry. *J. Hydrol.*, 63, 131-176, 1983.
- O'Hannesin, S. F. Spatial variability of grain-size parameters and hydraulic conductivity at a dispersion test site. Bachelor of Environmental Studies Honours Report, 46 pp., Univ. of Waterloo, Waterloo, Ont., 1981.
- Rao, P. S. C., and J. M. Davidson. Adsorption and movement of selected pesticides at high concentrations in soils. *Water Research*, 13, 375-380, 1979.
- Roberts, J. R., J. A. Cherry, and F. W. Schwartz. A case study of a chemical spill: polychlorinated biphenyls, 1. History distribution, and surface translocation. *Water Resour. Res.*, 18(3), 525-534, 1982.
- Roberts, P. V., M. Reinhard, and A. J. Valocchi. Movement of organic contaminants in groundwater. *J. Am. Water Works Assoc.*, 74, 408-413, 1982a.
- Roberts, P. V., J. Schreiner, and G. D. Hopkins. Field study of organic water quality changes during groundwater recharge in the Palo Alto Baylands. *Water Research*, 16, 1025-1035, 1982b.
- Roberts, P. V., M. N. Goltz, and D. M. Mackay. A natural gradient experiment on solute transport in a sand aquifer. 3. Retardation estimates and mass balances for organic solutes. *Water Resour. Res.*, this issue.
- Roux, P. H., and W. F. Althoff. Investigation of organic contamination of ground water in South Brunswick Township, New Jersey. *Ground Water*, 18(5), 464-471, 1980.
- Rubin, J. Transport of reacting solutes in porous media: relation between mathematical nature of problem formulation and chemical nature of reactions. *Water Resour. Res.*, 19(5), 1231-1252, 1983.
- Sampson, R. J. SURFACE II graphics system, revision one. 240 pp., Kan. Geol. Surv., Lawrence, 1978.
- Schneider, J. K., R. P. Schwarzenbach, E. Hoehn, W. Giger, and H. R. Wasmer. The behavior of organic pollutants in a natural river-groundwater infiltration system. in *Quality of Groundwater*, vol. 1, *Studies in Environmental Science*, edited by W. Van Duijvenbooden, P. Glasbergen and H. Van Lelyveld, pp. 365-368, Elsevier Science, New York, 1981.
- Schwarzenbach, R. P., and J. Westall. Transport of non-polar organic compounds from surface water to groundwater. laboratory sorption studies. *Environ. Sci. Technol.*, 15(11), 1360-1367, 1981.
- Schwarzenbach, R. P., W. Giger, E. Hoehn, and J. K. Schreiner. Behavior of organic compounds during infiltration of river water to groundwater. *Environ. Sci. Technol.*, 17, 472-479, 1983.
- Smith, L., and F. W. Schwartz. Mass transport. 1. A stochastic analysis of macroscopic dispersion. *Water Resour. Res.*, 16(2), 303-313, 1980.
- Sudicky, E. A. An advection-diffusion theory of contaminant transport for stratified porous media. Ph.D. dissertation, 203 pp., Univ. of Waterloo, Waterloo, Ont., 1983.
- Sudicky, E. A. A natural gradient experiment on solute transport in a sand aquifer: Spatial variability of hydraulic conductivity and its role in the dispersion process. *Water Resour. Res.*, this issue.
- Sudicky, E. A., J. A. Cherry, and E. O. Frind. Migration of contaminants in groundwater at a landfill: A case study. 4. A natural-gradient dispersion test. *J. Hydrol.*, 63, 81-108, 1983.
- Sutton, P. A., and J. F. Barker. Migration and attenuation of selected organics in a sandy aquifer—A natural gradient experiment. *Ground Water*, 23, 10-16, 1985.
- U.S. Environmental Protection Agency. Santa Clara Valley: Integrated environmental management project: Draft stage one report. U.S. Environ. Protect. Agency Reg. IX Off., San Francisco, Calif., 1985.
- Valocchi, A. J., P. V. Roberts, G. A. Parks, and R. L. Street. Simulation of the transport of ion-exchanging solutes using laboratory-determined chemical parameter values. *Ground Water*, 19(6), 600-607, 1981.
- Westrick, J. J., J. W. Mello, and R. F. Thomas. The groundwater supply survey. *J. Am. Water Works Assoc.*, 76(5), 52-59, 1984.
- Wilson, J. T., and J. F. McNabb. Biological transformation of organic pollutants in groundwater. *Eos Trans. AGU*, 64(33), 505, 1983.
- Yazicigil, H., and L. V. A. Sendlin. Management of ground water contaminated by aromatic hydrocarbons in the aquifer supplying Ames, Iowa. *Ground Water*, 19, 648-665, 1981.

J. A. Cherry, Institute for Groundwater Research, University of Waterloo, Waterloo, Ontario, Canada N2L 3G1.

D. L. Freyberg, Department of Civil Engineering, Stanford University, Stanford, CA 94305.

D. M. Mackay, Environmental Sciences and Engineering, School of Public Health, University of California, Los Angeles, CA 90024.

P. V. Roberts, Department of Civil Engineering, Stanford University, Stanford, CA 94305.

(Received June 24, 1985;

revised April 9, 1986;

accepted April 21, 1986.)

## WATERLOO CENTRE FOR GROUNDWATER RESEARCH

Department of Earth Sciences

University of Waterloo

Waterloo, Ontario N2L 3G1

### Publication List Arranged According to Topics: 1970-1992

Includes papers in refereed journals, in proceedings of conferences or symposia, and in government publication series and publications resulting from collaboration with graduate students and with individuals at other universities or agencies.

### Faculty with Hydrogeological Research Interests

J.F. Barker:	Natural and industrial organic compounds in groundwater, biogeochemical transformations.
D.W. Blowes:	Mine environment water research
J.A. Cherry:	Field studies of contaminant behaviour, subsurface waste disposal.
M.B. Dusseault:	Coupled flow-stress effects in porous media.
T.W.D. Edwards:	Isotope geochemistry, Arctic watershed hydrogeology.
G.J. Farquhar:	Environmental engineering, hydrology, hydrogeology (Civil Engineering).
R.N. Farvolden:	Evaluation of aquifer and aquitard systems, groundwater resource development.
S.K. Frape:	Inorganic geochemistry of natural and contaminated groundwater.
E.O. Frind:	Flow and transport processes, mathematical models.
I.L. Gibson:	Tectonics/geochemistry.
R.W. Gillham:	Soil physics, solute behaviour in porous media, groundwater monitoring.
J.P. Greenhouse:	Surface and borehole geophysics.
W.E. Inniss:	Utilization of microorganisms for bioremediation of groundwater (Biology).
E.C. Jowett:	Sedimentary basins and ore deposits/physical properties and ore-forming fluids.
D. Mackay:	Field and laboratory studies of organic and contaminant transport processes.
C.W. Mase:	Pore-fluids and tectonic processes, contaminant transport in fractured media, mathematical modelling.
C.I. Mayfield:	Soil and groundwater microbiology (Biology).
G. Mulamoottil:	Environmental planning (Urban Planning).
V. Nicholson:	Inorganic geochemistry, kinetic and transport controls.
J.B. Pawliszyn:	Analytical methods development for groundwater applications (Chemistry).
E.J. Reardon:	Aqueous geochemistry, geochemical effects of infiltration, soil-gas transport.
D.L. Rudolph:	Solute behaviour in porous and fractured media, groundwater resource development.
S.L. Schiff:	Isotopic and non-isotopic tracers of environmental processes, groundwater-surface water interactions.
E.A. Sudicky:	Dispersion, mathematical models, geostatistics, tracer tests.
N.A. Thomson:	Mathematical modelling (Civil Engineering)

### Adjunct Professors

R.M. Brown:	Environmental isotopes in groundwater studies Chalk River Nuclear Laboratories, AECL).
D. Elsworth:	Geomechanics, mathematical models (Pennsylvania State University).
P. Fritz:	Environmental isotopes in studies of groundwater origin and age (Institut für Hydrologie, Germany).
B.H. Kueper:	Subsurface behaviour of immiscible fluids, mathematical models (Queen's University).
D.R. Lee:	Groundwater-surface water interactions, groundwater and solute flow to surface, limnology (Chalk River Nuclear Laboratories, AECL).
D. McWhorter:	Porous media physics, immiscible fluid behaviour in the subsurface (Colorado State University).
G. van der Kamp:	Aquifer analysis, groundwater recharge assessment (National Hydrology Research Institute, Saskatchewan).

July 3, 1992

### Post-Doctorate Fellows and Research Associates

R.M. Allen-King: Transport and fate of dissolved organic chemicals in groundwater and soil.  
R. Aravena: Isotope geochemistry, isotope hydrology.  
R.J. Drimmie: Analytical techniques in isotope hydrology.  
A. Endres: Geophysics.  
J.T. Hoff: Surface chemistry in fractured media, mathematical modelling.  
R.G. McLaren: Numerical modelling of groundwater flow and transport.  
J.W. Molson: Numerical modelling.  
J.D. Redman: Geophysics (Manager, Physical Properties Laboratory).  
B.B. Reichert:  
M.O. Rivett: Organic solutes in groundwater systems.  
R.C. Starr: Effects of agriculture on groundwater, multiphase transport, aquifer remediation.  
C.J. Warren: Weathering, trace elements

### Senior Technicians

S.F. O'Hannesin: Hydrogeochemistry laboratory.  
P.E. Johnson: Development and testing of groundwater monitoring devices.  
R. Ingleton: Development and testing of groundwater monitoring devices.  
R. Kellerman: Inorganic geochemistry analytical laboratory.

<u>CATEGORY LETTER</u>	<u>CATEGORY TITLE</u>
	FLOW AND HYDROGEOCHEMISTRY OF UNCONTAMINATED GROUNDWATER SYSTEMS
B	ISOTOPIC STUDIES OF THE ORIGIN AND AGE OF GROUNDWATER
C	MOVEMENT OF WATER, GAS, AND SOLUTES IN THE UNSATURATED ZONE
D	SURFACE WATER AND GROUNDWATER/SURFACE WATER INTERACTIONS
E	MEASUREMENT AND INTERPRETATION OF CONTAMINANT TRANSPORT PARAMETERS
F	MATHEMATICAL MODELLING OF GROUNDWATER FLOW OR CONTAMINANT TRANSPORT IN NON-FRACTURED SYSTEMS
G	HYDROGEOLOGICAL CHARACTERISTICS AND MODELLING OF SOLUTE TRANSPORT IN FRACTURED POROUS MEDIA
H	TECHNIQUES AND INSTRUMENTATION FOR HYDROGEOLOGICAL MONITORING
I	AQUEOUS GEOCHEMISTRY AND ANALYTICAL METHODS
J	HYDROGEOLOGICAL AND HYDROCHEMICAL STUDIES AT LANDFILLS, CHEMICAL SPILL SITES AND SEPTIC SYSTEMS
K	HYDROGEOLOGICAL AND HYDROCHEMICAL ASPECTS OF RADIOACTIVE WASTE DISPOSAL HYDROGEOLOGY AND HYDROGEOCHEMISTRY RELATED MINE WASTES
M	GROUNDWATER CONTAMINATION DUE TO AGRICULTURAL ACTIVITIES
N	GEOPHYSICAL STUDIES OF CONTAMINATED GROUNDWATER SYSTEMS
O	AQUIFER SYSTEMS ANALYSIS, GROUNDWATER RESOURCES EVALUATION, PERMAFROST
P	REVIEW PAPERS AND BOOKS
Q	RESTORATION/RECLAMATION OF CONTAMINATED GROUNDWATER
R	ROLE OF GROUNDWATER IN GEOLOGIC PROCESSES
S	NON-ISOTHERMAL SYSTEMS AND GEOTHERMAL ENERGY
T	DENSE, NONAQUEOUS PHASE LIQUIDS (DNAPLs)
U	ARCTIC AND SUBARCTIC ENVIRONMENTS

+ represents publications that are not available

+ + represents publications available from sponsoring agencies

\* missing - see author

## A. FLOW AND HYDROGEOCHEMISTRY OF UNCONTAMINATED GROUNDWATER SYSTEMS

- A-52 +: Charman, D.J., Aravena, R., and Warner, B.G., 1992. Carbon dynamics and accumulation in a forested peatland in northeastern Ontario, Canada. University of Nottingham, March (Abstract).
- A-51 +: Schiff, S.L., Aravena, R., Trumbore, S.E., Dillon, P.J., and Elgood, R., 1992. Carbon budgets in forested watersheds: Clues from  $^{13}\text{C}$  and  $^{14}\text{C}$ . AGU Spring Meeting, p. 137 (abstract).
- A-50 +: Qureshi, R.M., Sajjad, M.I., Ahmed, M., Hussain, S.D., Tasneem, M.A., Fritz, P., and Aravena, R., 1992. Isotope hydrogeochemical scenario of waterlogged soils in the Peshawar Valley, Pakistan. International Symposium on Applications of Isotopes and Radiation in Conservation of the Environment. IAEA, Karlsruhe, Germany, March.
- A-49: Smethie, W.M. Jr., Solomon, D.K., Schiff, S.L., and Mathieu, G.G., 1992. Tracing groundwater flow in the Borden aquifer using krypton-85. *Journal of Hydrology*, Vol. 130, pp. 279-297.
- A-48 +: Trumbore, S.E., Schiff, S.L., Aravena, R., and Elgood, R., 1992. Sources and transformations of dissolved organic carbon in a forested catchment: The role of soils. *Radiocarbon* (in press).
- A-47: Aravena, R. and Schiff, S.L., 1991.  $\text{CO}_2$  production and carbon cycling in Precambrian Shield watersheds. Technology Transfer Conference, Toronto, November 25-26, pp. 22-28.
- A-46 +: Drimmie, R.J., Frape, S.K., Harvey, F.E., and Thomas, R.L., 1991. Paleowaters in sediments of Lake Erie and Lake Ontario (abstract).
- A-45 + +: Aravena, R., Wassenaar, L.I., Barker, J.F., and Gillham, R.W., 1991. The origin and distribution of methane in the Alliston Sand Aquifer. Final report, Ministry of the Environment, RAC Project #383 G, 42 pp.
- A-44: Fortin, G., van der Kamp, G., and Cherry, J.A., 1991. Hydrogeology and hydrochemistry of an aquifer-aquitard system within glacial deposits, Saskatchewan, Canada. *Journal of Hydrology*, Vol. 26, pp. 265-292.
- A-43: Schiff, S.L., Aravena, R., Trumbore, S.E., Dillon, P.J., and Elgood, R., 1990. Cycling of dissolved organic carbon in acid-sensitive Precambrian Shield watersheds determined by carbon isotopes. International Conference on Acidic Deposition: Its Nature and Impacts, Glasgow, Scotland, p. 358.
- A-42: Aravena, R., Schiff, S.L., and Dillon, P.J., 1990. Cycling of dissolved inorganic carbon in a softwater lake watershed, northern Ontario, Canada: A carbon isotope approach. International Conference on Acidic Deposition: Its Nature and Impacts, Glasgow, Scotland, p. 354.
- A-41 +: Schiff, S.L., Aravena, R., Elgood, R., Trumbore, S.E., and Dillon, P.J., 1990. The origin and turnover of dissolved organic carbon in forested watersheds determined by carbon isotopic measurements. *EOS*, Vol. 43, p. 1338.
- A-40: Wassenaar, L.I., Aravena, R., and Fritz, P., 1992. Radiocarbon contents of dissolved organic and inorganic carbon in shallow groundwater systems - Implications for groundwater dating. Proceedings of a Symposium on Isotope Techniques in Water Resources Development, IAEA, Vienna, Austria, March 11-15, 1991, pp. 143-151.
- A-39: Aravena, R., Wassenaar, L.I., and Barker, J.F., 1991. Evaluating the origin of methane and dissolved organic carbon in a confined aquifer using isotope techniques. Proceedings of a Symposium - Use of Isotope Techniques in Water Resources Development, IAEA, Vienna, Austria, March, pp. 747-749.

- A-38 +: Aravena, R., Schiff, S.L., Trumbore, S.E., Dillon, P.J., and Elgood R., 1991. Evaluating dissolved inorganic carbon cycling in a forested watershed using carbon isotopes. Fourteenth International Radiocarbon Conference, Tucson, Arizona, May.
- A-37: Aravena, R., Wassenaar, J.K., Barker, J.F., and Gillham, R.W., 1990. The origin and distribution of methane in the Alliston aquifer complex. Technology Transfer Conference, MOE, November, Vol. II, pp 496-505.
- A-36: Wassenaar, L.I., Aravena, R., Fritz, P., and Barker, J.F., 1991. Controls on the transport and carbon isotopic composition of dissolved organic carbon in a shallow groundwater system, central Ontario, Canada. Chemical Geology, Vol. 87, pp. 39-57.
- A-35: Aravena, R. and Schiff, S.L., 1990. CO<sub>2</sub> production and carbon cycling in Precambrian Shield watersheds. Proceedings at Ontario Ministry of the Environment Technology Transfer Conference, November, Vol I, pp. 177-180.
- A-34 +: Aravena, R., Suzuki, O., Fritz, P., Pena, H., and Rauert, W., 1987. Isotopic evolution of aqueous sulfate in northern Chile water. Proceedings International Symposium on the Use of Isotope Techniques in Water Resources Development, IAEA, Vienna, Austria, March 1987, p. 715.
- A-33\*: Schiff, S.L., Aravena, R., Trumbore, S.E., Dillon, P.J. and Willis, J., 1989. Cycling of dissolved organic carbon in acid-sensitive watersheds. Presented to Chapman Conference on Hydrogeochemical Responses of Forested Catchments, AGU, Maine.
- A-32: Aravena, R., Wassenaar, L.I., Barker, J.F., and Bliss, M., 1989. Geochemistry and sources of methane in the Alliston aquifer complex, central Ontario, Canada. GAC, Program with Abstract, p. A13.
- A-31 +: Magaritz, M., Suzuki, O., Aravena, R., Pena, H., Grilli, A., and Orphanopoulos, D., 1985. Isotopic and chemical study of the water resources in the Iquique Province. Final report, International Atomic Energy Agency, Project CHI/8/013.
- A-30 +: Wassenaar, L., Aravena, R., and Fritz, P., 1987. Carbon and sulphur in a shallow unconfined aquifer system in southwestern Canada. Final report, Environment Canada.
- A-28: Aravena, R., Barker, J.K., Bliss, M., Wassenaar, L.I., and Gillham, R.W., 1988. The origin and distribution of methane in the Alliston aquifer complex. Proceedings Technology Transfer Conference, MOE, pp. 139-151.
- A-27: Wassenaar, L.I., Aravena, R., and Fritz, P., 1989. The geochemistry and evolution of natural organic solutes in groundwater. Radiocarbon, Vol. 31, No. 3, pp. 865-876.
- A-26\*: Magaritz, M., Aravena, R., Pena, H., Suzuki, O., and Grilli, A., 1990. Deep circulation of groundwater in the Andes: Source of groundwater in the deserts of Northern Chile. Ground Water, Vol. 28, No. 4, pp. 513-517.
- A-25: Wassenaar, L.I., Aravena, R., Fritz, P., and Barker, J.F., 1990. Isotopic compositions (<sup>13</sup>C, <sup>14</sup>C, <sup>2</sup>H) and geochemistry of aquatic humic substances from groundwater. Organic Geochemistry, Vol. 15, No. 4, pp. 383-396.
- A-24: Wassenaar, L., Hendry, J., Aravena, R., and Fritz, P., 1990. Organic carbon isotope geochemistry of clayey deposits and associated porewaters, southern Alberta. Journal of Hydrology, Vol. 120, pp. 251-270.
- A-23: Schiff, S.L., Aravena, R., Trumbore, S.E., and Dillon, P.J., 1990. Dissolved organic carbon cycling in forested watersheds: A carbon isotope approach. Water Resour. Res., Vol. 26, No. 12, pp. 2949-2957.

## B. ISOTOPIC STUDIES OF THE ORIGIN AND AGE OF GROUNDWATER

- B-63 + : Charman, D.J., Aravena, R., and Warner, B.G., 1992. Dissolved organic carbon and methane in regional confined aquifer: Carbon isotopic evidence for associate subsurface sources. AGU Spring Meeting, p. 112 (Abstract).
- B-62: Aravena, R., Wassenaar, L.I., and Barker, J.F., 1992. Evaluating the origin and distribution of methane and dissolved organic carbon in a confined aquifer using isotope techniques. Proceedings of a Symposium, Vienna, March 11-15 organized by IAEA in co-operation with UNESCO.
- B-61: Edwards, T.W.D., 1990. New contributions to isotope dendroclimatology from studies of plants. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 54, pp. 1843-1844.
- B-60: Edwards, T.W.D. and Fritz, P., 1987. Stable isotope paleoclimate records for southern Ontario: Comparison of results from marl and wood. *Can. J. Earth Sci.*, Vol. 25, pp. 1397-1406.
- B-59: Edwards, T.W.D., Aravena, R.O., Fritz, P., and Morgan, A.V., 1985. Interpreting paleoclimate from  $^{18}\text{O}$  and  $^2\text{H}$  in plant cellulose: Comparison with evidence from fossil insects and relict permafrost in southwestern Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, Vol. 22, pp. 1720-1726.
- B-58: Edwards, T.W.D. and Fritz, P., 1986. Assessing meteoric water composition and relative humidity from  $^{18}\text{O}$  and  $^2\text{H}$  in wood cellulose: Paleoclimatic implications for southern Ontario, Canada. *Applied Geochemistry*, Vol. 1, pp. 715-723.
- B-57: Edwards, T.W.D. and McAndrews, J.H., 1989. Paleohydrology of a Canadian Shield lake inferred from  $^{18}\text{O}$  in sediment cellulose. *Canadian J. Earth Sciences*, Vol. 26, pp. 1850-1859.
- B-56 + : Stimson, J., Frapce, S.K., Farvolden, R.N., Rudolph, D.L., and Drimmie, R.J., 1991. Isotopic and geochemical evolution of groundwater in an intermountain Graben basin of the Bolivian eastern Andes.
- B-55 + : Schiff, S.L., Aravena, R., Trumbore, S., Elgood, R., Gensemer, R., Smith, R., and Duthie, H., 1991. Isotopic ( $^{13}\text{C}$  and  $^{14}\text{C}$ ) and chemical characterization of dissolved organic carbon in Kejimikujik National Park, Nova Scotia. 1991 Annual Meeting, American Society of Limnology and Oceanography.
- B-54 + : Schiff, S.L., Aravena, R., Trumbore, S., Dillon, P.J., and Elgood, R., 1991. Carbon cycling in forested watersheds: Clues or confusion from carbon isotopes?. Gordon Research Conference, July.
- B-53: Solomon, D.K., Poreda, R.J., Schiff, S.L., and Cherry, J.A., 1992. Tritium and helium-3 as groundwater-age tracers in the Borden aquifer. *Water Resour. Res.*, Vol. 28, No. 3, pp. 741-755.
- B-52: Aravena, R., Warner, B., MacDonald, G.M., and Hanf, K.L., 1992. Carbon isotope composition of lake sediments in relation to lake productivity and radiocarbon dating. *Quaternary Research*, Vol. 37, pp. 333-345.
- B-51 + : Fritz, S.J. and Drimmie, R.J., 1989. Movement of bomb-spike tritium and carbon-14 through the Waterloo Aquifer as inferred from isotopic analyses of water from wells sampled a tritium half-life apart. GSA Annual Meeting, (abstracts with programs), St. Louis, Missouri.
- B-50: Fritz, P. and Drimmie, R.J., 1991. Ground Water. Stable Isotopes: Natural and Anthropogenic Sulphur in the Environment (SCOPE 43), Krouse, H.R. and Grinenko, V.A. (eds), Section 6 & 7.



- B-49 +: Siegel, D.I., Frappe, S.K., Martini, A., Drimmie, R.J., and Thomas, R.L., 1990. Heavy metal transport to the Great Lakes by natural groundwater discharge: An initial evaluation. Proceedings, Canadian-American Water Resources Assoc. Conference on Great Lakes Issues, Toronto, Ontario.
- 8: Andrews, J.N., Drimmie, R.J., Loosli, H.H., and Hendry, M.J., 1991. Dissolved gases in the Milk River Aquifer, Alberta, Canada. *Appl. Geochem.*, Vol. 6, No. 4, pp 393-404.
- B-47: Frohlich, K., Ivanovich, M., Hendry, M.J., Andrews, J.N., Davis, S.N., Drimmie, R.J., Fabryka-Martin, J., Florkowski, T., Fritz, P., Leh, 1991. Application of isotopic methods of dating of very old groundwaters: Milk River Aquifer, Alberta, Canada. *Appl. Geochem.*, Vol. 6, No. 4, pp. 465-472.
- B-46 +: Aravena, R., Wassenaar, L.I., and Barker, J.F., 1991. Investigating carbon sources for methane and dissolved organic carbon in a regional confined aquifer using  $^{14}\text{C}$ . Fourteenth International Radiocarbon Conference, Tucson, Arizona, May.
- B-45: Drimmie, R.J., Aravena, R., Wassenaar, Fritz, P., Hendry, M.J., and Hut, G., 1991. Radiocarbon and stable isotopes in water and dissolved constituents, Milk River aquifer, Alberta, Canada. *Applied Geochemistry, Special Issue*, Vol. 6, No. 4, pp. 381-392.
- B-44: Fritz, S.J., Drimmie, R.J., and Fritz, P., 1991. Characterizing shallow aquifers using tritium and  $^{14}\text{C}$ : Periodic sampling based on tritium half-life. *Applied Geochemistry*, Vol. 6, pp. 17-33.
- B-43: Fritz, S.J., Drimmie, R.J., and Fritz, P., 1989. Evolution of a groundwater-recharge scenario for the Waterloo aquifer during 13 years of chemical and isotopic analyses. *Water-Rock Interaction, Miles (ed.)*, pp. 227-229.
- R-42: Wassenaar, L.I., Aravena, R., and Fritz, P., 1989. Radiocarbon in fractions of dissolved organic carbon from groundwater. *GAC, Program with Abstract*, p. A13.
- B-41 +: Pena, H., Grilli, A., Orphanopoulos, D., Suzuki, O., Aravena, R., and Rauert, W., 1987. Isotope hydrology of the Salar de Llamara, Atacama desert, Chile. Final Report, International Atomic Energy Agency, Project 301-F3-CHI-3715/GS.
- B-40 +: Morales, P., Cortes, A., Casar, I., Arizabalo, R.D., and Aravena, R., 1989. Isotopos ambientales y estudio geoquimico del agua subterranea de la parte Noroccidental del Estado de Morelos, Mexico. IAEA-TECDOC-50-2. Seminar Isotope Hydrology Investigations in Latin America, Mexico, pp. 379-398.
- B-39 +: Pena, H., Grilli, A., Salazar, C., Orphanopoulos, D., Suzuki, O., Aravena, R., and Rauert, W., 1989. Isotope hydrology of the Salar de Llamara basin, Atacama desert, Chile. IAEA-TECDOC-502. Seminar Isotope Hydrology Investigations in Latin America, Mexico, pp. 113-127.
- B-38 +: Aravena, R., Drimmie, R., Qureshi, R., McNeely, R., and Fabris, S., 1989. New possibilities for  $^{14}\text{C}$  measurements by liquid scintillation counting. *Radiocarbon*, Vol. 31, No. 3, pp. 387-392.
- B-37: Qureshi, R.M., Aravena, R., Fritz, P. and Drimmie, R.J., 1989. The  $\text{CO}_2$  absorption method as an alternative to benzene synthesis method for  $^{14}\text{C}$  dating. *Applied Geochemistry*, Vol. 4, pp. 625-633.
- B-36: Vasquez, E., Cortes, A., Jaimes, R., Fritz, P., and Aravena, R., 1989. Hidrogeologia isotopica de los valles de Cuautla y Yautepec, Mexico. *Geof. Int.*, vol. 28, No. 2, pp. 245-264.
- 35: Jaimes, L.R., Cortes, A., Vasquez, E., Aravena, R., Fritz, P., and Drimmie, R., 1989. Geoquimica Isotopica del sistema hidrogeologico del Valle de Cuernavaca, Estado de Morelos, Mexico. *Geof. Int.*, Vol. 28, No. 2, pp. 219-244.

- B-34: Wassenaar, L., Aravena, R., Hendry, J., and Fritz, P., 1991. Radiocarbon in dissolved organic carbon - A possible groundwater dating method: Case studies from Western Canada. *Water Resources Research*, Vol. 27, No. 8, pp 1975-1986.
- B-33: Jowett, E.C., Rye, R.O., Rydzewski, A., and Oszczepalski, S., 1991. Isotopic evidence for the addition of sulfur during formation of the Kupferschiefer ore deposits in Poland. *Zentralbl. f. Geol. u. Palaont.*, pp. 1001-1015.
- B-32: Cortes, A. and Farvolden, R.N., 1989. Isotope studies of precipitation and groundwater in the Sierra de las Cruces, Mexico. *J. Hydrol.*, Vol. 107, pp. 147-153.
- B-31: Robertson, W.D., Cherry, J.A. and Schiff, S.L., 1989. Atmospheric sulfur deposition 1950-1985 inferred from sulphate in groundwater. *Water Resources Research* Vol 25, No. 6, pp 1111-1123.
- B-30: Robertson, W.D. and Cherry, J.A., 1988. Tritium as an indicator of recharge and dispersion in a groundwater system in central Ontario. *Water Resources Research*, Vol. 25, No. 6, pp. 1097-1109.
- B-29: Desaulniers, D.E., Bradbury, K.R., and Cherry, J.A., 1989. Groundwater flow, diffusion and natural isotopes at two thick clayey tills in northern Wisconsin. *Ground Water* (resubmitted May).
- B-28: Desaulniers, D.E. and Cherry, J.A., 1988. Origin and movement of groundwater and major ions in a thick deposit of Champlain Sea clay near Montreal. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 26, pp. 80-89.
- B-27: Desaulniers, D.E., Kaufmann, R.S., Cherry, J.A. and Bentley, H.W., 1986.  $^{37}\text{Cl}$  -  $^{35}\text{Cl}$  variations in a diffusion-controlled groundwater system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 50, pp. 1757-1764.
- B-25: Qureshi, R.M., Fritz, P. and Drimmie, R.J., 1985. The use of  $\text{CO}_2$  absorbers for the determination of specific  $^{14}\text{C}$  activities. *Int. J. Appl. Radiat. Isot.*, Vol. 36, No. 2, pp. 165-170.
- B-24: Frape, S.K, Fritz, P. and McNutt, R.H., 1984. Water-rock interaction and chemistry of groundwaters from the Canadian Shield. *Geochimica et Cosmochimica*, Vol. 48, pp. 1617-1627.
- B-23: McNutt, R.H., Frape, S.K., and Fritz, P., 1984. Strontium isotopic compositions of some brines from the Precambrian Shield of Canada. *Isotope Geoscience*, Vol. 2, pp. 205-215.
- B-22: Hendry, M.J., Cherry, J.A. and Wallick, E.I., 1986. Origin and distribution of sulfate in a fractured till in southern Alberta, Canada. *Water Resources Research*, Vol. 22, No. 1, pp. 45-61.
- B-21: Dickin, R.C., Frape, S.K., Fritz, P. Leech, R.E.J. and Pearson, R., 1984. Groundwater chemistry to depths of 1000 m in low permeability granitic rocks of the Canadian Shield. *Proc. Internat. Symposium on Groundwater Resources Utilization and Contaminant Hydrogeology*. Montreal, Quebec, May 1984, International Assoc. Hydrogeologists, Vol. II, pp. 357-371.
- B-20: Desaulniers, D.E., Cherry, J.A. and Gillham, R.W., 1984. Long-term solute migration in argillaceous Quaternary deposits. *Proc. Internat. Symposium on Groundwater Resources Utilization and Contaminant Hydrogeology*, Montreal, Quebec, May 1984, International Assoc. Hydrogeologists, Vol. II, pp. 349-356.
- B-19: Andrews, J.N., Giles, I.S., Kay, R.L.F., Lee, D.J., Osmond, J.K., Cowart, J.B., Fritz, P., Barker, J.F., and Gale, J.E., 1982. Radio-elements, Radiogenic helium and age relationships for groundwaters from the granites at Stripa, Sweden. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 46, No. 9, pp. 1533-1543.

- B-18: Clark, I.D., Fritz, P., Michel, F.A. and Souther, D.G., 1982. Isotope hydrology and geothermometry of the Mount Meager geothermal area. *Can. J. Earth Sci.*, Vol. 19, No. 7, pp. 1454-1473.
- R-17: Fritz, P. and Frappe, S., 1982. Comments on the  $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$  and chemical composition of saline groundwaters on the Canadian Shield. Proceedings A.G.U. Symposium. Isotope Studies of Hydrologic Processes. Dekalb, Illinois, E.C. Perry and C.W. Montgomery, editors, pp. 57-64.
- B-16: Desaulniers, D.E., Cherry, J.A. and Fritz, P., 1982. Origin, age and movement of pore water in clayey Pleistocene deposits in South Central Canada. *Isotope Studies of Hydrologic Processes*. Northern Illinois University Press, Dekalb, Illinois, E.C. Perry and C.W. Montgomery, editors, pp. 45-55.
- B-15: Desaulniers, D.E., Cherry, J.A. and Fritz, P., 1981. Origin, age and movement of pore water in argillaceous Quaternary deposits at four sites in Southwestern Ontario. *Journal of Hydrology*, Vol. 50, pp. 231-257.
- B-14: Fritz, P., Silva, C., Suzuki, O. and Salati, E., 1981. Isotope hydrology of groundwaters in the Pampa del Tamarugal, Chile. *Journal of Hydrology*, Vol. 53, pp. 161-184.
- B-13: Fritz, P., Clark, I.D., Michel, F.A. and Souther, J.G., 1981. Isotope Hydrology and geothermometry of the Mount Meager geothermal area. *Transactions Geothermal Resource Council*, Vol. 4, pp. 161-168.
- B-12: Mozeto, A.A. and Fritz, P., 1981. Considerations on radiocarbon dating of groundwater. *Proceedings Symposium of Isotope Hydrology in Latin America*. Bogota, August 1980, pp. 221-244.
- B-11: Sudicky, E.A. and Frind, E.O., 1981. Carbon-14 dating of groundwater in confined aquifers: Implications of aquitard diffusion. *Water Resources Research*, Vol. 17, No. 4, pp. 1060-1064.
- B-10: Fritz, P., Barker, J.F. and Gale, J.E., 1980. Geochemistry, origin and age of groundwaters in the Stripa (Sweden) test mine. Northrup, C.J.M. (ed.), *Scientific Basis for Nuclear Waste Management*, Vol. 2, Plenum Press, pp. 543-552.
- B-09 +: Lloyd, J.W., Fritz, P., Charlesworth, D., 1980. A conceptual hydrochemical model for alluvial aquifers on the Saudi Arabian basement shield. *Isotope Techniques in Arid Zone Hydrology*, IAEA. (Vienna) AG 158/15, pp. 205-213.
- B-08 +: Salati, E., Matsui, E., Leal, J.M. and Fritz, P., 1980. Utilization of natural isotopes in the study of salinization of the waters in the Pajeu River Valley (Brazilian Northeast). *Isotope Techniques in Arid Zone Hydrology*, IAEA, (Vienna), AG 158/10, pp. 133-151.
- B-07 +: Zito, R., Donahue, D.J., Davis, S.N., Bentley, H.W. and Fritz, P., 1980. Possible subsurface production of Carbon 14. *Geophysical Research Lett.*, Vol. 7, No. 4, pp. 235-238..
- B-06: Barker, J.F., Fritz, P. and Brown, R.M., 1979. Carbon-14 measurements in aquifers with methane. *Proceedings of International Symposium on Isotope Hydrology; Neuherberg, (Germany) June 1978*, IAEA Publ. SM-228/33. Vol. II, pp. 661-678.
- B-05: Cherry, J.A., Desaulniers, D.E., Frind, E.O., Fritz, P., Gaever, D.M., Gillham, R.W. and Lelievre, B., 1979. Hydrogeologic properties of and pore water origin and age, clayey till and glaciolacustrine clay in south central Canada. *Proc. Workshop on Low Flow Permeability Measurements in Largely Impermeable Rocks*. O.E.C.D. Nuclear Agency and I.A.E.A., Paris, France, pp. 32-54.
- B-04: Fritz, P., Gale, J.E. and Reardon, E.J., 1979. Comments on Carbon-14 dating of groundwaters in crystalline environments. *Geoscience Canada*, Vol. 6, No. 1, pp. 1-15.

- B-03+: Fritz, P., Silva, C., Suzuki, O. and Salati, E., 1979. Isotope hydrology in Northern Chile. Proceedings International Symposium on Isotope Hydrology, Neuherberg (Germany), June 1978, IAEA, Publ. SM-228/26, Vol. II, 525-543.
- B-02: Reardon, E.J. and Fritz, P., 1978. Computer modelling of groundwater  $^{13}\text{C}$  and  $^{14}\text{C}$  isotopic compositions. Journal of Hydrology, Vol. 36, pp. 201-224.
- B-01: Fritz, P., Drimmie, R.J., and Render, F.W., 1974. Stable isotope contents of a major Prairie aquifer in central Manitoba, Canada. Proceedings of Symposium "Isotope Techniques in Groundwater Hydrology 1974" I.A.E.A., Vienna, March 1974, Vol. 1, pp. 379-398.

### C. MOVEMENT OF WATER, GAS, AND SOLUTES IN THE UNSATURATED ZONE

- C-16: Hughes, B.M., Gillham, R.W., and Mendoza, C.A., 1991. Transport of trichloroethylene in the unsaturated zone: A field experiment. IAH Conference on Subsurface Contamination by Immiscible Fluids, Calgary, Alberta, April 18-20 (in press).
- C-15: LeBlanc, D.R., Rudolph, D.L., Kachanoski, R.G., and Celia, M.A., 1991. Design and operation of an infiltration experiment in unsaturated glacial outwash, Cape Cod, Massachusetts. Proceedings of the USGS Toxic Substances Hydrology Program Technical Meeting, Monterey, California, March 11-15.
- C-14: Hughes, B.M., McClellan, R.D., and Gillham, R.W., 1990. Application of soil-gas sampling technology to studies of trichloroethylene vapour transport in the unsaturated zone. Ground-Water Contamination at Hazardous Waste Sites: Chemical Analysis and Interpretation, Lesage, S. and Jackson, R.E. (eds) (submitted).
- C-13: Metcalfe, D.E. and Farquhar, G.J., 1987. Modeling gas migration through unsaturated soils from waste disposal sites. *Water, Air, and Soil Pollution*, Vol. 32, pp. 247-259.
- C-12: Metcalfe, D.E. and Farquhar, G.J., 1986. A finite element model for describing gas transport through unsaturated soils. Proceedings of VI International Conference on Finite Elements in Water Resources, Lisbon, Portugal, June, 1986.
- C-11: Allen, R.M., Gillham, R.W., and Barker, J.F., 1987. Remediation of gasoline contaminated groundwater by infiltration through soil. FOCUS Conference on Eastern Regional Ground Water Issues, sponsored by NWWA, Burlington, Vermont, July 14-16.
- C-10.1: Allan, R.E., Farquhar, G.J. and McBean, E.A., 1985. Modelling the movement of vapours from hazardous liquids in soil. MOE Technology Transfer Conference No. 6, Toronto, November, 1985.
- 10: Reardon, E.J. and Poscente, P.J., 1984. A study of gas compositions in sawmill waste deposits: Evaluation of the use of wood waste in close-out of pyritic tailings. *Reclamation and Revegetation Research*, Vol. 3, pp. 109-128.
- C-09: Robin, M.J.L., and Elrick, D.E., 1985. Effect of cation exchange on calculated hydrodynamic dispersion coefficients. *Soil Science Society of America Journal*, Vol. 49, No. 1, pp. 39-45.
- C-08: Gillham, R.W., 1984. The capillary fringe and its effect on water-table response. *Journal of Hydrology*, Vol. 67, pp. 307-324.
- C-07: Gillham, R.W., 1982. Influence of the tension-saturated zone on contaminant transport in shallow water-table regimes. Proc. Symp. On Unsaturated Flow And Transport Modelling, March 23-24, Seattle, Oregon U.S. Nuclear Regulatory Commission, pp. 285-297.
- C-06.1: Mohsen, M.F.N., Farquhar, G.J., and Kouwen, N., 1980. Gas migration and vent design at landfill sites. *Water, Air and Soil Pollution*, Vol. 13, pp. 79-97.
- C-06: Pickens, J.F. and Gillham, R.W., 1980. Finite element analysis of solute transport under hysteretic unsaturated flow conditions. *Water Resources Research*, Vol. 16, No. 6, pp. 1070-1078.
- C-05: Reardon, E.J., Mozeto, A.A. and Fritz, P., 1980. Recharge in northern clime calcareous soils: Soil water chemical and carbon-14 evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 44, pp. 1723-1735.
- C-04: Gillham, R.W., Klute, A., and Heerman, D.F., 1979. Measurement and numerical simulation of hysteretic flow in a heterogeneous porous medium. *Soil Science Society Journal*, Vol. 43, No. 6, pp. 1061-1067.

- C-04: Gillham, R.W., Klute, A., and Heerman, D.F., 1979. Measurement and numerical simulation of hysteretic flow in a heterogeneous porous medium. *Soil Science Society Journal*, Vol. 43, No. 6, pp. 1061-1067.
- C-03: Pickens, J.F., Gillham, R.W., and Cameron, D.R., 1979. Finite element analysis of the transport of water and solutes in tile-drained soils. *Journal of Hydrology*, Vol. 40, pp. 243-264.
- C-02: Reardon, E.J., Allison, G.B., Fritz, P., 1979. Seasonal chemical and isotopic variations of soil CO<sub>2</sub> at Trout Creek, Ontario. *Journal of Hydrology*, Vol. 43, Special Volume In Honour of G.B. Maxy, pp. 355-371.
- C-01: Gillham, R.W., Klute, A., and Heerman, D.F., 1976. Hydraulic properties of a porous medium: Measurement and empirical representation. *Soil Science Society America Proceedings*, Vol. 40, pp. 203-207.

#### D. SURFACE WATER AND GROUNDWATER/SURFACE WATER INTERACTIONS

- D-32: van der Kamp, G. and Maathuis, H., 1991. Annual fluctuations of groundwater levels due to loading by surface moisture. *Journal of Hydrology*, Vol. 127, pp. 137-152.
- D-31: Bursey, G.G., Edwards, T.W.D., and Frape, S.K., 1991. Water balance and geochemistry studies in a tundra watershed, District of Keewatin, Northwest Territories. *Northern Hydrology: Selected Perspectives*, Prowse, T.D. and Ommanney, C.S.L. (eds.), National Hydrology Research Institute Symposium No. 6, pp. 17-31.
- D-30: Bursey, G.G., Edwards, T.W.D., and Frape, S.K., 1990. Hydrology and geochemistry studies, District of Keewatin, Northwest Territories, Canada. *Proceedings, Fifth Canadian Permafrost Conference*, Burgess, M.M., Harry, D.G., and Segó, D.C. (eds.), National Research Council, June 6-8, pp. 159-165.
- D-29 +: Aravena, R., Pena, H., Grilli, A., Suzuki, O., and Magaritz, M., 1989. Isotopic composition of the rains and origin of the air masses in the Chilean Altiplano. IAEA-TECDOC-502. *Seminar Isotope Hydrology Investigations in Latin America, Mexico*, pp. 129-142.
- D-28: Magaritz, M., Aravena, R., Pena, H., Suzuki, O., and Grilli, A., 1989. Water chemistry and isotope study of streams and springs in Northern Chile. *Journal of Hydrology*, Vol. 108, pp. 323-341.
- D-27: Aravena, R., and Suzuki, O., 1989. Isotopic evolution of river water in the northern Chile region. *Water Resources Research*, Vol. 26, No. 12, 2887-2895.
- D-26: Winters, S.L. and Lee, D.R., 1987. In situ retardation of trace organics in groundwater discharge to a sandy stream bed. *Environ. Sci. Technol.*, Vol. 21, pp. 1182-1186.
- D-25: Novakowski, K.S. and Gillham, R.W., 1988. Field investigations of the nature of water-table response to precipitation in shallow water-table environments. *Journal of Hydrology*, Vol. 97, pp. 23-32.
- D-24: Blowes, D.W. and Gillham, R.W., 1988. The generation and quality of streamflow on uranium tailings near Elliot Lake, Ontario. *Journal of Hydrology*, Vol. 97, pp. 1-23.
- D-23: Lee, D.R., 1985. Method for locating sediment anomalies in lakebeds that can be caused by groundwater flow. *Journal of Hydrology*, Vol. 79, pp. 187-193.
- D-22: Abdul, A.S. and Gillham, R.W., 1989. Field studies of the effects of the capillary fringe on streamflow generation. *Journal of Hydrology*, Vol. 112, pp. 1-18.
- D-21: Abdul, A.S. and Gillham, R.W., 1984. Laboratory studies of the effects of the capillary fringe on streamflow generation. *Water Resources Research*, Vol. 20, No. 6, pp. 691-698.
- D-20 +: Fritz, P. and Stichler, W., 1983. Runoff mechanisms in surface waters. *Guidebook to nuclear techniques in Hydrology*. IAEA, Vienna. Technical Report Series No. 91, pp. 81-86.
- D-19: Turner, J.V. and Fritz, P., 1983. Enriched carbon-13 composition of interstitial waters in sediments of a freshwater lake. *Can. J. Earth Sci.* Vol. 20, No. 4, pp. 616-621.
- D-18.1: Brock, D.T., Lee, D.R., Janes, D. and Winek, D., 1982. Groundwater seepage as a nutrient source to a drainage lake; Lake Mendota, Wisconsin. *Water Resour. Res.*, Vol. 16, pp. 1255-1263.
- D-18: Sklash, M.G. and Farvolden, R.N., 1982. The use of environmental isotopes in the study of high-runoff episodes in streams. *Isotope Studies of Hydrologic Processes*, E.C. Perry and C.W. Montgomery (editors), Northern Illinois University Press, De Kalb, Illinois, pp. 65-73.

## E. MEASUREMENT AND INTERPRETATION OF CONTAMINANT TRANSPORT PARAMETERS

- E-63: Acton, D.W. and Barker, J.F., 1992. In situ biodegradation potential of aromatic hydrocarbons in anaerobic groundwaters. *Journal of Contaminant Hydrology*, Vol. 9, pp. 325-352.
- E-62: Rivett, M.O., Feenstra, S., and Cherry, J.A., 1992. Groundwater zone transport of chlorinated solvents: A field experiment. Presented at Conference on Modern Trends in Hydrogeology", Hamilton, Ontario, May 10-13.
- E-61: Barker, J.F., Hubbard, C.E., Lemon, L.A., and Vooro, K.A., 1991. The influence of methanol in gasoline fuels on the formation of dissolved plumes and on the fate and natural remediation of methanol and BTEX dissolved in groundwater. *Hydrocarbon Contaminated Soils and Groundwater*, Vol. 2, Calabrese, E.J. and Kosteki, P.T. (eds)., Chapter 7, Lewis Publishers, pp. 103-113.
- E-60: Robertson, W.D. and Cherry, J.A., 1992. Persistence of nitrate in three septic system plumes on unconfined sands in Ontario. Presented at 1992 IAH Conference on Modern Trends in Hydrogeology, Hamilton, Ontario, May 10-14.
- E-59 +: Aravena, R., Evans, M.L., and Cherry, J.A., 1992. Nitrate isotopes,  $^{15}\text{N}$  and  $^{18}\text{O}$ , as tracers of septic system-derived nitrate contamination in a shallow sand aquifer. *Ground Water* (in submittal).
- E-58: Mackay, D., Shiu, W.Y., Maijanen, A., and Feenstra, S., 1991. Dissolution of non-aqueous phase liquids in groundwater. *Journal of Contaminant Hydrology*, Vol. 8, pp. 23-42.
- E-57: McKay, L.D., Cherry, J.A., Bales, R.C., Yahya, M.T., and Gerba, C.P., 1991. A field example of bacteriophage as tracer of fracture flow. *Environmental Science and Technology* (submitted October).
- E-56: Bianchi-Mosquera, G.C., Mackay, D.M., and Hopkins, G.D., 1991. Monitoring of organic tracer tests: Recent methods and results. Proceedings, National Research and Development Conference on the Control of Hazardous Materials, February 20-22, Anaheim, California.
- E-55: Molson, J.W. and Frind, E.O., 1991. A unique 3D finite element model for simulating aquifer thermal energy storage and recovery. Proceedings, Thermastock '91, Scheveningen, The Netherlands.
- E-54: Molson, J.W., Frind, E.O., and Palmer, C.D., 1991. Thermal energy storage in an unconfined aquifer: 2. Model development, validation and application. *Water Resour. Res.*, (submitted June).
- E-53: Palmer, C.D., Blowes, D.W., Frind, E.O., and Molson, J.W., 1991. Thermal energy storage in an unconfined aquifer: 1. Field injection experiment. *Water Resour. Res.*, (submitted June).
- E-52: Shutter, S.B., Sudicky, E.A., and Robertson, W.D., 1991. A case study of groundwater contamination from a domestic septic system, 8. Application of a saturated-unsaturated model for chemical movement. *Environmental Toxicol. and Chem.* (in submittal).
- E-51: Robertson, W.D., 1991. A case study of groundwater contamination from a domestic septic system, 7. Persistence of dichlorobenzene. *Environmental Toxicol. and Chem.* (in submittal).
- E-50: Wilhelm, S.R., Schiff, S.L., and Robertson, W.D., 1991. A case study of groundwater contamination from a domestic septic system, 3. Unsaturated and saturated zone geochemistry. *Environmental Toxicol. and Chem.* (in submittal).
- E-49: Robertson, W.D., 1991. A case study of groundwater contamination from a domestic septic system, 2. Site description. *Environmental Toxicol. and Chem.* (in submittal).



- E-48: Cherry, J.A. and Rapaport, R.A., 1991. A case study of groundwater contamination from a domestic septic system, 1. Introduction. *Environmental Toxicol. and Chem.* (in submittal).
- E-47\*: Woodbury, A.D. and Sudicky, E.A., 1991. The inversion of the Borden tracer experiment data: Investigation of the isotropic-moment model. *Water Resour. Res.* (in submittal).
- E-46\*: Solomon, D.K. and Sudicky, E.A., 1991. Tritium and helium-3 isotope ratios for direct estimation of spatial variations in groundwater recharge. *Water Resour. Res.* Vol. 27, No. 9, pp. 2309-2319.
- E-45: van Rees, K.C.J., Sudicky, E.A., Rao, P.S.C., and Reddy, K.R., 1991. Evaluation of laboratory techniques for measuring diffusion coefficients in sediments. *Environmental Science & Technology*, Vol. 25, No. 9, pp. 1605-1611.
- E-44: Robin, M.J.L., Sudicky, E.A., Gillham, R.W., and Kachanoski, R.G., 1991. Spatial variability of strontium distribution coefficients and their correlation with hydraulic conductivity in the CFB Borden aquifer. *Water Resources Research*, (in press).
- E-43: Woodbury, A.D. and Sudicky, E.A., 1991. The geostatistical characteristics of the Borden aquifer. *Water Resour. Res.*, Vol. 27, No. 4, pp. 533-546.
- E-42: Feenstra, S., 1990. Evaluation of multi-component DNAPL sources by monitoring of dissolved-phase concentrations. IAH Conference on Subsurface Contamination by Immiscible Fluids, Calgary, Alberta, April 18-20, 1990.
- E-41: Shutter, S.B., Sudicky, E.A., and Robertson, W.D., 1990. Numerical analysis of chemical migration from a domestic septic system in a sandy aquifer. *Ground Water* (submitted March 1990).
- E-40: McKay, L.D. and Trudell, M.R., 1989. The sorption of trichloroethylene in clayey till. Presented at Symposium on Ground-Water Contamination, Saskatoon, Saskatchewan, June 14-15, 1989.
- E-39: Barker, J.F., Patrick, G.C., Berwanger, D.J., and Sudicky, E.A., 1989. Leaky microcosms are representative of BTX biodegradation in the Borden sand aquifer. *Proc. New Field Techniques for Quantifying the Physical and Chemical Properties of Heterogeneous Aquifers*, NWWA, Dallas, Texas, March 20-23, 1989.
- E-38: Barker, J.F., Sudicky, E.A., Mayfield, C.I., and Gillham, R.W., 1989. The fate and persistence of aromatic hydrocarbons dissolved in groundwater: Results from controlled field experiments. Presented at AAPG/SEPM/SEG/SPWLA Pacific Section Meeting, Palm Springs, California, May 10-13, 1989, Submitted to AAPG Symposium Volume - Environmental Concerns in the Petroleum Industry (ed. S.M.).
- E-37 + +: Reardon, E.J. and Stevens R.A., 1988. Surface protonation buffer capacity of clayey samples from OWMC's preferred site. Final report to Gartner Lee Ltd., 22 pages.
- E-36 + +: Berry-Spark, K.L., Barker, J.F., MacQuarrie, K.T., Major, D., Mayfield, C.I., and Sudicky, E.A., 1988. The Behaviour of Soluble Petroleum Product Derived Hydrocarbons in Groundwater. Phase III. PACE Report No. 88-2.
- E-35: Robertson, W.D., Sudicky, E.A., Cherry, J.A., Rapaport, R.A., and Shimp, R.J., 1989. Impact of a domestic septic system on an unconfined sand aquifer. *Proceedings International Symposium on Contaminant Transport in Groundwater*, Stuttgart, Germany, April 1989, pp. 105-112.
- E-34: Kueper, B., Abbott, W., and G. Farquhar, 1989. Experimental observations of multiphase flow in heterogeneous porous media. *Journal of Contaminant Hydrology*, Vol. 5, pp. 83-95.

- E-33: Myrand, D., Gillham, R.W., Sudicky, E.A., O'Hannesin, S.F., and Johnson, R.L., 1991. Diffusion of volatile organic compounds in natural clay deposits: Laboratory studies. *Journal of Contaminant Hydrology* (resubmitted September 1991).
- E-32.1: Farquhar, G.J., Abbott, W., Kell, R., McBean, E., and Stickney, B., 1987. Experiments on the movement of immiscible liquids and their vapours in soil. MOE Technology Transfer Conference, Toronto, November, 1987.
- E-32 + +: Gillham, R.W., O'Hannesin, S.F., Ptacek, C.J. and Barker, J.F., 1987. Evaluation of small scale retardation tests for BTX in groundwater. PACE Report No. 87-3.
- E-31: Wilson, J.T., Smith, G.B., Cochrane, J.W., Barker, J.F. and Roberts, P.V., 1987. Field evaluation of a simple microcosm simulating the behaviour of volatile organic compounds in subsurface materials. *Water Resources Research*.
- E-30: Keller, C.K., van der Kamp, G. and Cherry, J.A., 1989. A multi-scale study of the permeability of a thick clayey till. *Water Resources Research*, Vol. 25, No. 11, pp. 2299-2317.
- E-28: Ptacek, C.J., Cherry, J.A. and Gillham, R.W., 1987. Mobility of dissolved petroleum-derived hydrocarbons in sand aquifers. Vandermeulen, J.H. and Hruday, S.E. (Eds.). *Oil and Freshwater: Chemistry, Biology and Countermeasures*, Pergamon Press, pp. 195-214.
- E-27: Sudicky, E.A., 1986. Experimental and theoretical studies of tracer dispersion in soils and groundwater. Invited paper, XIIIth Congress, International Soil Science Society, Hamburg, Germany, August, 1986.
- E-26: Barker, J.F., Patrick, G.C. and Major, D., 1987. Natural attenuation of aromatic hydrocarbons in a shallow sand aquifer. *Ground Water Monitoring Review*, Vol. 7, pp. 64-71.
- E-25: Criddle, C.S., McCarty, P.L., Elliot, M.C. and Barker, J.F., 1986. Reduction of hexachloroethane to tetrachloroethylene in groundwater. *Jour. Contaminant Hydrogeology*, Vol. 1, pp. 133-142.
- E-24: Patrick, G., Barker, J.F., Gillham, R.W., Mayfield, C.I. and Major, D., 1986. The behaviour of soluble petroleum product derived hydrocarbons in groundwater. Phase II. PACE Rept. No. 86-1, Petrol. Assoc. for Conservation Can. Environ., Ottawa, 59 p.
- E-23: Reardon, E.J., and Moddle, P.M., 1985. Gas diffusion coefficient measurements on uranium mill tailings: Implications to cover layer design. *Uranium*, Vol. 2, pp. 111-131.
- E-22: McLaren, R.G., Sudicky, E.A. and Kennedy, K.G., 1985. Simulation of non-ideal pressure response tests in low hydraulic conductivity rock. Paper presented at NWWA meeting in Columbus, Ohio, July 1985.
- E-21: Barker, J.F. and Patrick, G.C., 1985. Natural attenuation of aromatic hydrocarbons in a shallow sand aquifer. Proc. Petroleum Hydrocarbons and Organic Chemicals in Ground Water Prevention, Detection and Restoration -A Conf. and Exposition, Houston, Texas, Nov. 1985. Sponsored by NWWA and API, pp. 160-177.
- E-20: Sudicky, E.A., 1986. A natural-gradient experiment on solute transport in a sand aquifer: Spatial variability of hydraulic conductivity and its role in the dispersion process. *Water Resources Research*, Vol. 22, No. 13, pp. 2069-2082.
- E-19: Mackay, D.M., Freyberg, D.L., Roberts, P.V. and Cherry, J.A., 1985. A natural gradient experiment on solute transport in a sand aquifer. 1. Approach and overview of results. *Water Resources Research*, Vol. 22, No. 13, pp. 2017-2029.

- E-18: Patrick, G.C. and Barker, J.F., 1985. A natural-gradient tracer study of dissolved benzene, toluene and xylenes in groundwater. 2nd Annual Canadian/American Conference on Hydrogeology: Hazardous Waste in Ground Water - a soluble dilemma. June 25-29, 1985, Banff, Alberta. Sponsored by Alberta Research Council and NWWA, pp..
- E-17 + +: Patrick, G.C., Ptacek, C.J., Gillham, R.W., Barker, J.F., Cherry, J.A., Major, D., Mayfield, C.I. and Dickhout, R.D., 1985. The behaviour of soluble petroleum product derived hydrocarbons in groundwater. Phase I, Pace Report No. 85-3.
- E-16: Sutton, P.A. and Barker, J.F., 1985. Migration and attenuation of selected organics in a sandy aquifer - A natural gradient experiment. *Ground Water*, Vol. 23, pp. 10-16.
- E-15: Winters, S.L. and Lee, D.R., 1985. Organic solute transport in groundwater discharge environments. Proceedings of the Second International Conference on Ground Water Quality Research, pp. 55-58. March 26-29, 1984, in Tulsa, Oklahoma, USA.
- E-14: Sudicky, E.A., Gillham, R.W. and Frind, E.O., 1985. Experimental investigation of solute transport in stratified porous media: 1. The nonreactive case. *Water Resources Research*, Vol. 21, No. 7, pp. 1035-1041.
- E-13: Starr, R.C., Gillham, R.W. and Sudicky, E.A., 1985. Experimental investigation of solute transport in stratified porous media: 2. The reactive solute case. *Water Resources Research*, Vol. 21, No. 7, pp. 1043-1050.
- E-12: Johnston, H.M., Gillham, R.W. and Cherry, J.A., 1985. Distribution coefficients for strontium and cesium in overburden at a storage area for low-level radioactive waste. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 22, No 1, pp. 6-16.
- 11: Gillham, R.W., Sudicky, E.A., Cherry, J.A. and Frind, E.O., 1984. An advection-diffusion concept for solute transport in heterogeneous unconsolidated geological deposits. *Water Resources Research*, Vol. 20, No. 3, pp. 369-378.
- E-10: Dance, J.T. and Reardon, E.J., 1983. Migration of contaminants in groundwater at a landfill: A case study. 5, Cation Migration in the dispersion test. *Journal of Hydrology*, Vol. 63, pp. 109-130.
- E-09: Egboka, B.C.E., Cherry, J.A., Farvolden, R.N. and Frind, E.O., 1983. Migration of contaminants in groundwater at a landfill: A case study. 3, Tritium as an indicator of dispersion and recharge. *Journal of Hydrology*, Vol. 63, pp. 51-80.
- E-08.1: Mackay, D.M., Cherry, J.A., Freyberg, D.L., Hopkins, G.D., McCarty, P.L., Reinhard, M. and Roberts, P.V., 1983. Implementation of a field experiment on groundwater transport of organic solutes. Proceedings, 1983 National Conference on Environmental Engineering, ASCE Specialty Conference, University of Colorado, Boulder, Colorado, July 6-8, pp. 24-30.
- E-08: Sudicky, E.A., Cherry, J.A. and Frind, E.O., 1983. Migration of contaminants in groundwater at a landfill: A case study. 4, A natural gradient tracer test. *Journal of Hydrology*, Vol. 63, pp. 81-108.
- E-07\*: Reynolds, W.D., Gillham, R.W., and Cherry, J.A., 1982. Evaluation of distribution coefficients for the prediction of strontium and cesium migration in a uniform sand. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 19, No. 1, pp. 92-103.
- E-06: Reardon, E.J., 1981.  $K_d$ 's - Can they be used to describe reversible ion sorption reactions in contaminant migration?. *Ground Water*, Vol. 19, pp. 279-286.
- E-05\*: Gillham, R.W., Cherry, J.A., and Lindsay, L.E., 1980. Cesium distribution coefficients in unconsolidated geological materials. *Health Physics*, Vol. 39, pp. 637-649.

- E-04: Lee, D.R., Cherry, J.A. and Pickens, J.F., 1980. Groundwater transport of a salt tracer through a sandy lakebed. *J. Limnology and Oceanography*, Vol. 25, No. 1, pp. 45-61.
- E-03: Pickens, J.F., Merritt, W.F., and Cherry, J.A., 1980. Field determination of the physical contaminant transport parameters in a sandy aquifer. *Proceedings IAEA Advisory Group Meeting on the Use of Nuclear Techniques in Water Pollution Research, Cracow, Poland, 6-9 December 1976*, pp. 239-265.
- E-02: Sudicky, E.A. and Cherry, J.A., 1979. Field observations of tracer dispersion under natural flow conditions in an unconfined sandy aquifer. *Fourteenth Canadian Symposium On Water Pollution Research, University of Toronto, Feb. 22, Water Pollution Research, Canada, Vol. 14*, pp. 1-17.
- E-01: Pickens, J.F., Cherry, J.A., Gillham, and Merrit, W.F., 1977. Field studies of dispersion in a shallow sandy aquifer. *Proceedings Invitational Well Testing Symposium, U.S. Dept. of Energy, Berkeley, Calif., Oct. 19-21*, pp. 55-62.

## F. MATHEMATICAL MODELLING OF GROUNDWATER FLOW OR CONTAMINANT TRANSPORT IN NON-FRACTURED SYSTEMS

- 72: Ioannidis, M.A., Chatzis, I., and Sudicky, E.A., 1992. The effect of spatial correlations on the accessibility characteristics of 3-D cubic networks as related to drainage displacements in porous media. *Water Resources Research* (submitted May).
- F-71: Robin, M.J.L., Gutjahr, A.L., Sudicky, E.A., and Wilson, J.L., 1992. Cross-correlated random field generation with the direct Fourier Transform method. *Water Resources Research* (submitted April).
- F-70: Guyonnet, D.A., 1991. Numerical modeling of effects of small-scale sedimentary variations on groundwater discharge into lakes. *Limnol. Oceanogr.*, Vol. 36, No. 4, pp. 787-796.
- F-69: Mendoza, C.A., Frind, E.O., and Hughes, B.M., 1990. Vapour transport of organic compounds: Simulation of field experiments and model validation. *Proceedings, IAHS International Conference on Calibration and Reliability in Groundwater Modelling, The Hague, September.*
- F-68: Sudicky, E.A., Schellenberg, S.L., and MacQuarrie, K.T.B., 1990. Assessment of the behaviour of conservative and biodegradable solutes in heterogeneous porous media. *Dynamics of Fluids in Hierarchical Porous Media, Chapter XV*, pp. 430-461.
- F-67: Guiguer, N., 1990. Numerical modelling of the fate of residual immiscible fluids in saturated porous media. *International Seminar of Pollution, Protection and Control of Ground Water, IAWPRC, Porto Alegre, Brazil, Septebmer 20-21 Wat. Sci. Tech. Vol. 24, No. 11, pp. 261-270.*
- F-66: Molson, J.W. and Frind, E.O., 1990. Perspectives on non-uniqueness in three-dimensional transport simulations of biodegrading organic contaminants. *IAHS International Conference on Calibration and Reliability in Groundwater Modelling, The Hague, September.*
- F-65: Kueper, B.H. and Frind, E.O., 1991. Two-phase flow in heterogeneous porous media: 2. Model application. *Water Resour. Res.*, Vol. 27, No. 6, pp. 1058-1070.
- F-64: Kueper, B.H. and Frind, E.O., 1991. Two-phase flow in heterogeneous porous media: 1. Model development. *Water Resour. Res.*, Vol. 27, No. 6, pp. 1049-1057.
- F-63: Akindunni, F.F., Gillham, R.W., and Nicholson, R.V., 1991. Numerical simulations to investigate moisture retention characteristics in the design of oxygen-limiting covers for reactive mine tailings. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 28, pp. 446-451.
- F-62: Kueper, B.H. and Frind, E.O., 1990. Numerical modelling of multiphase/multicomponent flow and transport in porous media: An overview. *IAH Conference on Subsurface Contamination by Immiscible Fluids, Calgary, Alberta, April 18-20.*
- F-61: Kueper, B.H., Frind, E.O., and McWhorter, D.B., 1990. Application of a numerical model and laboratory parameter measurement to the movement of dense, immiscible phase liquids in a heterogeneous sand aquifer. *IAH Conference on Subsurface Contamination by Immiscible Fluids, Calgary, Alberta, April 18-20.*
- F-60: Mendoza, C.A., Hughes, B.M., and Frind, E.O., 1990. Transport of trichloroethylene vapours in the unsaturated zone: Numerical analysis of a field experiment. *IAH Conference on Subsurface Contamination by Immiscible Fluids, Calgary, Alberta, April 18-20 (in press).*
- F-58: Zhihua, O. and Elsworth, D., 1989. An adaptive characteristics method for advective-diffusive transport. *Appl. Math. Modelling*, Vol. 13, pp. 682-692.
- F-57: Rivett, M.O., Feenstra, S., and Cherry, J.A., 1991. Field experimental studies of a residual solvent source emplaced in the groundwater zone. *Proceedings of the Conference on Petroleum*

Hydrocarbons and Organic Chemicals in Ground Water, NWWA, Houston, Texas, November 20-22.

- F-56: Frind, E.O., Duynisveld, W.H.M., Strelbel, O., and Boettcher, J., 1989. Modelling of multi-component transport with microbial transformation in groundwater: The Fuhrberg case. *Water Resour. Res.*
- F-55: Frind, E.O. and Molson, J.W.H., 1989. On the relevance of the transport parameters in predictive modelling of groundwater contamination. *International Symposium on Groundwater Management: Quantity and Quality, Bernidorm, Spain, October 1989.*
- F-54: Sudicky, E.A., 1989. The Laplace transform Galerkin technique for efficient time-continuous solution of solute transport in double-porosity media. *Geoderma*, Vol. 26, pp. 209-232.
- F-53: Mendoza, C.A. and McAlary, T.A., 1989. Modeling of groundwater contamination caused by organic solvent vapours. *Ground Water*, Vol. 28, No. 2, pp. 199-206.
- F-52: Mendoza, C.A. and Frind, E.O., 1989. Advective-dispersive transport of dense organic vapours in the unsaturated zone 2. Sensitivity analysis. *Water Resour. Res.*, Vol. 26, No. 3, pp. 388-398.
- F-51: Mendoza, C.A. and Frind, E.O., 1989. Advective-dispersive transport of dense organic vapours in the unsaturated zone 1. Model Development. *Water Resour. Res.*, Vol. 26, No. 3, pp. 379-387.
- F-50: Rudolph, D.L., Herrera, I., and Yates, R., 1989. Groundwater flow and solute transport in the industrial well fields of the Texcoco saline aquifer system near Mexico City. *Geofisica International*, Vol. 28-2, pp. 363-408.
- F-49: Frind, E.O., Sudicky, E.A., and Molson, J.W., 1989. Three-dimensional simulation of organic transport with aerobic biodegradation. *Proceedings, IAHS Third Scientific Assembly, Baltimore, MD, May 10-19, 1989.*
- F-48: Leismann, H.M. and Frind, E.O., 1989. A symmetric-matrix time integration scheme for the efficient solution of advection-dispersion problems. *Water Resources Research*, Vol. 25, No. 6, pp. 1133-1139.
- F-47: Frind, E.O., Duynisveld, W.H.M., Strelbel, O., and Boettcher, J., 1989. Simulation of nitrate and sulfate transport and transformation in the Fuhrberger Feld aquifer, Hannover, Germany. *Proceedings International Symposium on Contaminant Transport in Groundwater, Stuttgart, Germany, April, 1989, pp. 97-104.*
- F-46 +: Kueper, B.H., McWhorter, D.B., and Frind, E.O., 1989. The behaviour of dense nonaqueous phase liquid contaminants in heterogeneous porous media. *Proceedings International Symposium on Contaminant Transport in Groundwater, Stuttgart, Germany, April 1989, pp. 381-387.*
- F-45: Sudicky, E.A. and MacQuarrie, K.T.B., 1989. Behaviour of biodegradable organic contaminants in random stationary hydraulic conductivity fields. *Proceedings International Symposium on Contaminant Transport in Groundwater, Stuttgart, Germany, April 1989, pp. 307-315.*
- F-44: Sudicky, E.A., 1989. The Laplace transform Galerkin technique: A time-continuous finite element theory and application to mass transport in groundwater. *Proceedings International Symposium on Contaminant Transport in Groundwater, Stuttgart, Germany, April 1989, pp. 317-325.*
- F-43: Germain, D. and Frind, E.O., 1989. Modelling of contaminant migration in fracture networks: Effects of matrix diffusion. *Proceedings International Symposium on Contaminant Transport in Groundwater, Stuttgart, Germany, April 1989, pp. 267-274.*

- F-42: Sudicky, E.A., 1989. The Laplace transform Galerkin technique: A time-continuous finite element theory and application to mass transport in groundwater. *Water Resources Research*, Vol. 25, No. 8, pp. 1833-1846.
- F-41: Frind, E.O., 1988. Solution of the advection-dispersion equation with free exit boundary. *Numerical Methods for Partial Differential Equation*, Vol 4, pp. 301-313.
- F-40: MacQuarrie, K.T.B. and Sudicky, E.A., 1989. Simulation of biodegradable organic contaminants in groundwater. 2. Plume behaviour in uniform and random flow fields. *Water Resources Research*, Vol. 26, No. 2, pp. 223-239.
- F-39: MacQuarrie, K.T.B., Sudicky, E.A. and Frind, E.O., 1989. Simulation of biodegradable organic contaminants in groundwater. 1. Numerical formulation in principal directions. *Water Resources Research*, Vol. 26, No. 2, pp. 207-222.
- F-38: Kueper, B.H. and Frind, E.O., 1988. An overview of immiscible fingering in porous media. *Journal of Contaminant Hydrology*, Vol. 2, No. 2, pp. 95-110.
- F-37: Frind, E.O. and Hokkanen, G.E., 1987. Simulation of the Borden plume using the Alternating Direction Galerkin Technique. *Water Resources Research*, Vol. 23, No. 5, pp. 918-930.
- F-36: Frind, E.O., Sudicky, E.A. and Schellenberg, S., 1987. Micro-scale modelling in the study of plume evolution in heterogeneous media. *Stochastic Hydrol. Hydraul.*, Vol. 1, pp. 263-279.
- F-35: Molson, J.W., Frind, E.O., and Farvolden, R.N., 1987. Optimal recovery of leachate under sanitary landfills. Ontario Ministry of the Environment, Technology Transfer Conference, Toronto, Ontario, Dec. 1987.
- F-34: Burnett, R.D. and Frind, E.O., 1987. Simulation of contaminant transport in three dimensions. 2. Dimensionality Effects. *Water Resources Research*, Vol. 23, No. 4, pp. 695-705.
- F-33: Burnett, R.D. and Frind, E.O., 1987. Simulation of Contaminant Transport in three dimensions, 1. The Alternating direction Galerkin technique. *Water Resources Research*, Vol. 23, No. 4, pp. 683-694.
- F-32.1: Frind, E.O. and Germain, D., 1986. Simulation of contaminant plumes with large dispersion contrast: Evaluation of alternating direction Galerkin models. *Water Resour. Res.*, Vol. 22, No. 13, pp. 1857-1873.
- F-32: St. Arnaud, L., Frind, E.O., Farvolden, R.N. and Gillham, R.W., 1986. Development of design criteria for optimal recovery of leachate under sanitary landfills. Proc. Technology Transfer Conference, Ministry of the Environment, Toronto, Ontario, Dec. 8-9, 1986, pp. 243-271.
- F-31: Frind, E.O., 1987. Modelling of contaminant transport in groundwater - An Overview. The Canadian Society for Civil Engineering Centennial Symposium on Management of Waste Contamination of Groundwater, Montreal, May 1987.
- F-30: Frind, E.O., 1987. Simulation of ground water contamination in three dimensions. National Water Well Association, Solving Ground Water Problems with Models Conference, Denver, Colorado, February, 1987.
- F-29: Kinzelbach, W.K.H. and Frind, E.O., 1986. Accuracy criteria for advection-dispersion models. Proceedings, Sixth International Conference on Finite Elements in Water Resources, National Laboratory of Civil Engineering, Lisbon, Portugal, June 1986.
- F-28: Burnett, R.D. and Frind, E.O., 1986. A comparison of transport simulations in two and three dimensions using alternating direction Galerkin techniques. Proceedings, Sixth International

## G. HYDROGEOLOGICAL CHARACTERISTICS AND MODELLING OF SOLUTE TRANSPORT IN FRACTURED POROUS MEDIA

- G-37: McKay, L.D., Cherry, J.A., and Gillham, R.W., 1991. Field experiments in a fractured clay till: 1. Hydraulic conductivity and fracture aperture. *Water Resour. Res.* (submitted October).
- G-36: Mendoza, C.A. and Sudicky, E.A., 1991. Hierarchical scaling of constitutive relationships controlling multi-phase flow in fractured geologic media. Third International Conference on Reservoir Characterization Requirements for Different Stages of Development, National Institute for Petroleum and Energy Research and the U.S. Department of Energy, Tulsa, Oklahoma, Nov. 3-5.
- G-35+: Jowett, E.C. and Acton, D.W., 1991. Density contours and statistics of orientation data on the sphere (Macintosh Pascal). *Computers and Geosciences* (in final preparation).
- G-34: Harrison, B., Sudicky, E.A., and Cherry, J.A., 1991. Numerical analysis of solute migration through fractured clayey deposits into underlying aquifers. *Water Resour. Res.*, Vol. 28, No. 2, pp. 515-526.
- G-33: Keller, C.K. and van der Kamp, G., 1991. Hydrogeochemistry of a clayey till, II. Carbon distributions and sources of CO<sub>2</sub>. *Water Resour. Res.* (in submittal).
- G-32: Keller, C.K., van der Kamp, G., and Cherry, J.A., 1991. Hydrogeochemistry of a clayey till, 1. Spatial variability. *Water Resour. Res.*, Vol. 27, No. 10, pp. 2543-2554.
- G-31: Sudicky, E.A. and McLaren, R.G., 1991. The Laplace Galerkin technique for large-scale simulation of mass transport in discretely-fractured porous formations. *Water Resour. Res.*, Vol. 28, No. 2, pp. 499-514.
- G-30+: Kueper, B.H. and McWhorter, D.B., 1991. The behaviour of dense, non-aqueous phase liquids in fractured clay and rock. *Journal of Groundwater*, Vol. 29, No. 5, pp. 716-728.
- G-29: Arthur, C.L. and Pawliszyn, J., 1990. Solid phase microextraction with thermal desorption using fused silica optical fibers. *Analytical Chemistry*, Vol. 62., pp. 2145-2148.
- G-28: Belardi, R.P. and Pawliszyn, J.B., 1990. The application of chemically modified fused silica fibers in the extraction of organics from water matrix samples and their rapid transfer to capillary columns. *Water Pollution Research Journal of Canada*, pp. 179-191.
- G-27: Pawliszyn, J.B. and Alexandrou, N., 1989. Indirect supercritical fluid extraction of organics from water matrix samples. *Water Poll. Res. J. Canada*, Vol. 24, No. 2, pp. 207-214.
- G-26: Pawliszyn, P.B., 1990. Inexpensive fluid delivery system for supercritical fluid extraction. *J. High Resolution Chromatography*, pp. 199-202.
- G-25: Middleton, T.A., Cherry, J.A., and Quigley, R.M., 1990. The effect of chlorinated solvent on the permeability of fractured clay. Presented at IAH Conference on Subsurface Contamination by Immiscible Fluids, April 18-20, Calgary, Alberta.
- G-24: Rudolph, D.L., Cherry, J.A., and Farvolden, R.N., 1991. Groundwater flow and solute transport in fractured lacustrine clay near Mexico City. *Water Resources Research*, Vol. 27, No. 9, pp. 2187-2201.
- G-23: Cherry, J.A., van der Kamp, G., and Keller, C.K., 1989. A concept for hazardous waste disposal in southern Saskatchewan by burial in thick clayey glacial till. *Symposium on Groundwater Contamination, Saskatoon, Saskatchewan, June 14-15, 1989.*



- G-22: Kueper, B.H. and McWhorter, D.B., 1989. The behaviour of dense, non-aqueous phase liquids (DNAPLs) in fractured media. Conference Proceedings: FOCUS on Eastern Regional Groundwater Issues, Oct. 17-19, 1989 Kitchener, Ontario, NWWA.
- G-21 +: Cherry, J.A., Mase, C., Blackport, R., Sudicky, E.A., Thomson, G.I., Gillham, R.W., and Novakowski, K., 1989. Evaluation of contaminant velocity in low-permeability fractured shale. Final Report, Ministry of the Environment, Ontario, Grant No. 214.
- G-20: Elsworth, D. and Bai M., 1989. Coupled flow-deformation response of dual porosity media. Journal of Geotechnical Eng., ASCE (submitted April, 1989).
- G-19: Elsworth, D., 1989. Hydraulic visibility of high conductivity lenses by partially penetrating wells. Water Resour. Res. (submitted February 1989).
- G-18: Piggott, A.R. and Elsworth, D., 1989. Physical and numerical studies of a fracture system model. Water Resources Research, Vol. 25, No. 3, pp. 457-462.
- G-17: Elsworth, D., 1988. Poroelastic response of dual porosity media. Canadian/American Conference on Hydrogeology, Banff, Alberta, pp. 260-266.
- G-16: Cherry, J.A., 1989. Hydrogeologic contaminant behaviour in fractured and unfractured clayey deposits in Canada. Proceedings International Symposium on Contaminant Transport in Groundwater, Stuttgart, Germany, April 1989, pp. 11-20.
- G-15: Ruland, W.W., Cherry, J.A., and Feenstra, S., 1990. The depth of fractures and active groundwater flow in a clayey till plain in Southwestern Ontario. Ground Water (resubmitted June, 1990).
- G-14: Mase, C.W., Thompson, G., Cherry, J.A., Blackport, R., and Smith, L., 1987. Evaluation of contaminant velocity in low-permeability fractured shale. Proceedings Technology Transfer Conference, Ministry of the Environment, Toronto, Ontario, Nov. 30-Dec. 1, 1987.
- G-13: Keller, C.K., van der Kamp, G. and Cherry, J.A., 1988. Hydrogeology of two Saskatchewan Tills: I. Fractures, bulk permeability, and spatial variability of downward flow. Journal of Hydrology, pp. 97-121.
- G-12: D'Astous, A.Y., Ruland, W.W., Bruce, J.R.G., Cherry, J.A. and Gillham, R.W., 1988. Fracture effects in the shallow groundwater zone in weathered Sarnia area clay. Canadian Geotechnical Journal, Vol. 26, No. 1, pp. 43-56.
- G-11: Harding, D.W.R., Dusseault, M.B. and Cherry, J.A., 1986. Constant head field permeability tests in a fissured clay till in Southwestern Ontario. 39th Canadian Geotechnical Conference, Ottawa, Ontario, August 1986.
- G-10: Vorauer, A.G., Harding, D.W., Dusseault, M.B. and Cherry, J.A., 1986. The nature of near-surface fractures in clay tills of southwestern Ontario. 3rd Canadian Hydrogeological Conference sponsored by the International Association of Hydrogeologists, Canadian National Chapter, Saskatoon, Saskatchewan, April 21-23, 1986.
- G-09: Pankow, J.F., Johnson, R.L., Hewetson, J.P. and Cherry, J.A., 1986. An evaluation of contaminant migration patterns at two waste disposal sites on fractured porous media in terms of the equivalent porous medium (EPM) model. Journal of Contaminant Hydrology, Vol. 1, pp. 65-76.
- G-08: Keller, C.K., van der Kamp, G., and Cherry, J.A., 1986. Fracture permeability and groundwater flow in clayey till near Saskatoon, Saskatchewan. Canadian Geotechnical Journal, Vol. 23, pp. 229-240.

- G-07: Sudicky, E.A. and Frind, E.O., 1984. Contaminant transport in fractured porous media: Analytical solution for a two-member chain decay in a single fracture. *Water Resources Research*, Vol. 20, No. 7, pp. 1021-1029.
- G-06: Feenstra, S., Cherry, J.A., Sudicky, E.A. and Haque, Z., 1984. Matrix diffusion effects on contaminant migration from an injection well in fractured sandstone. *Ground Water*, Vol. 22, No. 3, pp. 307-316.
- G-05: Sudicky, E.A. and Frind, E.O., 1982. Contaminant transport in fractured porous media: Analytical solutions for a system of parallel fractures. *Water Resources Research*, Vol. 18, No. 6, pp. 1634-1642.
- G-04: Grisak, G.E., Pickens, J.F., and Cherry, J.A., 1981. Solute transport through fractured media: 2. Column Study of Fractured Till. *Water Resources Research*, Vol. 16, pp. 731-739.
- G-03: Tang, D.H., Frind, E.O., Sudicky, E.A., 1980. Contaminant transport in fractured porous media: Analytical solution for a single fracture. *Water Resources Research*, Vol. 17, No. 3, pp. 555-564.
- G-02: Grisak, G.E., Cherry, J.A., Vonhof, J.A., and Blumele, J.P., 1976. Hydrogeologic and hydrochemical properties of fractured till in the interior plains region. *Glacial Till, Proceedings of Symposium, Ottawa 1975*, R.F. Legget (Editor), Royal Society of Canada, Special Publication No. 12, pp. 304-335.
- G-01: Grisak, G.E. and Cherry, J.A., 1975. Hydrologic characteristics and response of fractured till and clay confining a shallow aquifer. *Canadian Geotechnical J.*, Vol. 12, No. 1, pp. 23-43.

## H. TECHNIQUES AND INSTRUMENTATION FOR HYDROGEOLOGICAL MONITORING

- H-50: Arthur, C.L., Killam, L.M., Motlagh, S., Lim, M., Potter, D.W., and Pawliszyn, J., 1992. Analysis of substituted benzene compounds in groundwater using solid-phase microextraction. *Environmental Science & Technology*, Vol. 26, No. 5.
- H-49: Starr, R.C. and Ingleton, R.A., 1992. A new method for collecting core samples without a drill rig. *Ground Water Monitoring Review*, Winter Issue, pp. 91-95.
- H-48: Pawliszyn, J.B., 1991. Solvent-free extraction of environmental samples. *Instrumentation for Trace Organic Monitoring*, Chapter 13, Clement, R.E., Siu, K.W.M., Hill, H.H. Jr (eds.), pp 253-277.
- H-47: Cherry, J.A., 1990. Groundwater monitoring: Some deficiencies and opportunities. *Hazardous Waste Site Investigations: Towards Better Decisions*, Berven, B.A. and Gammage, R.B. (eds.), Proceedings of the 10th ORNL Life Sciences Symposium, Gatlinburg, TN, May 21-24.
- H-46: Rivett, M.O. and Cherry, J.A., 1991. The effectiveness of soil gas surveys in delineation of groundwater contamination: Controlled experiments at the Borden field site. Proceedings of the Conference on Petroleum Hydrocarbons and Organic Chemicals in Ground Water, NWWA, Houston, Texas, November 20-22.
- H-45: Feenstra, S., Mackay, D.M., and Cherry, J.A., 1990. A method for assessing residual NAPL based on organic chemical concentrations in soil samples. *Ground Water Monitoring Review*, Spring.
- H-44 + : Ylinen, A.M. and Elsworth, D., 1990. Heat and mass transfer around an advancing penetrometer. *Int. J. Heat and Mass Transfer* (in press).
- H-43: Lee, D.R. and Welch, S.J., 1989. Methodology for locating and measuring submerged discharges: Targeting tool, harpoon piezometer and more. Proceedings of the NWWA FOCUS Conference on Eastern Regional Ground Water Issues, October 17-19, Kitchener, Ontario, pp. 1-8.
- H-42: Gillham, R.W., 1989. Selection of casing materials for groundwater monitoring wells - sorption processes. *Landfills into the Next Decade*, Sponsored by National Solid Wastes Management Assoc., Oct. 23-24, 13 pp..
- H-41: Elsworth, D., 1990. Theory of partially drained piezometer insertion. *J. Geotech. Eng. Div., ASCE*, Vol. 116, No. 6, pp. 899-914.
- H-40: Adomait, M. and Gillham, R.W., 1989. Remote data collection and control for hydrogeologic monitoring. *Ground Water Monitoring Review*, Summer, pp. 138-147.
- H-39: Gillham, R.W., Starr, R.C., and Miller, D.J., 1989. In situ determination of geochemical transport parameters, 2. Biotransformation. *Ground Water*, Vol. 28, No. 6, pp. 858-862.
- H-38: Gillham, R.W., Robin, M.J.L., and Ptacek, C.J., 1989. In situ determination of geochemical transport parameters, 1. Retardation. *Ground Water*, Vol. 28, No. 5, pp. 666-672.
- H-37: Reynolds, G.W., Hoff, J.T., and Gillham, R.W., 1990. Sampling bias caused by materials used to monitor halocarbons in groundwater. *Environmental Science and Technology*, Vol. 24, pp. 135-142.
- H-36: Elsworth, D., 1989. Dislocation analysis of penetration in saturated porous media. *J. E. Mech. Div., ASCE* (in press).

- H-35: Gillham, R.W., 1989. In situ methods for evaluating retardation factors and biotransformation parameters. Presented at New Field Techniques for Quantifying the Physical and Chemical Properties of Heterogeneous Aquifers, March 20-23, 1989, Dallas, Texas.
- H-34: Barker, J.F. and Dickhout, R., 1988. An evaluation of some systems for sampling gas-charged ground water for volatile organic analysis. *Ground Water Monitoring Review*, Vol. 8, No. 4, pp. 112-120.
- H-33: Gillham, R.W. and O'Hannesin, S.F., 1989. Sorption of aromatic hydrocarbons by materials used in construction of groundwater sampling wells. *ASTM Symposium: Standard development for ground water and vadose zone monitoring investigations*. Albuquerque, New Mexico, Jan. 27-29, 1988, pp. 108-122.
- H-32 + +: Gillham, R.W., O'Hannesin, S.F. and Barker, J.F., 1988. Sorption/desorption of soluble petroleum by materials used in construction of monitoring wells. *API Publ. No. 4469*, American Petroleum Institute, Washington, D.C., 84 pp.
- H-31: Morin, K.A. and Cherry, J.A., 1988. Field investigation of a small-diameter, cylindrical, contaminated ground-water plume emanating from a pyritic uranium-tailings impoundment. *Field Methods for Ground-Water Contamination Studies and Their Standardization*. ASTM STP 963, A.G. Collins and A.I. Johnson, Eds., American Society for Testing and Materials, Philadelphia, pp. 416-429.
- H-30: Welch, S.J. and Lee, D.R., 1987. A multiple-packer/standpipe system for ground water monitoring in consolidated media. *Ground Water Monitoring Review*, Summer 1987.
- H-29: Maerz, N.H., Dusseault, M.B. and Gillham, R.W., 1987. An economical field data logger. 1st Canadian Symposium on Microcomputer Applications to Geotechnique, Oct. 22-23, 1987, Regina.
- H-28\*: McAlary, T.A. and Barker, J.F., 1987. Volatilization losses of organics during groundwater sampling from low-permeability materials. *Ground Water Monitoring Review*, Vol. 7, pp. 63-68.
- H-27: Robin, M.J.L. and Gillham, R.W., 1987. Field evaluation of well purging procedures. *Ground Water Monitoring Review*, pp. 85-94.
- H-26: Zapico, M.M., Vales, S.E. and Cherry, J.A., 1987. A wireline piston core barrel for sampling cohesionless sand and gravel below the water table. *Ground Water*, Summer 1987 edition.
- H-25: Barker, J.F., Patrick, G.C., Lemon, L. and Travis, G.M., 1987. Some biases in sampling multilevel piezometers for volatile organics. *Ground Water Monitoring Review*, Vol. 7, No. 2, pp. 48-54.
- H-24: Barker, J.F. and Travis, G., 1985. Development and validation of protocols for sampling surface and groundwaters for organic contaminants. *Proceedings Technology Transfer Conference No. 6*, Ministry of the Environment, Toronto, Ontario, Dec. 11-12, 1985, pp. 349-368.
- H-23 + +: Gillham, R.W., Robin, M.J.L., Barker, J.F. and Cherry, J.A., 1985. Field evaluation of well flushing procedures. *API Publ. No. 4405*, American Petroleum Institute, Washington, DC, 109 pP.
- H-22: Reynolds, G.W. and Gillham, R.W., 1985. Absorption of halogenated organic compounds by polymer materials commonly used in ground water monitors. *Proceedings Second Canadian/American Conference on Hydrogeology, Hazardous Wastes in Ground Water: A Soluble Dilemma*, Banff, Alberta, June 25-29, 1985. Published by National Water Well Assoc., pp..
- H-21: Gaona-Vizcayno, S., Gordillo, T. De A. and Farvolden, R.N., 1985. Quality of water in an aquifer and its manifestation in pumping wells. *Journal of Hydrology*, Vol. 78, pp. 165-181.

- H-20: Morin, K.A., and Cherry, J.A., 1986. Field investigation of a small-diameter ground water contaminant plume emanating from a pyritic uranium-tailings impoundment. ASTM Symposium on Field Methods for Groundwater Contamination Studies and Their Standardization, February 2-7, 1986, Cocoa Beach, Florida.
- H-19: Lee, D.R., and Whitlock, K.H., 1986. New fishing tool. *Ground Water*, Vol. 24, No. 2, pp. 234-235.
- H-18: Johnson, R.L., Pankow, J.F. and Cherry, J.A., 1987. Design of a ground-water sampler for collecting volatile organics and dissolved gases in small-diameter wells. *Ground Water*, Vol. 25, No. 4, pp. 448-454.
- H-17: Pankow, J.F., Isabelle, L.M., Hewetson, J.P. and Cherry, J.A., 1985. A tube and cartridge method for down-hole sampling for trace organics in groundwater. *Ground Water*, Vol. 23, No. 6, pp. 775-782.
- H-16: Pankow, J.F., Isabelle, L.M., Hewetson, J.P. and Cherry, J.A., 1984. A syringe and cartridge method for down-hole sampling for trace organics in groundwater. *Ground Water*, Vol. 22, No. 3, pp. 330-339.
- H-15 + +: Gillham, R.W., Robin, M.J.L., Barker, J.F. and Cherry, J.A., 1983. Groundwater monitoring and sample bias. American Petroleum Institute Publ. No. 4367, June, 206 pp.
- H-14: Cherry, J.A., Johnson, P.E., Blackport, R.J. and Hewetson, J.P. and Blair, R.D., 1984. Development and application of a multilevel device for groundwater monitoring in fractured rock. *Canadian Geotechnical Journal* (in press).
- H-13: Cherry, J.A., 1983. Piezometers and other permanently-installed devices for groundwater quality monitoring. Proc. Conf. on Groundwater and Petroleum Hydrocarbons: protection, detection and restoration. Petroleum Association For Conservation Of The Canadian Environment, Toronto, Ontario, June 26-28, p..
- H-12: Desaulniers, D.E., 1983. Hydraulically-driven piezometers for monitoring in soft sediments. *Ground Water Monitoring Review*, Vol. 3, No. 2, pp. 16-20.
- H-11: Cherry, J.A., Gillham, R.W., Anderson, E.G. and Johnson, P.E., 1983. Migration of contaminants in groundwater at a landfill: A case study. 2. Groundwater monitoring devices. *Journal of Hydrology*, Vol. 63, pp. 31-49.
- H-10: Cherry, J.A. and Johnson, P.E., 1982. A multilevel device for hydraulic head monitoring in fractured rock. *Ground Water Monitoring Review*, Vol. 2, No. 3, pp. 41-44.
- H-09\*: Gillham, R.W., 1982. Syringe devices for groundwater sampling. *Ground Water Monitoring Review*, Vol. 2, No. 2, pp. 36-39.
- H-08: Robin, M.J.L., Dytynshyn, D.J., and Sweeney, S.J., 1982. Two gas-drive sampling devices. *Ground Water Monitoring Review*, Vol. 2, No. 1, pp. 63-66.
- H-07: Goodwin, M.J. and Gillham, R.W., 1982. Two devices for in situ measurement of geochemical retardation factors. 2nd International Hydrogeological Conference, Feb. 4 & 5, 1982, Winnipeg, Manitoba. Proceedings. (editor G. Ozoray) 1982, sponsored by International Association of Hydrogeologists, Canadian National Chapter.
- H-06: Gillham, R.W. and Johnson, P.E., 1981. A positive-displacement groundwater sampling device. *Ground Water Monitoring Review*, Vol. 1, No. 3, pp. 33-35.

- H-05: Pickens, J.F., Cherry, J.A., Coupland, R.M., Grisak, G.E., Merritt, W.F. and Risto, B.A., 1981. A multilevel device for groundwater sampling. *Ground Water Monitoring Review*, Vol. 1, No. 1, pp. 48-51.
- H-04: Fraser, D., Reardon, E.J., Dieken, F. and Loescher, B., 1980. Sampling problems and interpretation of chemical analysis of mineral springs used by wildlife. *J. Wildlife Management*, Vol. 44, pp. 623-631.
- H-03: Lee, D.R. and Cherry, J.A., 1979. A field exercise on groundwater flow using seepage meters and mini-piezometers. *J. Geological Education*, Vol. 27, No. 1, pp. 6-10.
- H-02: Patterson, R.J., Frape, S.K., Dykes, L.S. and McLeod, R.A., 1978. A coring and squeezing technique for the detailed study of subsurface water chemistry. *Canadian Journal of Earth Science*, Vol. 15, pp. 162-169.
- H-01: Pickens, J.F., Cherry, J.A., Grisak, G.E., Merritt, W.F., and Risto, B.A., 1978. A multi-level device for groundwater sampling and piezometric monitoring. *Groundwater*, Vol. 16, No. 5, pp. 322-327.

## I. AQUEOUS GEOCHEMISTRY AND ANALYTICAL METHODS

- I-20: Louch, D., Motlagh, S., and Pawliszyn, J., 1992. Dynamics of organic compound extraction from water using liquid-coated fused silica fibers. *Analytical Chemistry*, Vol. 64, No. 10, pp. 1187-1199.
- I-19: Rasumssen, P.E, Schiff, S.L., and Nesbitt, H.W., 1991. The determination of exchangeable cations in acid soils: Errors caused by weathering reactions during neutral salt extraction. *Can. J. Soil Sci.*, Vol. 71, pp. 155-163.
- I-18: Fritz, P., Basharmal, G.M., Drimmie, R.J., Ibsen, J., and Qureshi, R.M., 1989. Oxygen isotope exchange between sulphate and water during bacterial reduction of sulphate. *Isotope Geoscience*, Vol. 79, pp. 99-105.
- I-17 + : Reardon, E.J., James, B.R., and Abouchar, J., 1987. *Geochemical Aspects of the Carbonation of Grout: 1. High pressure carbonation of cementitious grout. Final Report submitted to Ontario Hydro.*
- I-16: Reardon, E.J., 1989. Ion interaction model applied to equilibria in the  $\text{N}_2\text{SO}_4\text{-H}_2\text{SO}_4\text{-H}_2\text{O}$  system. *J. Phys. Chemistry*, Vol. 93, No. 11, pp. 4630-4636.
- I-15: Reardon, E.J., 1988. Ion interaction for  $\text{AlSO}_4$  and application to the prediction of metal sulfate solubility in binary salt systems. *J. Phys. Chemistry*, Vol. 92, pp. 6426-6431.
- I-14: Churcher, P.L. and Dickhout, R.D., 1987. Analysis of ancient sediments for total organic carbon - some new ideas. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 29, pp. 235-246.
- I-13: Reardon, E.J. and Armstrong, D.E., 1987. Celestite ( $\text{SrSO}_4(\text{s})$ ) solubility in water, seawater and NaCl solution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 51, No. 1, pp. 63-72.
- I-12: Fritz, P., Mozeto, A.A. and Reardon, E.J., 1985. Practical considerations on carbon isotope studies on soil carbon dioxide. *Chemical Geology*, Vol. 58, pp. 89-95.
- I-10: Mozeto, A.A., Fritz, P. and Reardon, E.J., 1984. Experimental observations on carbon isotope exchange in carbonate-water systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 48, pp. 495-504.
- I-09: Reardon, E.J., 1983. Determination of  $\text{SrSO}_4$  ion pair formation using conductimetric and ion exchange techniques. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 47, pp. 1917-1922.
- I-08: Reardon, E.J., Dance, J.T. and Lolcama, J.L., 1983. Field determination of cation exchange properties for calcareous sand. *Groundwater*, Vol. 21, pp. 421-428.
- I-07: Barker, J.F. and Chatten, S., 1982. A technique for determining low concentrations of total carbonate in geological materials. *Chemical Geology*, Vol. 36, pp. 317-323.
- I-06: Cherry, J.A., Shaikh, A.U., Tallman, D.E. and Nicholson, R.V., 1979. Arsenic species as an indicator of redox conditions in groundwater. *J. Hydrology*, Vol. 43, pp. 373-392.
- I-05: Reardon, E.J., 1979. Complexing of silica by Iron (III) in Natural Waters. *Chemical Geology*, Vol. 25, pp. 339-345.
- I-04: Reardon, E.J., 1976. Dissociation constants for alkali earth and sodium borate ion pairs from 10 to 50°C. *Chemical Geology*, Vol. 18, pp. 309-325.
- I-03: Reardon, E.J., and Langmuir, D., 1976. Activity coefficients of  $\text{MgCO}_3^*$  and  $\text{CaSO}_4$  as a function of ionic strength. *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol. 40, pp. 549-554.

- I-02: Reardon, E.J., 1975. Dissociation constants of some monovalent sulfate ion pairs at 25°C from stoichiometric activity coefficients. *J. Physical Chemistry*, Vol. 79, pp. 422-425.
- I-01: Reardon, E.J. and Langmuir, D., 1974. Thermodynamic properties of the ion pairs  $\text{MgCO}_3^\circ$  and  $\text{CaCO}_3^\circ$  from 10 to 50°C.



## J. HYDROGEOLOGICAL AND HYDROCHEMICAL STUDIES AT LANDFILLS, CHEMICAL SPILL SITES AND SEPTIC SYSTEMS

- 9 + : Evans, M.L., Aravena, R., and Cherry, J.A., 1992. Environmental isotopes,  $^{15}\text{N}$  and  $^{18}\text{O}$ , as tracers of septic system derived nitrate contamination in a shallow sand aquifer. AGU Spring Meeting, p. 140 (Abstract).
- J-38: Wilhelm, S.R., Schiff, S.L., and Cherry, J.A., 1991. Biogeochemical evolution of domestic wastewater in septic systems, 1. Conceptual model. Ground Water (submitted December).
- J-37: Aravena, R., Evans, M.L., and Cherry, J.A., 1992. Stable isotopes of oxygen and nitrogen in source identification of nitrate from septic systems. Ground Water (submitted February).
- J-36: Keller, C.K. and van der Kamp, G., 1992. Slug tests with storage due to entrapped air. Ground Water, Vol. 30, pp. 2-7.
- J-35: Robertson, W.D. and Cherry, J.A., 1991. Hydrogeology of an unconfined sand aquifer and its effect on the behavior of nitrogen from a large-flux septic system. Journal of Applied Hydrology, pp. 32-44.
- J-34: McKay, L.D., 1990. Groundwater research on landfill sites. Water and Pollution Control, June, p. 6.
- J-33: Robertson, W.D., Cherry, J.A. and Sudicky, E.A., 1991. Ground water contamination from two small septic systems on sand aquifers. Ground Water, Vol. 29, No. 1.
- J-32: Farquhar, G.J., 1989. Leachate: Production and characterization. Canadian Journal of Civil Engineering, Vol. 16, No. 3, pp. 317-325.
- J-31: Farquhar, G.J., 1989. Overview of landfill liners using natural materials. Proceedings Second International Landfill Symposium, International Solid Waste Association, Alghero, Italy, October 9-13, 1989.
- J-30 + : Slaine, D.D. and Barker, J.F., 1990. The detection of naturally occurring BTX during a contaminant hydrogeology investigation. Ground Water Monitoring Review (in revision).
- J-29: Barker, J.F., Sudicky, E.A., Mayfield, C.I., and Gillham, R.W., 1989. Petroleum hydrocarbon contamination of groundwater: Natural fate and in situ remediation, A summary report. PACE report No. 89-5.
- J-28 + + : Reardon, E.J. and Stevens, R.A., 1988. Surface protonation buffer capacity of clayey soil samples from OWMC's preferred site. Submitted to Gartner Lee Ltd..
- J-26: Gillham, R.W. and Cherry, J.A., 1989. Refuse disposal sites and their long-term behaviour. Presented at: ENVITEC '89, Dusseldorf, West Germany, April, 1989.
- J-25.1: Farquhar, G.J. and Parker, W., 1988. Interactions of leachates with natural and synthetic envelopes. Presented at the Swiss Workshop on Land Disposal, March 14-18, 1988, Conference Center, Gerzensee, Switzerland.
- J-25 + : Barker, J.F., Cherry, J.A., Reinhard, M., Pankow, J.F., and Zapico, M., 1988. The Occurrence and Mobility of Hazardous Organic Chemicals in Groundwater at Several Ontario Landfills. Final Report, March 1988, Lottery Trust Fund Project 118PL, Prepared for the Research Advisory Committee Ontario Ministry of the Environment.
- J-24: Cherry, J.A., 1987. Shallow entombment of hazardous wastes in thick unweathered clayey deposits. Paper presented at HazMat Canada Conference, Sept. 9-11, 1987, Toronto, Canada.

- J-23: Barker, J.F., Cherry, J.A., Carey, D.A., Muttes, M.E. and Reinhard, M., 1987. Hazardous organic chemicals in groundwater at Ontario landfills. Proc. Technol. Transfer Conf., No. 8, Ontario Ministry of Environment, Toronto, Part C, Liquid & Solid Waste Research.
- J-22: Barker, J.F., Barbash, J.E. and Labonte, M., 1988. Groundwater contamination at a landfill sited on fractured carbonate and shale. Journal Contaminant Hydrology, Vol. 3, pp. 1-25.
- J-21: Barker, J.F., 1986. Volatile aromatic and chlorinated organic contaminants in groundwater at six Ontario landfills. Poll. Res. Jour. Can., Vol. 22, pp. 33-48.
- J-20: Proulx, I., Farvolden, R.N. and Frind, E.O., 1986. Dispersion of the Stouffville contaminant plume. Proc. Technology Transfer Conference, Ministry of the Environment, Toronto, Ontario, Dec. 8-9, 1986, pp. 229-242.
- J-19: Barker, J.F., and Cherry, J.A., 1986. Hazardous organic chemical in groundwater at Ontario landfills. Proc. Technology Transfer Conference Ministry of the Environment, Toronto, Ontario, Dec. 8-9, pp. 206-228.
- J-18: Johnson, R.L., Cherry, J.A. and Pankow, J.F., 1989. Diffusive contaminant transport in natural clay: A field example and implications for clay-lined waste disposal sites. Environmental Science and Technology, Vol. 23, No. 3, pp. 340-349.
- J-17: Abdul, A., Gillham, R.W., Barker, J.F. and Carter, R., 1985. Possible effects on groundwater quality of the use of liquid industrial wastes for dust control on Ontario roads. Proc. Technology Transfer Conference No. 6, Ministry of the Environment, Toronto, Ontario, Dec. 11-12, 1985. pp. 178-208.
- J-16: Cherry, J.A., Barker, J.F., Zapico, M., Moore, M. and Gensky, N., 1985. Hazardous organic chemicals in groundwater at Ontario landfills. Proc. Technology Transfer Conference No. 6, Ministry of the Environment, Toronto, Ontario, Dec. 11-12, 1985, pp. 14-45.
- J-15: Barker, J.F., Cherry, J.A., Carey, D.A., Hewetson, J.P., Pankow, J.F. and Reinhard, M., 1984. Organic contaminants in groundwaters at several Ontario landfills. Proc. Technol. Transfer Conference No. 5, Nov 27-28, 1984, Toronto, Ontario, Ministry of Environment, pp. 49-68.
- J-14: Ophori, D.U. and Farvolden, R.N., 1985. A hydraulic trap for preventing collector well contamination: A case study. Ground Water, Vol. 23, No. 5, pp. 600-610.
- J-13: Barker, J.F., Tessman, J.S., Plotz, P.E. and Reinhard, M., 1986. The organic geochemistry of a sanitary landfill leachate plume. Jour. Contaminant Hydrol., Vol. 1, pp. 171-189.
- J-12+: Reinhard, M., Graydon, J.W., Goodman, N.L. and Barker, J.F., 1984. The distribution of selected trace organics in the leachate plume of a municipal landfill. Proc. of Second International Conference on Groundwater Quality Research, Tulsa, Oklahoma, March 27, 1984 (in press).
- J-11\*: Robertson, W.D., Barker, J.F., Le Beau, Y. and Marcoux, S., 1984. Contamination of an unconfined sand aquifer by waste pulp liquor: a case study. Ground Water, March-April, 1984, Vol. 22, No. 2, pp. 191-197.
- J-10: Reinhard, M., Goodman, N.L., and Barker, J.F., 1984. Occurrence and distribution of organic chemicals in two landfill leachate plumes. Environmental Science and Technology, Vol. 18, No. 12, pp. 953-961.
- J-09+: Lee, P.K., Hims, A.G. and Gillham, R.W., 1983. Field measurement of infiltration through landfill covers. Fourth Technology Transfer Conference, Ontario Ministry of the Environment, Nov. 29-30, 1983.

- J-08\*: Cherry, J.A., 1983. Occurrence and migration of contaminants in groundwater at municipal landfills on sand aquifers. *Environment and Solid Wastes*. Editors, C.W. Francis, S.I. Auerbach and V.A. Jacobs, Butterworths, Boston, pp. 127-147.
- 07: MacFarlane, D.S., Cherry, J.A., Gillham, R.W., and Sudicky, E.A., 1983. Migration of contaminants in groundwater at a landfill: A case study, 1. Groundwater flow and plume delineation. *Journal of Hydrology*, Vol. 63, pp. 1-29.
- J-06: Nicholson, R.V., Cherry, J.A. and Reardon, E.J., 1983. Migration of contaminants in groundwater at a landfill: A case study, 6. Hydrochemistry. *Journal of Hydrology*, Vol. 63, pp. 131-176.
- J-05: Roberts, J.R., Cherry, J.A., and Schwartz, F.W., 1982. A case study of a chemical spill: polychlorinated biphenyls 1, History distribution and surface translocation. *Water Resources Research*, Vol. 18, No. 3, pp. 525-534.
- J-04: Schwartz, F.W., Cherry, J.A., Roberts, J.R., 1982. A case study of a chemical spill: polychlorinated biphenyls: 2, Hydrogeological conditions and contaminant migration. *Water Resources Research*, Vol. 18, No. 3, pp. 535-545.
- J-03: Cherry, J.A., Barker, J.F., Buszka, P.M., Hewetson, J.P. and Mayfield, C.I., 1981. Contaminant occurrence in an unconfined sand aquifer at a municipal landfill. *Proc. Fourth Annual Madison Conference of Applied Research and Practice on Municipal and Industrial Waste*, Sept. 28-30, Madison, Wisconsin, pp. 393-411.
- J-02 +: Fritz, P., Matthess, G. and Brown, R.M., 1976. Deuterium and  $^{18}\text{O}$  as Indicators of Leachwater Movement from a Sanitary Landfill. *Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology*, I.A.E.A. Vienna, STI/PUB/429, pp. 131-142.
- J-01.1: Farvolden, R.N. and Hughes, G.M., 1975. Hydrogeological implications in solid waste disposal. *Groundwater Pollution Symposium*, IAHS-ASIH Publ. No. 103, pp. 145-158.
- J-01: Matthess, G., Fritz, P. and Brown R.M., 1976. Deuterium und sauerstoff-18 als indikatoren von grundwasserverunreinigungen durch feste abfallstoffe. *Deutsche Gewaesserkund Mitt.*, Vol. 20, No. 2, pp. 37-43.
- J-00: Rovers, F.A. and Farquhar, G.J., 1973. Infiltration and landfill behaviour. *J. Environmental Engineering Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, Vol. 99, No. EE5.

## K. HYDROGEOLOGICAL AND HYDROCHEMICAL ASPECTS OF RADIOACTIVE WASTE DISPOSAL

- K-25: Reardon, E., James, B.R., and Abouchar, J., 1989. High pressure carbonation of cementitious grout. *J. Cem. and Concr. Res.*, Vol. 19, pp. 385-399.
- K-24 +: Moddle, P. and Reardon, E.J., 1988. Evaluation of the efficiency and chemistry of reactions between cementitious grout and carbon dioxide. Final report to Ontario Hydro, 202 pp.
- K-23: Cherry, J.A. and Robertson, W.D., 1988. Summary Report: The hydrogeology of the radioactive waste management area and vicinity. Atomic Energy of Canada Limited WNRE-737, 15 pp.
- K-22 +: Gillham, R.W., Sharma, H.D. and Robin, M.J.L., 1987. High-Temperature Diffusion of Strontium-85 in Proposed Buffer Materials. Atomic Energy of Canada Limited, Technical Report TR-427. Whiteshell Nuclear Establishment, Pinawa, Manitoba. (Book).
- K-21: Robin, M.J.L., Gillham, R.W., and Oscarson, D.W., 1987. The diffusion of strontium and chloride in compacted clay-based materials. *Soil Science of America Journal*, Vol. 51, No. 5, pp. 1102-1108.
- K-20: Jakubick, A.T., Gillham, R.W., Kahl, I., and Robin, M., 1987. Attenuation of Pu, Am, Cs and Sr mobility in concrete. *Mat. Res. Soc. Symp. Proc.*, Vol. 84, pp. 355-368.
- K-19: Farvolden, R.N., Pearson, R. and Davison, C.C., 1985. Hydrogeology in radioactive waste disposal. *Hydrogeology in the Service of Man, Memoires of the 18th Congress of the International Association of Hydrogeologists*, Cambridge, 1985.
- K-18 +: Tessman, J.S., Barker, J.F., Reardon, E.J. and Sharma, H.D., 1985. Modeling of the interaction of metal ions and radionuclides with organic matter in buffer materials. *Proc. 9th Information Meeting of the Nuclear Fuel Waste Management Program*. AECL Technical Record TR-350, pp. 465-470.
- K-17: Barker, J.F., 1984. Significance of microbiological activity and groundwater redox potential in controlling nuclide release and migration processes. Chapman, N.A. and Sargent, F.P. (eds.). *The Geochemistry of High Level Waste Disposal in Granitic Rocks*. Proc. of the AECL/CEC (Euratom) Workshop, Sept. 12-16, 1983. AECL-8361, EUR-9162, pp. 65-70.
- K-16: Johnston, H.M. and Gillham, R.W., 1984. Natural Sr concentrations and Kd determinations. *Journal of Geotechnical Engineering*, Vol. 110, No. 10, ASCE, Paper No. 19207, pp. 1459-1472.
- K-15: Gillham, R.W., Robin, M.J.L., Dytynshyn, D.J. and Johnston, H.M., 1984. Diffusion of nonreactive and reactive solutes through fine-grained barrier materials. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 21, No. 3, pp. 541-550.
- K-14: Gillham, R.W. and Cherry, J.A., 1983. Predictability of solute transport in diffusion-controlled hydrogeologic regimes. *Proc. Symp. On Low-Level Waste Disposal: Facility Design, Construction and Operating Practices*, Sept. 28 - 29, 1982, Wash. D.C., U.S. Nucl. Reg. Comm. NUREG/CP-0028, CONF-820911, Vol. 3, pp. 379-410.
- K-13: Gale, J.E. and Reardon, E.J., 1984. Effects of groundwater geochemistry on the permeability of grouted fracture. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 21, pp. 8-20.
- K-12 +: Fritz, P., 1983. Environmental isotope techniques and the disposal and storage of waste. *Guidebook to nuclear techniques in Hydrology*. IAEA, Vienna. Technical Report Series No. 91, pp. 423-436.

- K-11 + : Gillham, R.W., Robin, M.J.L., and Dytynshyn, D.J., 1983. Diffusive transport of strontium-85 in sand-bentonite mixtures. Atomic Energy of Canada Limited report AECL-6838. Whiteshell Nuclear Establishment, Pinawa, Manitoba, June 1983 (book).
- 10: Gale, J.E., Fritz, P., Witherspoon, P.A., Barker, J.F. and Wilson, C., 1980. Hydrogeological and geochemical characteristics of the Stripa site. Bergman, M. (ed.), Subsurface Space: Environmental Protection, Low Cost Storage, Energy Savings. Pergamon Press, pp. 857-864.
- K-09\* : Fritz, P., Barker, J.F., Gale, J.E., Andrews, J.N., Kay, L.F., Lee, D.J., Cowart, J.B., Osmond, J.K., Payne, B.R. and Witherspoon, P.K., 1980. Geochemical and isotopic investigations at the Stripa test site (Sweden). International Symposium Underground Disposal of Radioactive Wastes. IAEA - OECD Symp., SM 243/6, Helsinki, 1978, Vol. II, pp. 341-365.
- K-08 + : Cherry, J.A., Fritz, P., Gale, J.E. and Gillham, R.W., 1979. Evaluation methods for hydrogeologic conditions at radioactive waste burial sites. American Nuclear Society, 25th Annual Meeting, 1979. Transaction American Nuclear Society, Vol. 32, pp. 117-119.
- K-07: Cherry, J.A. and Gale, J.E., 1979. The Canadian program for a high-level radioactive waste repository: A hydrogeological perspective. Proceedings Symposium Disposal of High-Level Radioactive Waste: The Canadian Geoscience Council Symposium Canadian Geoscience Council, Geological Survey of Canada Paper 79-10, pp. 35-44.
- K-06: Cherry, J.A., Gillham, R.W., Grisak, G.E. and Lush, D.L., 1979. A concept for long-term isolation of solid radioactive waste in fine-grained deposits. Management of Low-Level Radioactive Waste, Editors, M.W. Carter, A.A. Moghissi and B. Kahn, Pergamon Press, New York, pp. 1021-1040.
- K-05 + : Gale, J.E., Witherspoon, P., Fritz, P., Wilson, C.R., Nelson, P.H., and Doe, T., 1979. Fracture hydrology and geophysical studies at the Stripa Mine, Sweden. Proceedings 1st Annual Meeting, Ohio, 1979.
- K-04: Gale, J.E., Quinn, O., Wilson, C., Forster, C., Witherspoon, P.A. and Jacobson, L., 1978. Hydrogeologic characteristics of fractured rocks for waste isolation - the Stripa experience. Symposium on Scientific Basis for Nuclear Waste Management, Materials Research Society Annual Meeting, Cambridge, Mass. Editor, Clyde J.M. Northrup, Jr., Vol. 2, pp. 507-526.
- K-03: Frind, E.O., Gillham, R.W., Pickens, J.F., 1976. Application of unsaturated flow properties in the design of geologic environments for radioactive waste storage facilities. Proceedings, International Conference on Finite Elements in Water Resources, Princeton University, pp. 3.113-3.163.
- K-02: Cherry, J.A., Grisak, G.E. and Jackson, R.E., 1974. Hydrogeologic factors in shallow subsurface radioactive waste management in Canada. Proceedings International Conference on Land for Waste Management. National Research Council, Can. Ottawa, J. Thomlinson, (Editor), pp. 131-146.
- K-01: Cherry, J.A., Grisak, G.E. and Clister, W.E., 1973. Hydrogeological studies at a subsurface radioactive waste management site in west-central Canada. Proceedings International Symposium on Underground Waste Management and Artificial Recharge, AAPG-USGS, New Orleans, J. Braunstein (Editor), Vol. 1, pp. 436-467.

## L. HYDROGEOLOGY AND HYDROGEOCHEMISTRY RELATED MINE WASTES

- L-38: Coggans, C.J., Blowes, D.W., and Robertson, W.D., 1991. The hydrogeology and geochemistry of a nickel-mine tailings impoundment, Copper Cliff, Ontario.
- L-37: Blowes, D.W., Reardon, E.J., Jambor, J.L. and Cherry, J.A., 1991. The formation and potential importance of cemented layers in inactive sulfide mine tailings. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 55, pp. 965-978.
- L-36: Nicholson, R.V., Akindunni, F.F., Sydor, R.C., and Gillham, R.W., 1991. Saturated tailings covers above the water table: The physics and criteria for design. *Proceedings Second International Conference on Abatement of Acidic Drainage*, Montreal, September 16-18.
- L-35: Jambor, J.L. and Blowes, D.W., 1989. Major-element variations in the reactive sulfide-rich tailings at the Waite Amulet minesite, Noranda area, Quebec, Canada. *Process Mineralogy*, Vol. 9, pp. 511-523.
- L-34: Blowes, D.W. and Jambor, J.L., 1990. The pore-water geochemistry and the mineralogy of the vadose zone of sulfide tailings, Waite Amulet, Quebec. CANMET, Mineral Sciences Laboratories, Draft Report MSL 89-94 (expanded version of L-32).
- L-33: Nicholson, R.V., Gillham, R.W., Cherry, J.A., and Reardon, E.J., 1990. Reduction of acid generation in mine tailings through the use of moisture-retaining cover layers as oxygen barriers: Reply. *Can. Geotech.*, Vol. 27, pp. 402-403.
- L-32: Blowes, D.W. and Jambor, J.L., 1990. The pore-water geochemistry and mineralogy of the vadose zone of sulfide tailings, Waite Amulet, Quebec, Canada. *Applied Geochemistry*, Vol. 5, pp. 327-346.
- L-31: Nicholson, R.V., Gillham, R.W. and Reardon, E.J., 1990. Pyrite oxidation in carbonate buffered solutions: 2. Rate control by oxide coatings. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 54, pp. 395-402.
- L-30: Morin, K.A., and Cherry, J.A., 1988. Variations in natural-decay-series disequilibrium along groundwater flowpaths. *Proceedings: International Groundwater Symposium on Hydrogeology of Cold and Temperate Climates and Hydrogeology of Mineralized Zones*. Halifax, Nova Scotia, May 1-5, 1988.
- L-29: Morin, K.A., Cherry, J.A., Nand, K.D., Lim, T.P. and Vivzurka, A.J., 1988. Migration of acidic groundwater seepage from uranium-tailings impoundment, 1. Field study and conceptual hydrogeochemical model. *Contaminant Hydrology*, Vol. 2, No. 4, pp. 271-303.
- L-28: Morin, K.A., Cherry, J.A., Nand, K.D., Lim, T.P. and Vivzurka, A.J., 1988. Migration of acidic groundwater seepage from uranium-tailings impoundments, 2. geochemical behaviour of radionuclides in groundwater. *Contaminant Hydrology*, Vol. 2, No. 4, pp. 305-322.
- L-27: Morin, K.A. and Cherry, J.A., 1988. Migration of acidic groundwater seepage from uranium-tailings impoundments, 3. Simulation of the conceptual model with application to seepage area A. *Contaminant Hydrology*, Vol. 2, No. 4, pp. 323-342.
- L-26: Blowes, D.W., Ptacek, C.J., Reardon, E.J. and Cherry, J.A., 1988. Sulphate reduction as an in situ abatement alternative for acidic mine tailings. *Applied Geochemistry* (submitted, May, 1988).
- L-25: Blowes, D.W., Cherry, J.A. and Reardon, E.J., 1988. Geochemical evolution of four inactive sulphide-rich tailings impoundments in Canada. Paper presented at the International Conference on Control of Environmental Problems from Metal Mines, Roros, Norway, June 20-24, 1988.

- L-24: Blowes, D.W., Cherry, J.A. and Reardon, E.J., 1988. Field observations on the rate of geochemical evolution of tailings pore waters at the Heath Steele Mine, New Brunswick. Presented at The International Groundwater Symposium, IAH, Halifax, Nova Scotia, May 1-4.
- L-23: Blowes, D.W., Cherry, J.A. and Reardon, E.J., 1987. The hydrogeochemistry of four inactive tailings impoundments: Perspectives on tailings pore-water evolution. Proceedings, 1987 National Symposium on Mining, Hydrology, Sedimentology, and Reclamation, University of Kentucky, Lexington, Kentucky, December 7-11.
- L-22: Veldhuizen, H., Blowes, D.W. and Siwik, R.S., 1987. The effectiveness of vegetation in controlling acid generation in base metal tailings. Proceedings Acid Mine Drainage Workshop/Seminar, Halifax, Nova Scotia, March, pp. 507-536.
- L-21: Reardon, E.J. and Moddle, P.M., 1985. Suitability of peat as an oxygen interceptor material for the close-out of pyritic uranium tailings: Column studies. Uranium, Vol. 2, pp. 83-110.
- L-20: Nicholson, R.V., Gillham, R.W. and Reardon, E.J., 1988. Pyrite oxidation in carbonate-buffered solution. 1. Experimental kinetics. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 52, pp. 1077-1085.
- L-19: van der Kamp, G., 1985. Excess hydraulic head in aquitards under solid waste emplacements. Memoires of the 17th International Congress of the International Association of Hydrogeologists, Tucson, Arizona, January 1985, Part 1, pp. 118-128.
- L-18.2: Cherry, J.A., Morel, F.M.M., Rouse, J.V., Schnoor, J.L. and Wolman, M.G., 1986. Hydrogeochemistry of sulfide and arsenic-rich tailings and alluvium along Whitewood Creek, South Dakota. Mineral and Energy Resources Bulletin, Colorado School of Mines Press. Golden, Colorado, Vol. 29, No. 6, pp. 1-16.
- L-18.1: Cherry, J.A., Morel, F.M.M., Rouse, J.V., Schnoor, J.L. and Wolman, M.G., 1986. Hydrogeochemistry of sulfide and arsenic-rich tailings and alluvium along Whitewood Creek, South Dakota. Mineral and Energy Resources Bulletin, Colorado School of Mines Press. Golden, Colorado, Vol. 29, No. 5, pp. 1-16.
- L-18: Cherry, J.A., Morel, F.M.M., Rouse, J.V., Schnoor, J.L. and Wolman, M.G., 1986. Hydrogeochemistry of sulfide and arsenic-rich tailings and alluvium along Whitewood Creek, South Dakota. Mineral and Energy Resources Bulletin, Colorado School of Mines Press. Golden, Colorado, Vol. 29, No. 4, pp. 1-12.
- L-17: Nicholson, R.V., Gillham, R.W., Cherry, J.A. and Reardon, E.J., 1989. Reduction of acid generation in mine tailings through the use of moisture-retaining cover layers as oxygen barriers. Canadian Geotechnical Journal, Vol. 26, No. 1, pp. 1-8.
- L-16: Dubrovsky, N.M., Morin, K.A., Cherry, J.A. and Smyth, D.J.A., 1984. Uranium tailings acidification and subsurface contaminant migration in a sand aquifer. Water Poll. Res. J. Canada, Vol. 19, No. 2, pp. 55-89.
- L-15: Morin, K.A. and Cherry, J.A., 1986. Trace amounts of siderite near a uranium-tailings impoundment, Elliot Lake, Ontario, Canada and its implication in controlling contaminant migration in a sand aquifer. Chemical Geology, Vol. 56, pp. 117-134.
- L-14: Dubrovsky, N.M., Cherry, J.A., Reardon, E.J. and Vivyurka, A.J., 1984. Geochemical evolution of inactive pyritic tailings in the Elliot Lake uranium district: 1, The Groundwater Zone. Canadian Geotechnical Journal, Vol. 22, No. 1, pp. 110-128.

- L-13: Cherry, J.A., Shepherd, T.A. and Morin, K.,. Chemical composition and geochemical behavior of contaminated groundwater at uranium tailings impoundments. Society of Mining Engineers of AIME, Annual Meeting, Feb. 14-22, Dallas Proceedings, (accepted pending revisions).
- L-12.1: Dave, N.K., Lim, T.P., Vivyurka, A.J., Dubrovsky, N., Morin, K.A., Smyth, D.J.A., Gillham, R.W. and Cherry, J.A., 1982. Hydrogeochemical evolution of an inactive pyritic uranium tailings basin and retardation of contaminant migration in a surrounding aquifer. presented at the International Symposium on Management of Wastes from Uranium Mining and Milling, Albuquerque, New Mexico, May 10-14, 1982. Canmet Report MRP/MRL 82-34 (OP) (J).
- L-12: Morin, K., Cherry, J.A., Lim, T.P. and Vivyurka, A., 1982. Contaminant migration in a sand aquifer near an inactive uranium tailings impoundment, Elliot Lake, Ontario. Canadian Geotechnical Journal, Vol. 19, No. 1, pp. 49-62.
- L-11: Feenstra, S., Blair, R.D., Cherry, J.A., Chakravatti, J.C., and LaRocque, E., 1981. Hydrogeochemical investigations of two inactive tailings areas in the Elliot Lake uranium district, Ontario, Canada. Fourth Symposium On Uranium Mill Tailings Management, Fort Collins, Proceedings, pp. 367-379.
- L-10: Groenewold, G.H., Cherry, J.A., Manz, O.E., Gullicks, H.A., Hasset, D.J. and Rehm, B., 1981. Potential effects on groundwater of fly ash and FGD waste disposal in lignite surface mine pits in North Dakota. Proc. Symposium On Flu Gas Desulfurization, Houston, Oct. 28-31, US EPA, EPA-600/9-81-0196, pp. 657-693.
- L-09: Groenewold, G.H., Rehm, B.W., and Cherry, J.A., 1981. Depositional setting and groundwater quality in coal-bearing sediments and spoils in western North Dakota. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists of AAPG, Special Publ. No. 31, F.G. Ethbridge and R.M. Flores (editors), pp. 157-167.
- L-08: Moran, S.R. and Cherry, J.A., 1981. The hydrologic response of aquifers at surface-mine sites in western North Dakota. Canadian Geotechnical Journal, Vol. 18, No. 4, pp. 543-565.
- L-07: Blair, R.D., Cherry, J.A., Lim, T.P. and Vivyurka, A.J., 1980. Groundwater monitoring and contaminant occurrence at an abandoned tailings area, Elliot Lake, Ontario. Proceedings First International Conference on Uranium Mine Waste Disposal, Vancouver, May 19-21, Soc. Mining Engineers of AIME, Editor, C.A. Brawner, Chap. 29, pp. 411-444.
- L-06.1: Shepherd, T.A. and Cherry, J.A., 1980. Contaminant migration in seepage from uranium mill tailings impoundments: An overview. Proc. Symposium on Uranium Mill Tailings Management, Colorado State University, November 24-25, pp. 299-331.
- L-06: Cherry, J.A., Blackport, R.J., Dubrovsky, N., Gillham, R.W., Lim, T.P., Murray, D., Reardon, E.J., Smyth, D.J.A., 1980. Subsurface hydrology and geochemical evolution of inactive pyrite tailings in the Elliot Lake Uranium District, Canada. Proc. Symposium on Uranium Mill Tailings Management, Colorado State University, November 24-25, pp. 353-385.
- L-05\*: Moran, S.R., Cherry, J.A., Rehm, B.W., and Groenewold, G.H., 1979. Hydrologic impacts of surface mining of coal in western North Dakota. Proceedings, Symposium on surface mining Hydrology, Sedimentology and Reclamation, Lexington, Kentucky, Dec. 3-7.
- L-04: Palmer, C.D. and Cherry, J.A., 1979. Hydrogeochemical concepts applied to mined land in the Fort Union coal region. Proceedings Fourth Annual Meeting, Canadian Land Reclamation Association, Regina, Saskatchewan, Aug. 13-15, pp. 55-89.
- L-03 +: Moran, S.R., Cherry, J.A., Fritz, P., Peterson, W.M., Sommerville, M.H., Stancel, S.A. and Uimer, J.H., 1978. Geology, groundwater hydrology and hydrochemistry of a proposed surface mine and



liquid gasification plant near Dunn Center, North Dakota. North Dakota Geol. Survey, Report of Investigation 61, pp. 263. (book).

- 02 +: Moran, S.R., Groenewold, G.H. and Cherry, J.A., 1978. Geologic, hydrologic and geochemical concepts and techniques in overburden characterization for mined-land reclamation. North Dakota Geological Survey, Rept. of Investigation 63, 152 pp. (book).
- L-01 +: Moran, S.R. and Cherry, J.A., 1977. Subsurface-water chemistry in mineland reclamation: Key to development of a productive post-mining landscape. Proceedings Second Annual General Meeting Canadian Land Reclamation Association, Edmonton, Alberta, Aug. 17-20, Paper No. 4, pp. 1-29.

## M. GROUNDWATER CONTAMINATION DUE TO AGRICULTURAL ACTIVITIES

- M-15: Gillham, R.W., 1990. Nitrate contamination of groundwater in southern Ontario and the evidence for denitrification. Proceedings, NATO Advanced Workshop on Nitrate Contamination, Exposure, Consequences and Control, September 9-14, Lincoln, Nebraska.
- M-14: Starr, R.C. and Gillham, R.W., 1989. Controls on denitrification in shallow unconfined aquifers. Proceedings on the International Symposium on Contaminant Transport in Groundwater, Stuttgart, Germany, April 4-6, 1989.
- M-13: Gillham, R.W. and Starr, R.C., 1989. Occurrence of and controls on denitrification in groundwater. For presentation at Symposium on Processes Governing the Movement and Fate of Contaminants in the Subsurface Environment. Stanford University, July 24-26, 1989, Stanford, California.
- M-12: Starr, R.C. and Gillham, R.W., 1989. Organic carbon availability as a control on the rate of denitrification in groundwater. Water Resources Research, (submitted February 1989 - withdrawn).
- M-11: Gillham, R.W., 1988. Nitrate contamination of groundwater in Southern Ontario: A hydrogeologic perspective. Proceedings, Ontario Water Management and Services Committee Workshops, Kitchener, Ontario, November 17-18, 1988.
- M-10: Starr, R.C. and Gillham, R.W., 1986. The role of organic carbon in controlling the occurrence of denitrification in groundwater. MOE Technology Transfer Conference, December, 1986, pp. 67-81.
- M-09: Gillham, R.W. and Webber, L.R., 1968. Groundwater Contamination: An application of a piezometric network to studies of groundwater contamination from a barnyard. Water and Pollution, May 1968, Vol. 106, No. 5, pp. 54-57.
- M-08: Miller, D.J., Gillham, R.W. and Starr, R.S., 1985. An in-situ method for determining rates of denitrification in groundwater. Proceedings, Technology Transfer Conference No. 6, Toronto, Ontario, Dec. 11-12, 1985. Part 3, pp. 87-106.
- M-07: Miller, M.H., Robinson, J.B. and Gillham, R.W., 1985. Self-sealing of earthen liquid manure storage ponds: I. A case study. J. Environ. Qual., Vol. 14, No. 4, pp. 533-538.
- M-06: Trudell, M.R., Gillham, R.W. and Cherry, J.A., 1986. An in-situ study of the occurrence and rate of denitrification in a shallow unconfined sand aquifer. Journal of Hydrology, Vol. 83, pp. 251-268.
- M-05: Gillham, R.W., Starr, R.C., Akindunni, F.F. and O'Hannesin, S.F., 1984. Studies of the nitrate distribution and nitrogen transformation in a shallow sandy aquifer near Allison, Ontario. Proceedings, Technology Transfer Conference No. 5, November 27 and 28, 1984, pp. 25-48. Policy and Planning Branch, Ontario Ministry of the Environment ISBN-0-7743-8797-1.
- M-04: Hendry, M.J., Gillham, R.W. and Cherry, J.A., 1983. An integrated approach to hydrogeological investigations: A case history. Journal of Hydrology, Vol. 63, pp. 211-232.
- M-03 + : Gillham, R.W., Hendry, M.J., Cherry, J.A., Frind, E.O. and Pucovsky, G.M., 1978. Studies of the agricultural contribution of nitrate enrichment of groundwater and the subsequent nitrate loading to surface waters. A PLUARG Task Group C Study, Waterloo Research Institute, Final Report, Proj. No. 41122, 203 pp. (book).
- M-02: Gillham, R.W. and Cherry, J.A., 1978. Field evidence of denitrification in shallow groundwater flow systems. Thirteenth Canadian Symposium On Water Pollution Research, McMaster University, Feb., Water Pollution Research, Canada, Vol. 13, pp. 53-71..

M-01: Gillham, R.W. and Webber, L.R., 1969. Nitrogen contamination of groundwater by barnyard leachates. *Journal Water Pollution Control Federation*, Vol., 41, pp. 1752-1762.

## N. GEOPHYSICAL STUDIES OF CONTAMINATED GROUNDWATER SYSTEMS

- N-28 + : Greenhouse, J.P., 1991. Environmental geophysics: It's about time. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, The Leading Edge, Vol. 10, #1, pp. 32-34.
- N-27 + : Ellert, N., Greenhouse, J. and Monier-Williams, M.E., 1988. A geofisica no estudo da poluicao da agua subterranea. Ambiente (revista CETESB de tecnologia), 2, no.2, pp. 94-100.
- N-26 + : Greenhouse, J.P. and Pehme, P.E., 1991. The disposable E-log. Groundwater Monitoring Review, pp. 126-132.
- N-25: Schneider, G.W. and Greenhouse, J.P., 1992. Geophysical detection of perchloroethylene in a sandy aquifer using resistivity and nuclear logging techniques. Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, Chicago, Illinois.
- N-24: Redman, J.D., 1992. Geophysics and the solvents-in-groundwater program. Proceedings, Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, Chicago, Illinois (in press).
- N-23: Brewster, M.L., Annan, A.P., and Redman, J.D., 1992. GPR monitoring of DNAPL migration in a sandy aquifer. Proceedings, Fourth International Conference on Ground Penetrating Radar, Geological Survey of Finland, Special Paper, Rovaniemi, Finland, June 8-13.
- N-22: Brewster, M.L., Redman, J.D., and Annan, A.P., 1992. Monitoring a controlled injection of perchloroethylene in a sandy aquifer with ground penetrating radar and time domain reflectometry. Proceedings, Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, Chicago, Illinois (in press).
- N-21: Redman, J.D. and Annan, A.P., 1992. Dielectric permittivity monitoring in a sandy aquifer following the controlled release of a DNAPL. Proceedings, Fourth International Conference on Ground Penetrating Radar, Geological Survey of Finland, Special Paper, Rovaniemi, Finland, June 8-13 (in press).
- N-20: Sri Ranjan, R. and Gillham, R.W., 1991. Non-linear electro-osmotic and hydraulic flow phenomena in saturated clays. Canadian Society of Agricultural Engineering, Agricultural Institute of Canada Annual Conference, July 29-31, Fredericton, New Brunswick.
- N-19: Redman, J.D., Kueper, B.H., Annan, A.P., 1991. Dielectric stratigraphy of a DNAPL spill and implications for detection with ground penetrating radar. Proceedings of the Fifth National Outdoor Action Conference on Aquifer Restoration, Ground Water Monitoring and Geophysical Methods, May 13-16, Las Vegas, pp. 1017-1030.
- N-18: Annan, A.P., Bauman, P., Greenhouse, J.P., and Redman, J.D., 1991. Geophysics and DNAPLs. Presented at the Fifth National Outdoor Action Conference, National Water Well Association, Las Vegas, Nevada, May 13-16 (abstract), p. 963-977.
- N-17: Bauman, P., Greenhouse, J.P., and Redman, J.D., 1990. A detailed geophysical investigation of a sandy aquifer. IAH Conference on Subsurface Contamination by Immiscible Fluids, Calgary, Alberta, April 18-20.
- N-16\* : Bauman, P., Greenhouse, J.P., and Redman, J.D., 1990. A detailed geophysical investigation of a sandy aquifer. Third International Conference on Ground Penetrating Radar, Lakewood, Colorado, May 14-18.
- N-15: Redman, J.D., Bauman, P., and Annan, A.P., 1990. Dielectric permittivity depth profiles using laboratory measurements of core from a sandy aquifer. Third International Conference on Ground Penetrating Radar, Lakewood, Colorado, May 14-18.

N-02 +: Greenhouse, J.P., and Harris, R., 1977. Inductive and galvanic resistivity studies of a landfill contaminant plume, CFB Borden. American Geophysical Union Spring Meeting, Washington, May 1977.

J1 +: Greenhouse, J.P., and Harris, R., 1976. Inductive and galvanic resistivity studies of a landfill contaminant plume, CFB Borden. Presented at the Third Annual Meeting of the Environmental Earth Sciences Society, Erindale, College, November 1976.

- N-14: Greenhouse, J.P., 1990. Environmental geophysics: Its about time. Workshop on Environmental Geophysics, Annual Meeting of the EAEG, Copenhagen, May 28.
- N-13: Greenhouse, J.P., Nobes, D.C. and Schneider, G.W., 1990. Groundwater beneath the city: A geophysical study. Outdoor Action Conference of the National Water Well Association, Las Vegas, Nevada, May, 1990.
- N-12: Monier-Williams, M.E., Greenhouse, J.P., Mendes, J.M., and Ellert, N., 1990. Terrain conductivity mapping with topographic corrections at three waste sites in Brazil. Accepted for publication in Ward, S.H., ed., Special Volume on Environmental Geophysics, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma.
- N-11: Schneider, G.W. and Greenhouse, J.P., 1988. EDA and EM-31 survey: Calibration targets. Report of the Geophysics Lab, the University of Waterloo, 54 pp.
- N-10: Greenhouse, J.P., Monier-Williams, M.E., Ellert, N. and D.D. Slaine, 1989. Geophysical methods in groundwater contamination studies. Presented at Exploration '87, Third Decennial International Conference on Geophysical and Geochemical Exploration for Minerals and Groundwater, Garland, G.D. ed., pp. 666-677.
- N-09\*: Cosgrave, T.M., Greenhouse, J.P., Barker, J.F. and Davis, J.L., 1987. Shallow stratigraphic reflections from ground penetrating radar. Proceedings of the First National Outdoor Action Conference on Aquifer Restoration, Ground Water Monitoring and Geophysical Methods, May 18-21, Las Vegas, Nevada. pp. 555-569.
- N-08\*: Ellert, N., Greenhouse, J.P., Monier-Williams, M., Mendes, J.M.B. and Hassuda, S., 1986. A geofisica aplicada na identificacao da poluicao do subsolo por depositos de rejeitos urbanos e industriais. Proceedings of the 4th Congresso Brasileiro de Aguas Subterraneas, Brasilia, Nov. 4-7, pp. 528-532.
- N-07\*: Ellert, N., Greenhouse, J.P., and Monier-Williams, M., 1986. Tracing subsurface contamination in Brazil with geophysics. Preliminary report to the International Development Research Foundation, October.
- N-06.2: Greenhouse, J.P., Faulkner, L. and Wong, J., 1985. Geophysical monitoring of an injected contaminant plume: Experiments with a disposable E-log. Proceedings of the NWWA Conference Surface and Borehole Geophysical Methods in Ground Water Investigations, Fort Worth, Texas, Feb. 12-14, 1985.
- N-06.1: Greenhouse, J.P., Monier Williams, M.E., 1985. Geophysical monitoring of groundwater contamination around waste disposal sites. Ground Water Monitoring Review, Fall Issue.
- N-06: Greenhouse, J.P. and Slaine, D.D., 1986. Geophysical modelling and mapping of contaminated ground water around three waste disposal sites in southern Ontario. Canadian Geotechnical Journal.
- N-05: Greenhouse, J.P., and Harris, R.D., 1983. Migration of contaminants in groundwater at a landfill: A case study. 7. DC, VLF, and Inductive Resistivity Surveys. Journal of Hydrology, Vol. 63, pp. 177-197.
- N-04: Greenhouse, J.P. and Slaine, D.D., 1983. The use of reconnaissance electromagnetic methods to map contaminant migration. Groundwater Monitoring Review, Spring 1983 issue.
- N-03+: Greenhouse, J.P., and Harris, R., 1977. Inductive and galvanic resistivity studies of a landfill contaminant plume, CFB Borden. Annual Meeting of the Geological Association of Canada, Vancouver, April 1977.

## O. AQUIFER SYSTEMS ANALYSIS, GROUNDWATER RESOURCES EVALUATION, PERMAFROST

- O-28 + : Ross, S.D., Rudolph, D.L., Ellert, N., Farvolden, R.N., Greenhouse, J.P., Reboucas, A.C., 1990. Hydrogeological studies of the river connected aquifers in greater Sao Paulo.. Proceedings of the Congresso Brasileiro de Aqua Subterraneas, Porto Allegre, Brasil, September 8-11.
- O-27: Ortega, A. and Cherry, J.A., 1991. Hydrogeology and large scale aquitard subsidence induced by groundwater extraction in the Chalco Basin near Mexico City. Ground Water (submitted November).
- O-26: Durazo, J. and Farvolden, R.N., 1989. The groundwater regime of the Valley of Mexico from historic evidence and field observations. Journal of Hydrology, Vol. 112, pp. 171-190.
- O-25: Rudolph, D.L., 1991. Assessing contamination potential in urban groundwater supply systems through wellhead protection strategies. AWWA/OWWA Joint Annual Meeting, April 28-May 1, Hamilton, Ontario.
- O-24: Ortega, A., and Farvolden, R.N., 1989. Computer analysis of regional groundwater flow and boundary conditions in the basin of Mexico. Journal of Hydrology, Vol. 110, pp. 271-294.
- O-23 + : Proulx, I. and Farvolden, R.N., 1989. Analysis of the contaminant plume in the Oak Ridges aquifer. R.A.C. Project No. 261 RR, Environment Ontario.
- O-22.1: Akindunni, F.F. and Gillham, R.W., 1992. Saturated and unsaturated flow in response to pumping of an unconfined aquifer, 2. Numerical investigation of delayed drainage. Ground Water (in press).
- O-22: Nwankwor, G.I., Gillham, R.W., van der Kamp, G., and Akindunni, F.F, 1992. Unsaturated and saturated flow in response to pumping of an unconfined aquifer, 1. Field evidence of delayed drainage. Ground Water (in press).
- O-21: Slaine, D.D., Pehme, P.E., Hunter, J.A., Pullan, S.E., and Greenhouse, J.P., 1990. Mapping overburden stratigraphy at a proposed hazardous waste facility using shallow seismic reflection methods. Accepted for publication in Ward, S.H., ed., Special volume on Environmental Geophysics, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma.
- O-20 + : Karrow, P.F., Greenhouse, J.P., and Dusseault, M.B., 1988. Subsurface Quaternary Stratigraphy using borehole geophysics. Summary of Research, Geoscience Research Grant Program, 1987-88, Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper.
- O-19 + : Schneider, G.W. and Greenhouse, J.P., 1988. Geophysical well logs for the Waterloo Region and surrounding areas: A catalogue. Report of the Geophysics Lab, Department of Earth Sciences, The University of Waterloo, 110 pp.
- O-18: van der Kamp, G., 1989. Calculation of constant-rate drawdowns from stepped-rate pumping tests. Ground Water, Vol. 27, No. 2, pp. 175-183.
- O-17: van der Kamp, G. and Bachu, S., 1989. Use of dimensional analysis in the study of thermal effects of various hydrogeological regimes. AGU Monograph: Beck, A.E. and L. Stegena (eds.), Hydrogeological Regimes and Their Subsurface Thermal Effects, pp. 23-28.
- O-16: Farvolden, R.N., 1987. Hydrogeology and groundwater resources of the Kitchener-Waterloo area. Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting, Field Trip 8, May 13, 1987.
- O-15 + : Farvolden, R.N., Greenhouse, J.P., Karrow, P.F., Pehme, P.E. and Ross, L.C., 1987. Subsurface Quaternary stratigraphy of the Kitchener-Waterloo area using borehole geophysics. OGS Open File Report, No. OFR 5623, 76 pp.

- O-14 +: Greenhouse, J.P. and Pehme, P., 1986. Stratigraphic and physical properties of overlaiden using borehole geophysics. Proceedings of the International Symposium on Borehole Geophysics for Mining and Geotechnical Applications. Geological Survey of Canada, paper 85-27.
- O-13: Farvolden, R.N., Greenhouse, J.P. and Karrow, P.F., 1986. Subsurface Quaternary stratigraphy using borehole geophysics. Final report on OGRF Grant 128, Ontario Geological Survey.
- O-12: Greenhouse, J.P. and Monier-Williams, M., 1986. A gravity survey of the Dundas buried valley west of Copetown, Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, Vol. 12, pp. 110-114.
- O-11: van der Kamp, G., 1984. Brief quantitative guidelines for the design and analysis of pumping tests. *Hydrogeology in the Service of Man, Memoires of the 18th Congress of the International Association of Hydrogeologists*, Cambridge, 1985.
- O-10\*: van der Kamp, G., 1984. Evaluating the influence of groundwater flow systems on geothermal conditions. *Energy Developments: New Forms, Renewable, Conservation, Proceedings of Energex '84*, Regina, Sask., pp. 297-301.
- O-09: Gillham, R.W., and O'Hannesin, S.F., 1984. Apparatus for demonstrating confined and unconfined aquifer characteristics. *Journal of Geological Education*, Vol. 32, pp. 261-264.
- O-08.1: van der Kamp, G. and Gale, J.E., 1983. Theory of earth tide and barometric effects in porous formations with compressible grains. *Water Resources Research*, Vol. 19, No. 2, pp. 538-544.
- O-08: Nwankwor, G.I., Gillham, R.W. and Cherry, J.A., 1984. A comparative study of specific yield determinations for a shallow sand aquifer. *Ground Water*, Vol. 22, No. 6, pp. 764-772.
- O-06: Frind, E.O., 1979. Exact aquitard response functions for multiple aquifer systems. *Advances in Water Resources*, Vol. 2, pp. 77-82.
- O-05\*: Michel, F.A., and Fritz, P., 1981. Significance of isotope variations in permafrost waters in Illisarvik, NWT. *Proceedings Fourth International Conference on Permafrost*, Calgary, Alberta, March 2-6, Vol. II, pp. 207-211.
- O-04: Greenhouse, J.P., and Morgan, A.V., 1977. Resistivity mapping of fossil permafrost patterns in southwestern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 14, pp. 496-500.
- O-03 +: Cherry, J.A., 1974. Groundwater in the Interior Plains region of Canada. *The Allocative Conflicts in Water-Resource Management*. Agassiz Centre for Water Studies, Univ. of Manitoba Press, pp. 61-90.
- O-02: Farvolden, R.N. and Nunan, J.P., 1970. Hydrogeologic aspects of dewatering at Welland. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 7, No. 2, pp. 194-204.
- O-01\*: Frind, E.O., 1970. Theoretical analysis of aquifer response due to dewatering at Welland. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 7, No. 2, 1970, pp. 205-216.



## P. REVIEW PAPERS AND BOOKS

- P-30: Farvolden, R.N. and Cherry, J.A., 1991. Are geology departments prepared for the 21st century?. *Geology*, May.
- P-29: Sudicky, E.A. and Huyakorn, P.S., 1991. Contaminant migration in imperfectly known heterogeneous groundwater systems. 9th US National Committee Report to the IUGG General Assembly: *Reviews of Geophysics*, pp. 240-253.
- P-28: Cherry, J.A., 1989. Groundwater protection: The lack of government action in Canada. *Hazardous Materials Management Magazine*, Nov/Dec 1989, pp. 18-22.
- P-27: Gillham, R.W. and Rao, P.S.C., 1990. Transport, distribution and fate of volatile organic compounds in groundwater. *Significance and Treatment of Volatile Organic Compounds in Water Supplies*, Chapter 9, Ram, N.M, Christman, R.F., Cantor, K.P. (eds.), Lewis Publishers Inc., Michigan.
- P-26: Freeze, R.A. and Cherry, J.A., 1989. What has gone wrong?. *Ground Water*, Vol. 27, No. 4.
- P-25+: Farvolden, R.N., 1982. Groundwater supplies for Waterloo Region - The role of geology. *Geoscience Canada*, Vol. 9, No. 1.
- P-24: Gillham, R.W., 1988. Glossary of ground water monitoring terms. *Water Well Journal*, Vol. 42, No. 5, pp. 67-71.
- P-23: Feenstra, S. and Cherry, J.A., 1988. Subsurface contamination by dense non-aqueous phase liquid (DNAPL) chemicals. Paper presented at the International Groundwater Symposium, International Association of Hydrogeologists, Halifax, Nova Scotia, May 1-4, 1988, pp. 61-69.
- P-22: Cherry, J.A., MacQuarrie, K.T.B. and Ruland, W.W., 1987. Hydrogeologic aspects of landfill impacts on groundwater and some regulatory implications. Presented at PCAO/MOE Seminar on proposed municipal landfill regulations, Toronto, May 13, 1987.
- P-20: Cherry, J.A., 1987. Groundwater contamination by petroleum products. Presented at the Twelfth World Petroleum Congress, Houston, Texas, April 26-May 1, 1987. *Progress in Environmental Conservation*, pp. 115-123.
- P-19: Farvolden, R.N. and Cherry, J.A., 1988. Region 15, St. Lawrence Lowland. Back, W., Rosenhein, J.S., and Seaber, P.R., eds., *Hydrogeology: Boulder, Colorado*, Geological Society of America, *The Geology of North America*, Vol. O-2, Chapter 18, pp. 133-140.
- P-18: Farvolden, R.N., Pfannkuch, O., Pearson, R., and Fritz, P., 1988. Region 12, Precambrian Shield. Back, W., Rosenhein, J.S., and Seaber, P.R., eds., *Hydrogeology: Boulder, Colorado*, Geological Society of America, *The Geology of North America*, Vol. O-2, Chapter 15, pp. 101-114.
- P-17: Gillham, R.W., 1987. Processes of contaminant migration in groundwater. *Proceedings, CSCE Centennial Symposium on Management of Waste Contamination of Groundwater*, Montreal, Quebec, May 1987.
- P-16: Cherry, J.A., 1987. Groundwater occurrence and contamination in Canada. A chapter published in the volume "Canadian Aquatic Resources", Ed. Michael Healey, pp. 387-426.
- P-15: Mackay, D.M., Robert, P.V. and Cherry, J.A., 1985. Transport of organic contaminants in groundwater. *Environmental Science and Technology*, Vol. 19, No. 5, pp. 384-392.

- P-14: Cherry, J.A., 1984. Contaminant migration in groundwater: Processes and problems. Proceedings of: The Second National Water Conference: The Fate of 'Toxics' in Surface and Ground Waters, January 24-25, 1984, pp. 65-94.
- P-13: Cherry, J.A., 1984. Groundwater contamination. Environmental Geochemistry, M.E. Fleet (editor), Mineralogical Assoc. Canada, Short Course Handbook, Vol. 10, pp. 269-306.
- P-12: Cherry, J.A., 1983. Contaminant migration in groundwater with emphasis on hazardous waste disposal. Conference Proceedings, U.S. National Science Foundation, Final Report, pp. 127-150.
- P-11: Cherry, J.A., Gillham, R.W. and Barker, J.F., 1984. Contaminants in groundwater: Chemical processes. Groundwater Contamination, Production of a Technological Society. Bradehoeft, J.D. (ed.), U.S. National Research Council, National Academy Press, Geophysical Research Board, pp. 46-64.
- P-10: Fritz, P., 1981. Comments on isotope dating of groundwaters from crystalline rocks. Recent Trends in Hydrogeology, Geol. Soc. Amer. Spec. Publ. Editor T.N. Narisimhan, pp. 361-373.
- P-09: Gillham, R.W., and Cherry, J.A., 1982. Contaminant migration in saturated unconsolidated geologic deposits. Recent Trends in Hydrogeology, Geol. Soc. Amer. Spec. Publ. 189. Editor, T.N. Narisimhan, pp. 31-62.
- P-08 +: Fritz, P. and Fontes, J.C., 1980. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. 5 volumes. Elsevier Publ. Co., Vol. 1, 546 pp.
- P-07 +: Freeze, R.A., and Cherry, J.A., 1979. Groundwater. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, N.J. 604 pp.
- P-06: Back, W. and Cherry, J.A., 1976. Chemical aspects of present and future hydrogeologic problems. Proceedings Symposium on Advances in Groundwater Hydrology, American Water Resources Association, (Chicago, Sept. 22-23, 1976). A.Z. Saleem, (Editor), pp. 153-172.
- P-05: Gillham, R.W., Cherry, J.A., and Pickens, J.F., 1976. Mass transport in shallow groundwater flow systems. Proceedings Canadian Hydrology Symposium, Winnipeg, Aug. 1975, National Research Council Canada, pp. 359-369.
- P-04: Cherry, J.A., Gillham, R.W., and Pickens, J.F., 1975. Contaminant hydrogeology Part 1, Physical Processes. Geoscience Canada, Vol. 2, No. 2, pp. 76-84.
- P-03 +: Farvolden, R.N., 1975. Hydrogeologic aspects of solid waste disposal. Chap. 11.5, Solid Wastes, Editor, C.L. Martell, John Wiley and Sons, pp. 139-151.
- P-02: Fontes, J.C. and Fritz, P., 1975. Isotope Hydrology 1974. A review of the 4th I.A.E.A. Symposium on Isotope techniques in Groundwater Hydrology - International J. Applied Radiat. Isot. 26, Vol.-1, pp. 1-8.
- P-01: Farvolden, R.N., 1972. Hydrogeology in Canada. Earth Science Reviews, Vol. 8, No. 4, pp. 145-149.

## Q. RESTORATION/RECLAMATION OF CONTAMINATED GROUNDWATER

- Q-23: Gillham, R.W., and O'Hannesin, S.F., 1992. Metal-catalysed abiotic degradation of halogenated organic compounds. IAH Conference Modern Trends in Hydrogeology, Hamilton, Ontario, May 10-13.
- Q-22: Starr, R.C., and Cherry, J.A., 1992. Applications of low permeability cutoff walls for groundwater pollution control. 45th Canadian Geotechnical Conference, October 26-28, Toronto, Ontario.
- Q-21: Starr, R.C., Cherry, J.A., and Vales, E.S., 1992. A new type of steel sheet piling with sealed joints for groundwater pollution control. 45th Canadian Geotechnical Conference, October 26-28, Toronto, Ontario.
- Q-20: Kueper, B.H., Feenstra, S., Rivett, M.O., and Cherry, J.A., 1992. A series of controlled field experiments to study DNAPL behaviour: Implications for site remediation. Proceedings: HAZMAT International, Hazardous Materials and Environmental Management Conference and Exhibition, Atlantic City, NJ., June 10-12.
- Q-19: Rivett, M.O., Feenstra, S., and Cherry, J.A., 1992. Pump-and-treat remediation of a chlorinated solvent plume: A field study. Extended abstract of poster presented at the Subsurface Restoration Conference, 3rd International Conference on Ground Water Quality Research, Dallas Texas, June 21-24.
- Q-18: Burris, D.R. and Cherry, J.A., 1992. Emerging plume management technologies: In situ treatment zones. Presented at Subsurface Restoration Conference, Third International Conference on Ground Water Quality Research, Dallas, Texas, June 21-24.
- Q-17: Starr, R.C., Cherry, J.A., and Vales, E.S., 1991. Sealable joint sheet pile cutoff walls for preventing and remediating groundwater contamination. Technology Transfer Conference, MOE, Toronto, November 25-26.
- Q-16: Starr, R.C. and Cherry, J.A., 1990. In situ barriers for groundwater pollution control. Prevention and Treatment of Soil and Groundwater Contamination in the Petroleum Refining and Distribution Industry, Montreal, Quebec, Oct. 16-17.
- Q-15: McClellan, R.D. and Gillham, R.W., 1990. Vapour extraction of trichloroethylene under controlled field conditions. IAH Conference on Subsurface Contamination by Immiscible Fluids, Calgary, Alberta, April 18-20, 1990.
- Q-14: Acton, D.W., Barker, J.F., Shaw, M.A., Beaudet, F. and Cherry, J.A., 1989. The mobility and persistence of selected organic solutes in anaerobic groundwaters and possible in situ remediation measures. Proceedings MOE Technology Transfer Conference, 1989, Part C, Liquid and Solid Waste Research, pp. 1-8.
- Q-13: Lemon, L.A., Barbaro, J.R., and Barker, J.F., 1989. Biotransformation of BTEX under anaerobic denitrifying conditions: Evaluation of field observations. Proceedings of the FOCUS Conference on Eastern Regional Ground Water Issues.
- Q-12 + +: Allen, R.M., Gillham, R.W., and Barker, J.F., 1989. Rehabilitation of Groundwater: Removal of soluble petroleum constituents through soil application. Prepared for the American Petroleum Institute.
- Q-11: Berwanger, D.J. and Barker, J.F., 1989. Aerobic biodegradation of aromatic and chlorinated hydrocarbons commonly detected in landfill leachates. Water Poll. Res. Jour. Canada, 24 pp.

## S. NON-ISOTHERMAL SYSTEMS AND GEOTHERMAL ENERGY

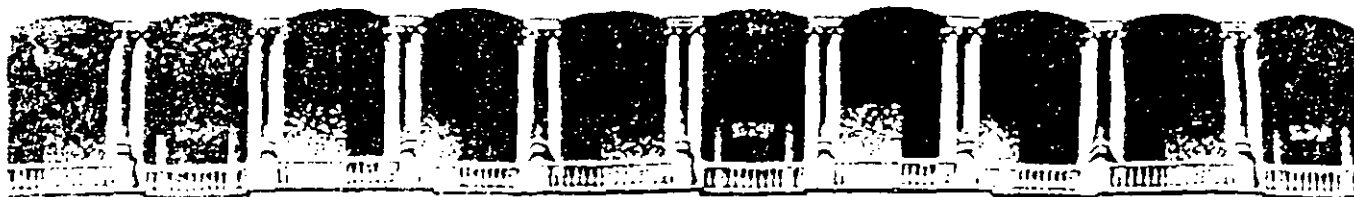
- S-08 + : Sherlock, R.L. and Jowett, E.C., 1991. The origin and evolution of hydrothermal systems in the Coast Ranges, California, and their relationship to the McLaughlin Gold Mine. *Economic Geology* (in final preparation).
- S-07: Elsworth, D., 1989. Thermal permeability enhancement of blocky rocks: One-dimensional flow. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, Vol. 26, No. 3/4, pp. 329-339.
- S-06: Elsworth, D., 1989. Lifetime calculations for multiple stimulated HDR reservoirs. *International Conf. on Hot Dry Rock Geothermal Energy*, Camborne, England, 10 pages.
- S-05: Elsworth, D., 1989. Longevity calculations for HDR geothermal reservoirs. *Proceedings 14th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University, January.
- S-04: Elsworth, D., 1989. Thermal permeability enhancement of blocky rocks: Plane and radial flow. *Proceedings E.E.C. and C.N.R.S. Workshop of Fluid Flow Through Strong Fractured Rocks*, Garchy, France, April. *Int. Journal R. Mechan. Min. Sci. and Geomech. Abstr.*, in press.
- S-03: Elsworth, D. and Xiang, J., 1988. A reduced degree of freedom model for permeability enhancement in blocky rock. *Geothermics*, Vol. 18, No. 5/6, pp. 691-709.
- S-02: Elsworth, D., 1988. Theory of thermal recovery from a spherically stimulated hot dry rock reservoir. *Journal of Geophysical Res.*, pp. 1927-1934.
- S-01: Elsworth, D., 1989. Thermal recovery from a multiple stimulated HDR reservoir. *Geothermics*, Vol. 18, No. 5/6, pp. 761-774.

## T. DENSE, NONAQUEOUS PHASE LIQUIDS (DNAPLs)

- T-08: Poulsen, M.M. and Kueper, B.H., 1992. A field experiment to study the behavior of tetrachloroethylene in unsaturated porous media. *Environmental Science & Technology*, Vol. 26, No. 5, pp. 889-895.
- T-07 + : Kueper, B.H., Haase, C.S., and King, H.L., 1991. Leakage of DNAPL from waste impoundments constructed in fractured rock and clay: theory and case history. *Canadian Geotechnical Journal* (in revision).
- T-06: Kueper, B.H. and McWhorter, D.B., 1991. The behavior of dense, nonaqueous phase liquids in fractured clay and rock. *Ground Water*, Vol. 29, No. 5, pp. 716-728.
- T-05: Middleton, T.A., Cherry, J.A., and Quigley, R.M., 1990. The effect of tetrachloroethylene on the permeability of a fractured clay under constant stress conditions. IAH Conference on Subsurface Contamination by Immiscible Fluids, Calgary, Alberta.
- T-04: Poulsen, M.M. and Kueper, B.H., 1992. A field experiment to study the behaviour of tetrachloroethylene in unsaturated porous media. *Environmental Sci. and Tech.*, (accepted).
- T-03: Kueper, B.H., Haase, C.S., and King, H.L., 1991. Consideration of DNAPL in the operation and monitoring of waste disposal ponds constructed in fractured rock and clay. *Proceedings, First Canadian Conference on Environmental Geotechnics*, Canadian Geotechnical Society, Montreal, May 14-16, pp. 337-344.
- T-02: Cherry, J.A., Feenstra, S., Kueper, B.H., and McWhorter, D.W., 1990. Status of in situ technologies for cleanup of aquifers contaminated by DNAPLs below the water table. *International Speciality conference on How Clean is Clean? Cleanup Criteria for Contaminated Soil and Groundwater* Air and Waste Management Association, November 6-9.
- T-01: Feenstra, S. and Cherry, J.A., 1990. Groundwater contamination by creosote. *Eleventh Annual Meeting of the Canadian Wood Preserving Association*, Toronto, Ontario, November 6-7.

## U. ARCTIC AND SUBARCTIC ENVIRONMENTS

- U-04: Edwards, T.W.D., Klassen, R.A., and Shilts, W.W., 1987. Terrain geochemistry surveys, permafrost studies, and Arctic limnology, District of Keewatin, N.W.T., Canada: Implications for water quality monitoring in the North. *Water Poll. Res. J. Canada*, Vol. 22, No. 4, pp. 505-517.
- U-03: Michel, F.A., Drimmie, R.J., and Fritz, P., 1989. Evidence of climatic change from oxygen and carbon isotope variations in sediments of a small Arctic lake, Canada. *Quaternary Geology*, Vol. 4, pp. 201-209.
- U-02: English, M.C., Schiff, S.L., Ecclestone, M., Adams, W.P., Hinton, M., Pezzuto, L., Elgood, R., Allan, C., and Pierson, D., 1990. Seasonal changes in the hydrochemistry of land drainage: Colour Lake catchment, Axel Heiberg Island, NWT. *Proceedings Symposium Northern Hydrology*, Saskatoon, Saskatchewan, July 10-13.
- U-01: Schiff, S.L., English, M.C., Ecclestone, M., Elgood, R., Hinton, M., and Pezzuto, L., 1990. Constraints on the origin of acidity in Colour Lake, Axel Heiberg Island (79° 25' N). *Proceedings Symposium Northern Hydrology*, Saskatoon, Saskatchewan, July 10-13.



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

***CURSOS ABIERTOS***

***IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION  
DE ACUIFEROS***

*Del 17 de agosto al 11 de septiembre de 1992*

***TRANSPORTE DE CONTAMINANTES EN EL  
AGUA SUBTERRANEA***

***DR. RN FARVOLDEN***

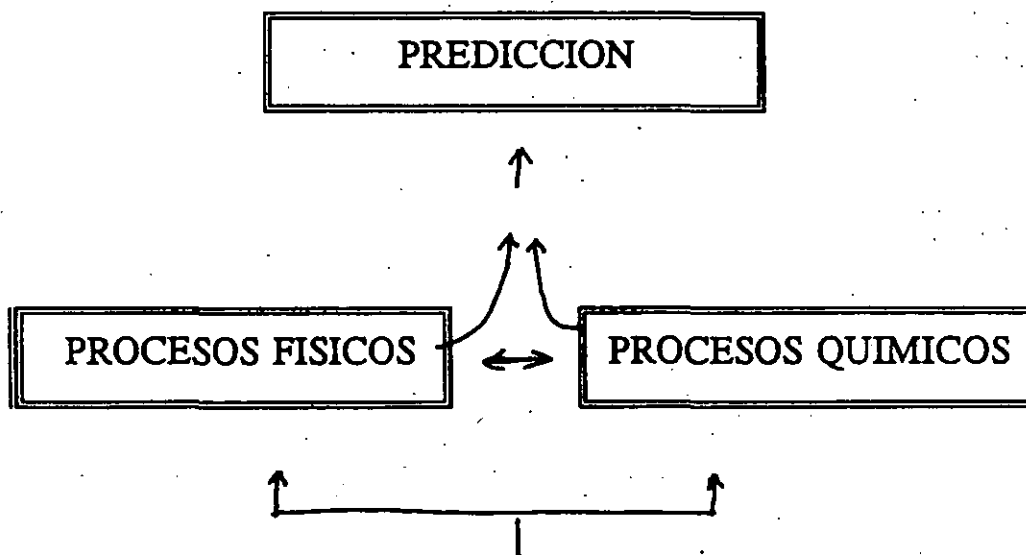
***1 9 9 2***

# TRANSPORTE DE CONTAMINANTES EN EL AGUA SUBTERRANEA.

## PROCESOS FISICOS

### PROBLEMAS COMUNES

- MONITOREO
- RESTAURACION DE ACUIFEROS
- SELECCION DE SITIOS DE MUESTREO



- TIPO DE CONTAMINANTE
- TIPO DE MATERIAL GEOLOGICO
- TIPO DE FLUIDO



## CONTAMINANTES EN AGUAS SUBTERRANEA

CONTAMINANTE	FUENTES	NORMAS PARA AGUA POTABLE (mg/l)
NITRATO	CAMPOS DE COSECHAS SISTEMAS SEPTICOS	45
METALES TRAZA Ba, Cd, Pb, Ni, etc.	DESECHOS DE MINAS DESECHOS INDUSTRIALES	1.0 (Ba) 0.01 (Ca)
GASOLINA (BTEX)	TINTORERIAS. DESENGRACE DE METALES	0.01 TCE
BACTERIAS Y VIRUS	AGUAS NEGRAS CAMPOS DE COSECHAS BASUREROS	1/100 ml
SALES (Cl, F, Na, etc.)	APLICACION EN CARRETERAS (CANADA) BASUREROS	250 mg/l (Cl)
NDMA. (N-NITROSO-DIMETILAMINA)	MUCHAS	0.00001 9 X 10 <sup>-9</sup>

## PROCESOS FISICOS

- ADVECCION
- DISPERSION
- DIFUSION
- FILTRACION FISICA
- RETENCION CAPILAR
- DISOLUCION
- VOLATILIZACION

## TIPOS DE MEDIOS GEOLOGICOS

- GRANULAR "GRUESO"
- GRANULAR "FINO"
- ROCAS FRACTURADAS
- ROCAS FRACTURADAS Y POROSAS
- MEDIOS NO-SATURADOS
- MEDIOS FRACTURADOS NO-SATURADOS

## TIPOS DE FLUIDOS

- MISCIBLE

DENSIDAD Y VISCOSIDAD SIMILAR A LA DEL AGUA SUBTERRANEA
--

DENSIDAD Y/O VISCOSIDAD DIFERENTES AL AGUA SUBTERRANEA
---

- NO-MISCIBLE

DENSIDAD MENOR QUE LA DEL AGUA (NAPL)
--

DENSIDAD MAYOR QUE LA DEL AGUA (DNAPL)
---

## CASO 1

- FLUIDO MISCIBLE. DENSIDAD Y VISCOSIDAD SIMILARES A LAS DEL AGUA SUBTERRANEA
- MEDIO. GRANULAR

=====

ESTE CASO PROBABLEMENTE REPRESENTA LA SITUACION ENCONTRADA MAS COMUNMENTE Y ES CIERTAMENTE LA SITUACION PARA LA CUAL SE HAN DESARROLLADO MAYORMENTE LA TEORIA Y LAS SOLUCIONES MATEMATICAS

### PROCESOS DE TRANSPORTE

(ASUMIENDO QUE NO OCURREN REACCIONES QUIMICAS)

#### ADVECCION

LA MIGRACION DE CONTAMINANTES EN EL RESULTADO DEL MOVIMIENTO DE TRASLACION DEL FLUJO DEL AGUA SUBTERRANEA



EL CAMPO DE VELOCIDADES MICROSCOPICAS ES ALTAMENTE COMPLEJO (NO DESCRIPTIVO)

$\bar{v}$   $\equiv$  VELOCIDAD LINEAL MEDIA DEL AGUA SUBTERRANEA. CONCEPTUALMENTE ES EL VECTOR SUMA DE LAS VELOCIDADES MICROSCOPICAS.

DISTANCIA RECORRIDA =  $v \times$  TIEMPO DEL RECORRIDO

## EVALUACION DE $\bar{v}$

### 1. DE LA ECUACION DE DARCY

$$\bar{v} = q / \eta = - (K / \eta) (\Delta h / \Delta l)$$

q = DESCARGA ESPECIFICA

$\eta$  = POROSIDAD

K = CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA

$\Delta h / \Delta l$  = GRADIENTE HIDRAULICO

- GENERALMENTE ES MAS CONVENIENTE Y ECONOMICO
- LA MAYOR INCERTIDUMBRE ESTA GENERALMENTE ASOCIADA CON LA INCERTIDUMBRE EN EL VALOR DE K

### 2. PRUEBAS CON TRAZADORES

- BUENO PARA DEFINIR  $\bar{v}$  EN UNA ESCALA LIMITADA
- GENERALMENTE COSTOSO Y EXIGE MUCHO TIEMPO
- LA INTERPRETACION SE DIFICULTA EN UN MEDIO COMPLEJO Y HETEROGENEO.

### CASO 3

EL MOVIMIENTO DE LOS CONTAMINANTES  
ESTA CONTROLADO POR DIFUSION

- FLUIDOS MISCIBLES
- VELOCIDADES LENTAS

SI  $\bar{v} < 5$  cm/año, EL TRANSPORTE ES PREDOMINANTEMENTE  
POR DIFUSION MOLECULAR

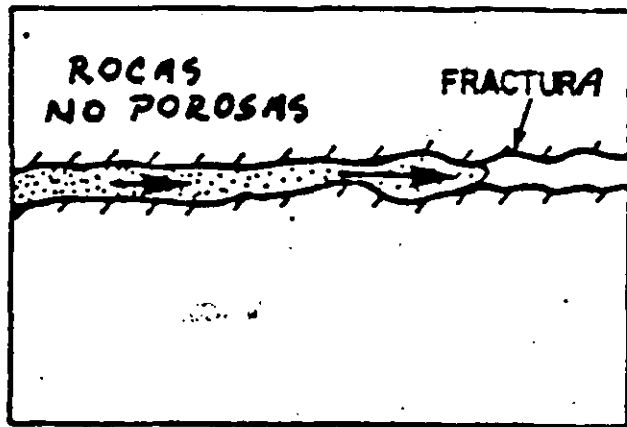
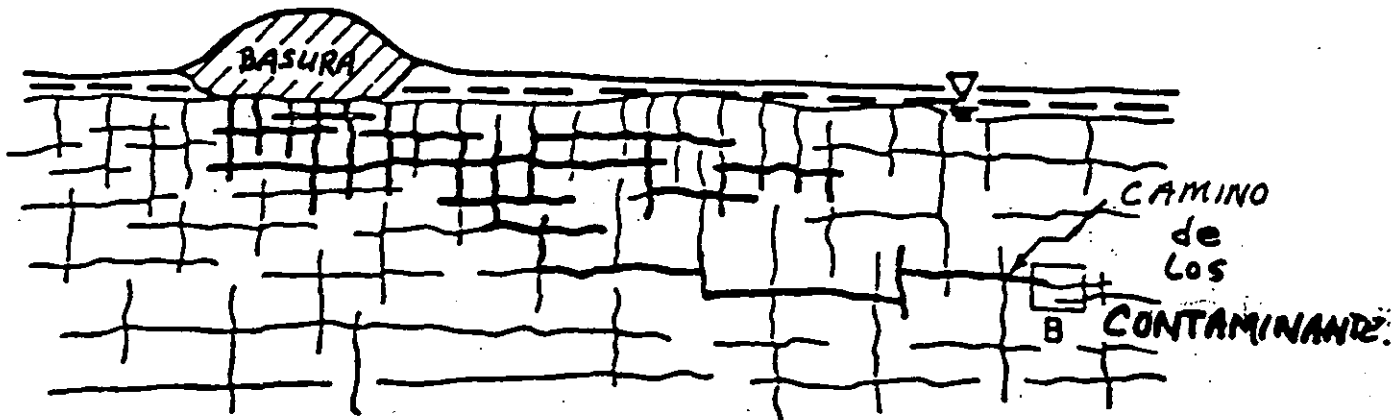
- SE ESPERA ESTA SITUACION SI  $K < 10^{-7}$  cm/s

$$\partial C / \partial t = D ( \partial^2 C / \partial^2 x ) - V ( \partial C / \partial x )$$

$$\partial C / \partial t = D^* ( \partial^2 C / \partial^2 x ) \quad (\text{SEGUNDA LEY DE FICK})$$

## CASO 4

### ROCA FRACTURADA, NO-POROSA



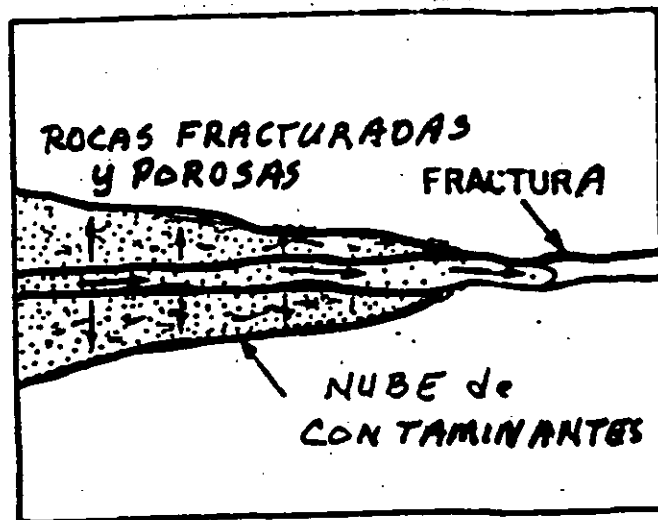
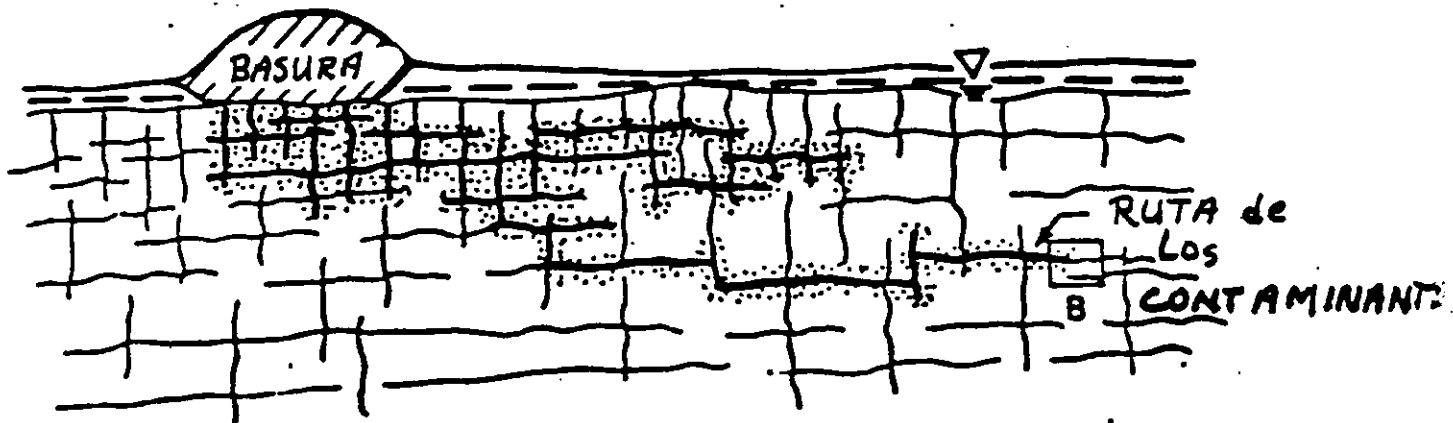
- PUEDE SER ALTAMENTE ANISOTROPOICA
- UNA SOLA FRACTURA, LA MAS GRANDE, PUEDE DOMINAR EL FLUJO Y EL TRANSPORTE

- A VECES EN CONVENIENTE CONSIDERAR ESTOS SISTEMAS COMO EQUIVALENTES A MEDIOS POROSOS; O
- ANALIZAR EL FLUJO EN LAS PROPIAS FRACTURAS

DE CUALQUIER MANERA, ES DIFICIL PREDECIR EL FLUJO Y TRANSPORTE EN ESTE MEDIO.

## CASO 5

### ROCA FRACTURADA Y POROSA



SE ENCUENTRAN DIFICULTADES SIMILARES A LAS ENCONTRADAS EN ROCAS FRACTURADAS NO-POROSAS, PERO LA DIFUSION EN LA MATRIZ ROCOSA ACTUA COMO UN MECANISMO DE ATENUACION PRESENTANDO OTRO NIVEL DE COMPLEJIDAD.

## **OBJECTIVOS EN LA INVESTIGACION DE UN SITIO CONTAMINADO**

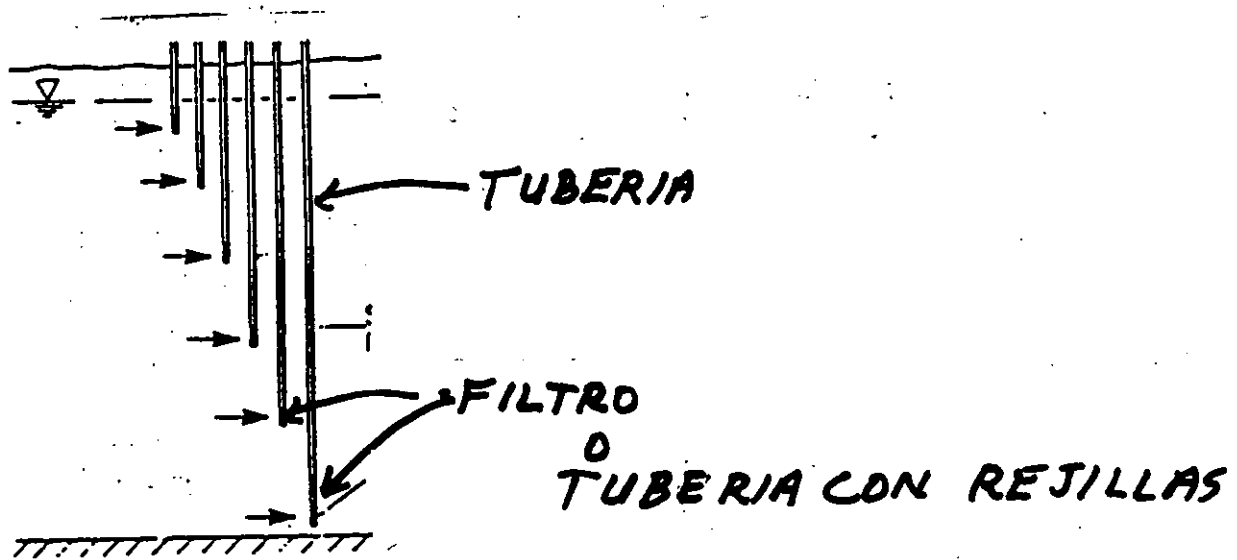
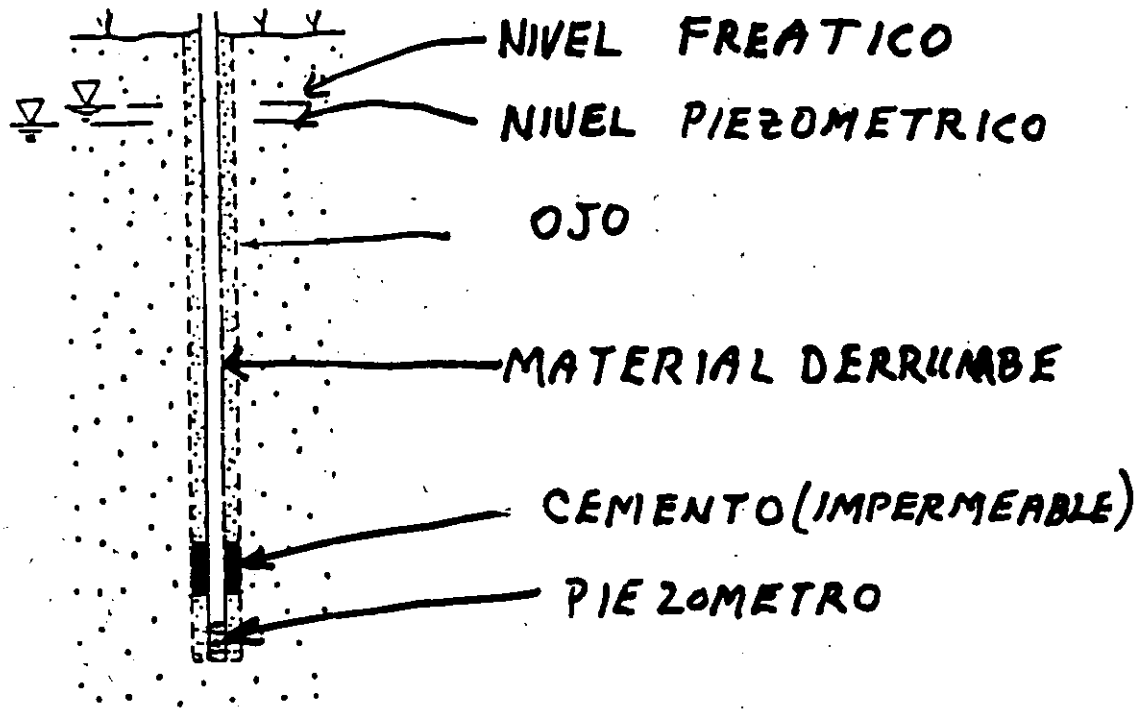
- A) CARACTERIZACION HIDROESTRATIGRAFICA
- B) EVALUAR EL SISTEMA DE FLUJO DE AGUA SUBTERRANEA  
(EN TRES DIMENSIONES)
- C) DETERMINAR LAS RUTAS PRINCIPALES  
PARA LA MIGRACION DE CONTAMINANTES
- D) MEDIR PARAMETROS HIDRAULICOS CRITICOS
- E) MAPEAR LA DISTRIBUCION DE LA CONTAMINACION

## **METODOS DIRECTOS DE INVESTIGACION**

- 1) PIEZOMETROS Y TENSIOMETROS. PARA: POTENCIAL  
HIDRAULICO; GRADIENTE HIDRAULICO; MUESTRAS DE AGUA;  
PRUEBAS PARA K.
- 2) MUESTRAS DE LOS MATERIALES GEOLOGICOS. NUCLEOS NO  
ALTERADOS PARA ANALISIS EN EL LABORATORIO; NUCLEOS  
PARA REALIZAR UN BUEN REGISTRO GEOLOGICO DE LA  
PERFORACION; NUCLEOS PARA EXTRACCION DEL AGUA DE  
LOS POROS.
- 3) MUESTRAS DE AGUA SUBTERRANEA. PARA ANALISIS DE pH,  
CONDUCTIVIDAD Y TEMPERATURA EN EL CAMPO Y  
LABORATORIO.



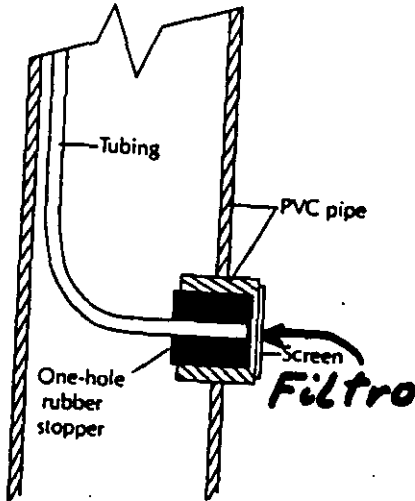
# PIEZOMETROS CONVENCIONALES



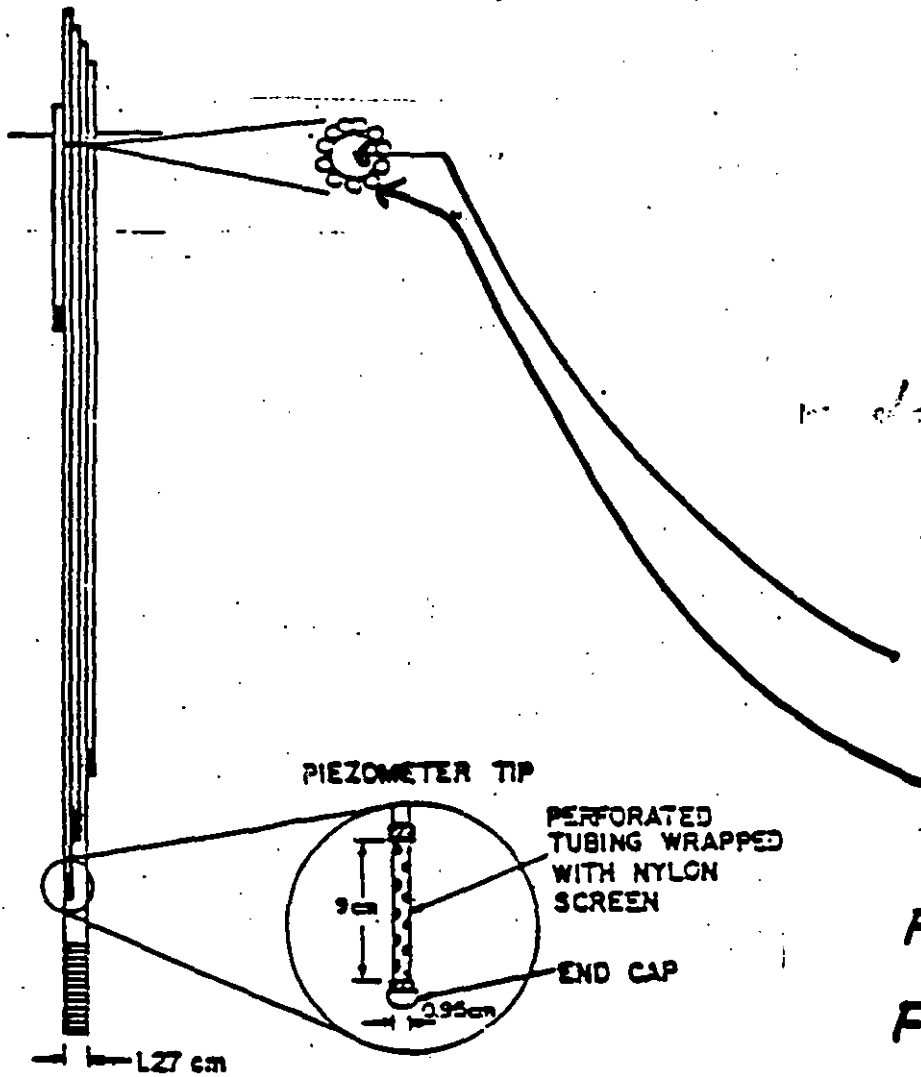
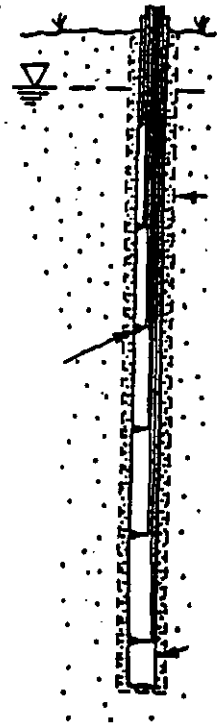
# PIEZOMETROS CON PORTOS MULTIPLES

## El "MULTILEVEL DE WATERLOO"

Detalle



OJO



"Bundle" piezometer de Waterloo

modo de uso:

Sección

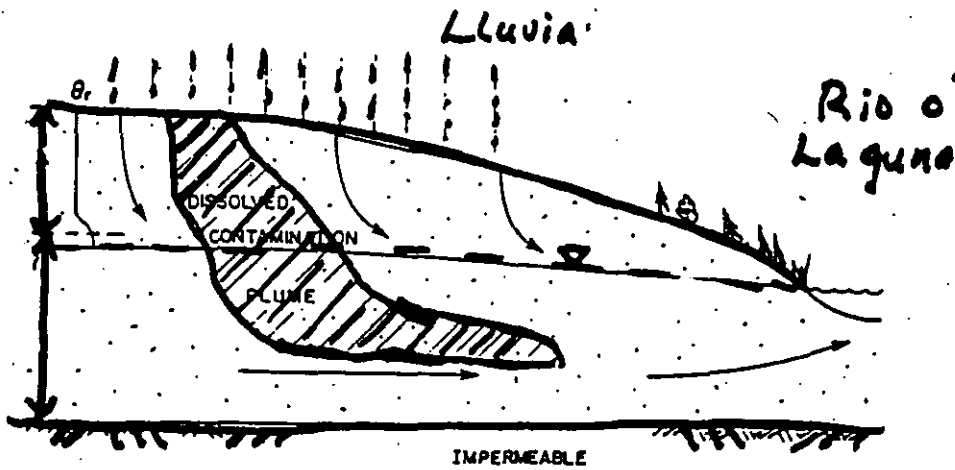
TUBO CENTRAL

TUBOS MENORES

Filtro de un tubo menor

Filtro del piezometro central

## ESCENARIO EN EL CAMPO - DEPOSITO DE ARENAS Y GRAVAS



### ECUACIONES PRINCIPALES (EN DOS DIMENSIONES)

A) FLUJO SATURADO

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t}$$

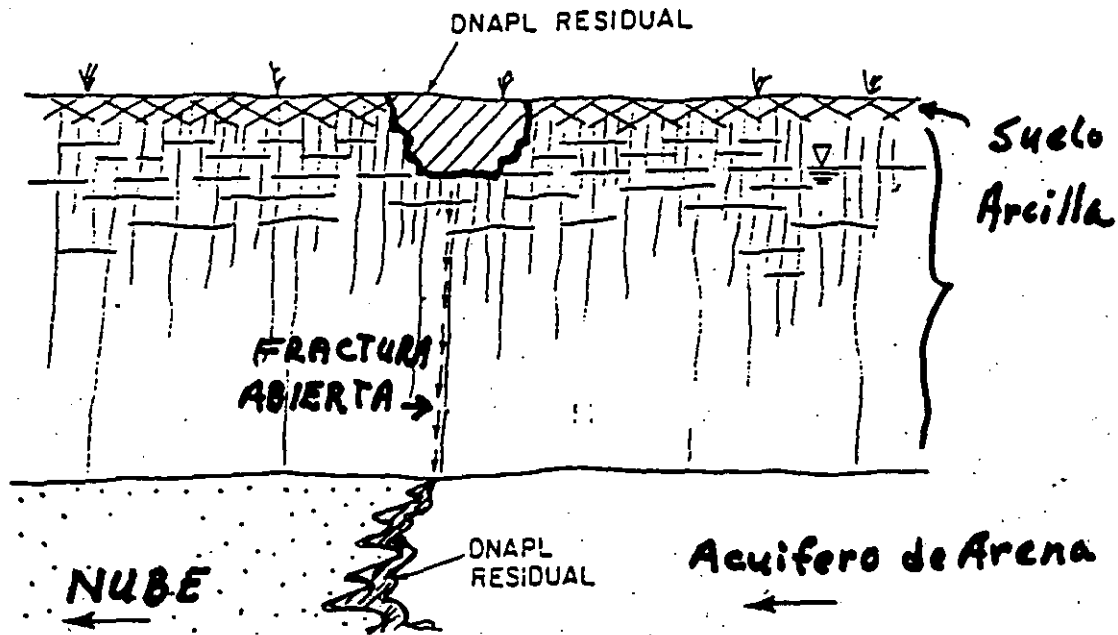
B) FLUJO NO SATURADO

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial \psi}{\partial z} \left[ K(\psi) \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] = C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t}$$

C) TRANSPORTE DE SOLUTOS

$$\frac{D_x}{R_f} \left( \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} \right) - \frac{\bar{V}_x}{R_f} \left( \frac{\partial c}{\partial x} \right) + \frac{D_z}{R_f} \left( \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} \right) - \frac{\bar{V}_z}{R_f} \left( \frac{\partial c}{\partial z} \right) = \frac{\partial c}{\partial t}$$

## ESCENARIO DE CAMPO - ARCILLAS FRACTURADAS



### PARAMETROS FISICOS CONTROLADORES

- |    |                               |                             |
|----|-------------------------------|-----------------------------|
| A) | CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA      | $K_x, K_z$                  |
| B) | FUNCIONES CARACTERISTICAS     | $K(\Psi), C(\Psi)$          |
| C) | COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO | $S_s$                       |
| D) | COEFICIENTE DE DISPERSION     | $D_x, D_z (\alpha V + D^*)$ |

- E) FACTOR DE RETARDACION

$$R_f = \left[ 1 + \frac{(1-n)}{n} \rho_s K_d \right]$$

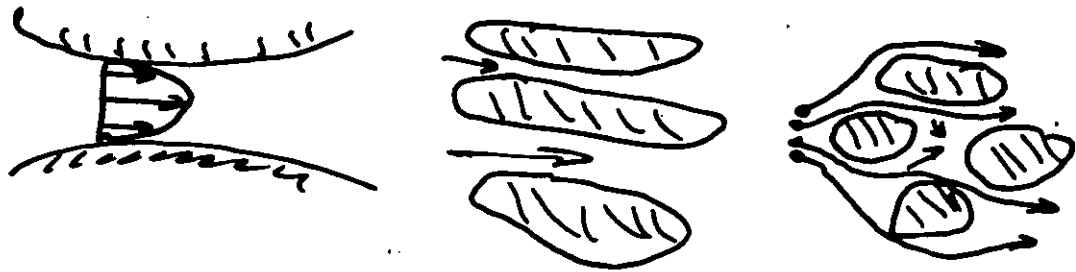
- F) ESPACIO Y APERTURA DE FRACTURAS  $B, b$

# DISPERSION

- PROCESO NO REVERSIBLE
- OBLIGA LA CONTAMINANTE OCUPAR UN ESPACIO O VOLUMEN SIEMPRE MAS GRANDE POR "EL MEZCADO"

a) DIFUSION MOLECULAR  
(CONCENTRACION ALTO  $\rightarrow$  CONCENTRACION BAJO.)

b) LA MEZCLA MECANICA — RESULTA DE LAS VARIACIONES EN LA VELOCIDAD A LA ESCALA MICROSCOPICA



ADUECCION + DISPERSION + CONTINUIDAD

$\rightarrow$  ECUACION DE LA ADUECCION — DISPERSION

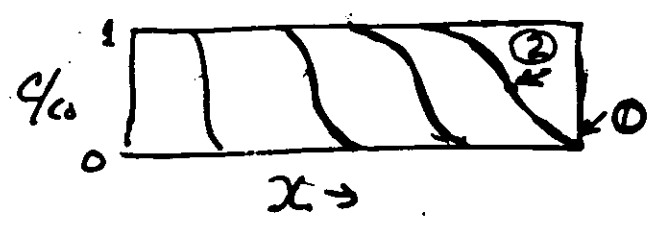
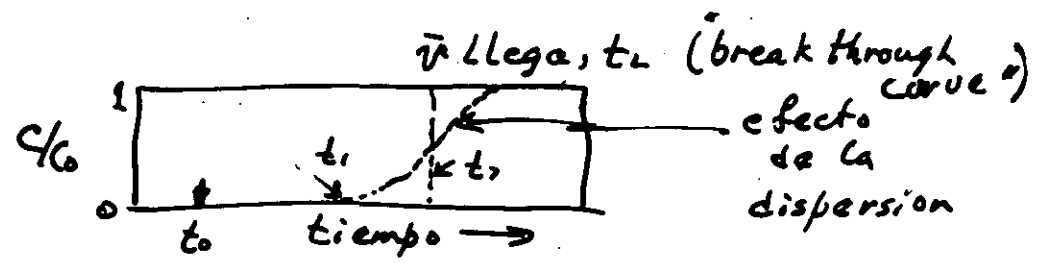
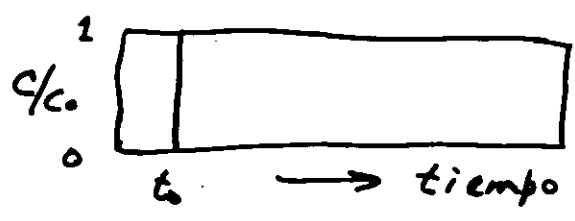
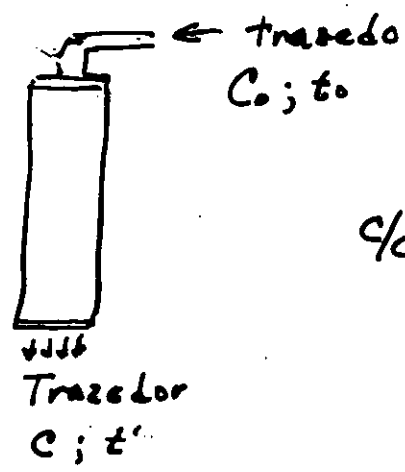
# Ecuacion de "Aduccion-Dispersion"

$$D_L \frac{\partial^2 C}{\partial L^2} - \bar{v}_L \frac{\partial C}{\partial L} = \frac{\partial C}{\partial t} :$$

$D_L$  - Coeficiente de "Dispersion Hidrodinamico" tiene dos componentes:

$$D_L = \alpha_L \bar{v} + D^* \quad ; \quad \alpha = \text{dispersividad dinamica} \text{ o "dispersividad" } [L]$$

$D^*$  = coeficient de difusion molecular.



# Factores que afecta D.

- Grueso de los granos
- Distribución del tamaño de los granos
- Aspereza de la superficie de los granos
- Estericidad de los granos
- Velocidad  $\bar{v}$

Granometría

$$\frac{\partial C}{\partial t} = (D^* + \alpha \bar{v}) \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - \bar{v} \frac{\partial C}{\partial x}$$

Si la velocidad,  $\bar{v}$  es poco, la mezcla por difusión es dominante

Si la velocidad,  $\bar{v}$ , is alto, la mezcla mecánica domina

## Dispersion - ¿buena cosa o mala cosa?

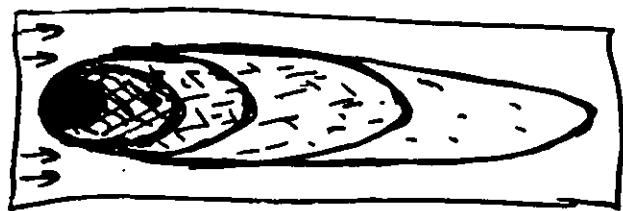
### ¿Buena?

Provoca reducción en la concentración de las contaminantes

### ¿Mala?

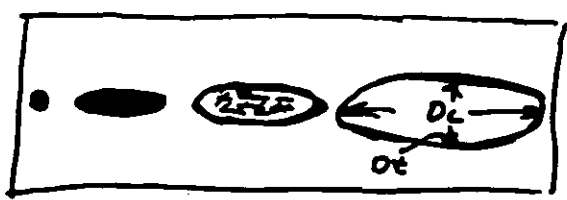
Provoca que la contaminación se ocupa un volumen del medio poroso mas grande.

### ENTRADA CONTINUAL



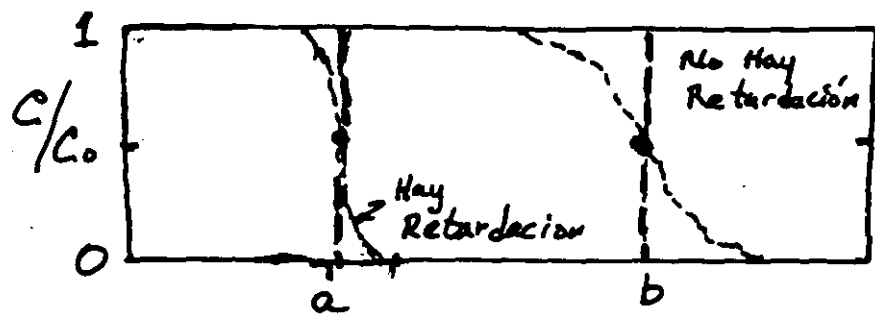
"NUBE EN EQUILIBRIO"

### ENTRADA INSTANTEA



NUBE SE MUEVA COMO UN CUERPO - SE CRECE ENTAMAND Y SE DISMINUYE EN CONCENTRACION

# Retardación



$$x_a = \bar{v} \cdot t \left( 1 + \frac{\rho_b}{n} K_d \right)$$

$$x_b = \bar{v} \cdot t$$

## Ecuación de Retardación

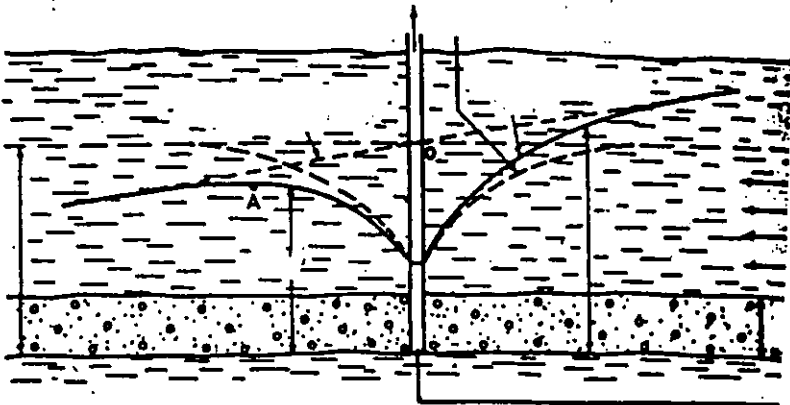
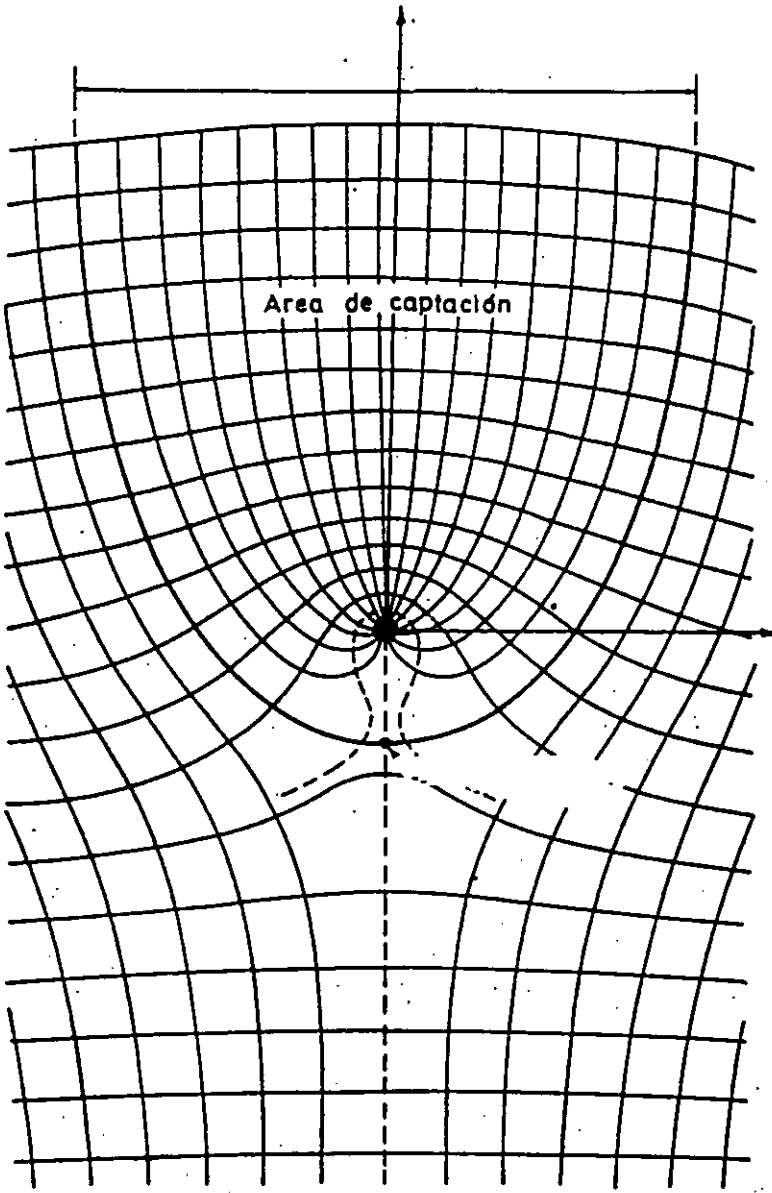
$$\frac{\bar{v}}{v_c} = 1 + \frac{\rho_b}{n} \cdot K_d$$

En que:

$$K_d = \frac{\text{masa de la disuelta solida en fase solida / unidad de masa de la fase solida}}{\text{concentración de la solida disuelta}}$$

POC - porcentaje de Carbon Organica







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

***CURSOS ABIERTOS***

***IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION  
DE ACUIFEROS***

*Del 17 de agosto al 11 de septiembre de 1992*

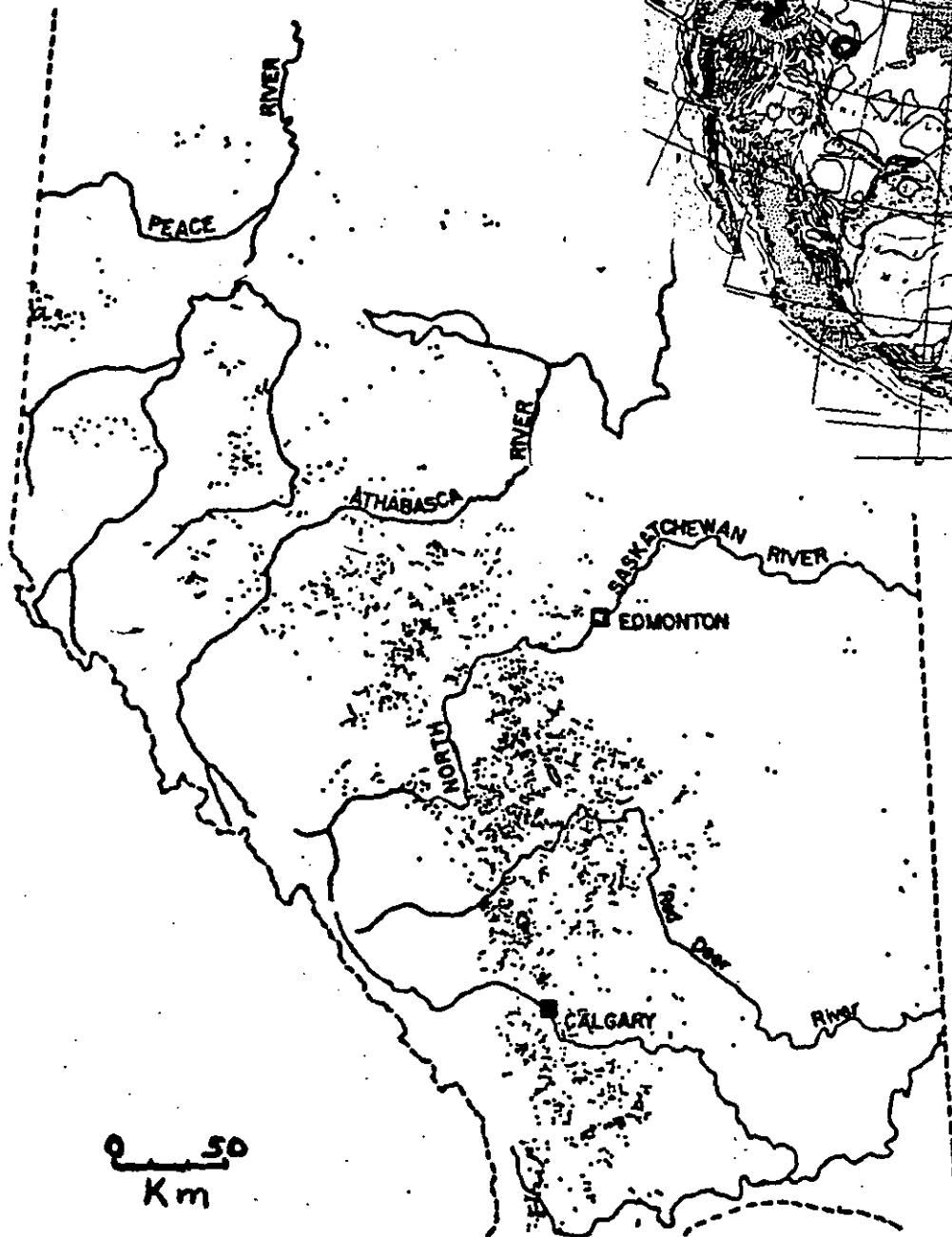
***PERFORACIONES DE LA EXPLORACION SISMICA  
QUE RESULTARON BROTANTES***

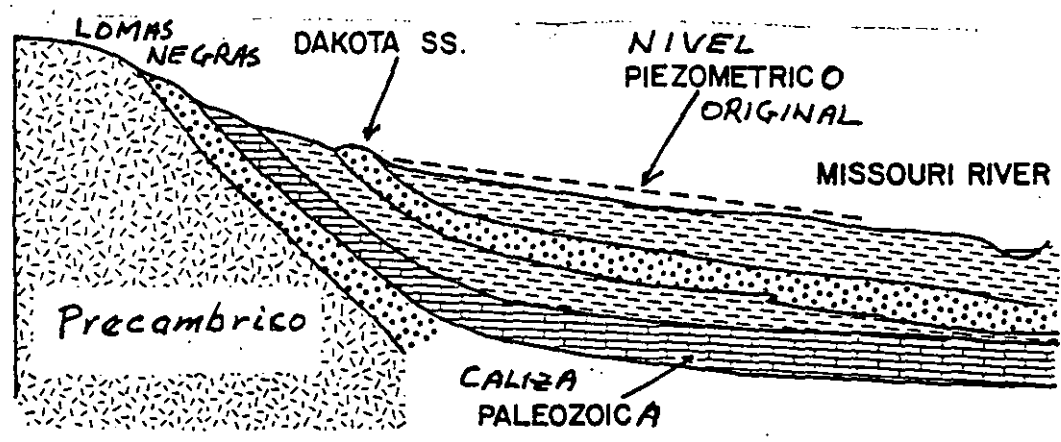
***DR. RN FARVOLDEN***

***1 9 9 2***

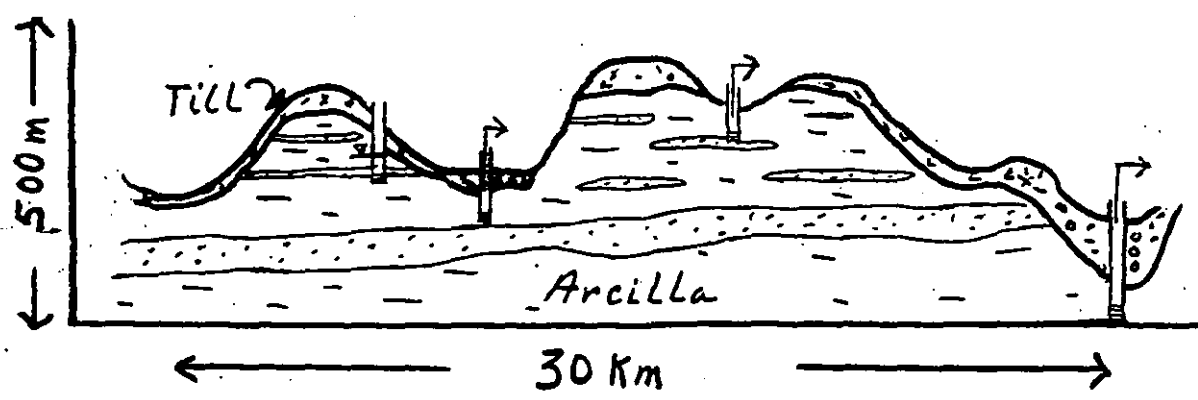
# Alberta, Canada

Perforaciones de la  
exploración sísmica,  
que resultaron  
brotantes.



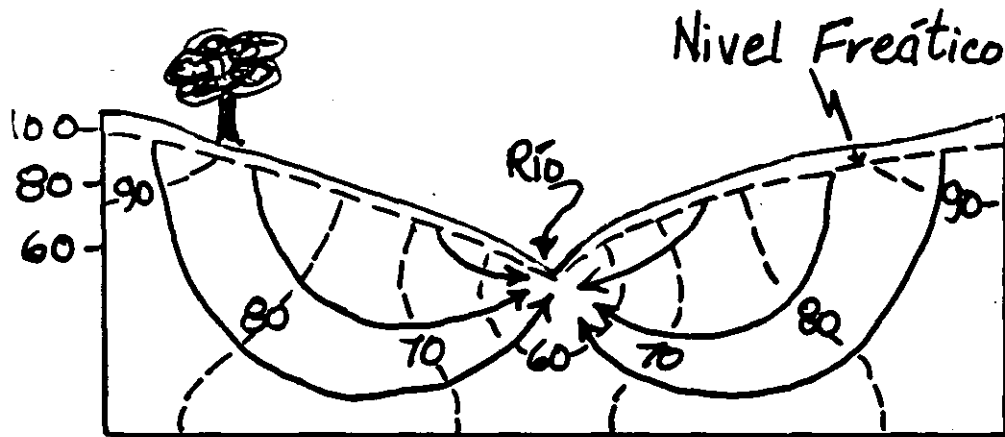


Al principio, pensamos que teniamos un acuífero confinado de extensión regional como, por ejemplo el Dakoto ss.



Pero no fue cierto, porque algunos de los pozos brotantes estaban en valles más altos (con respecto a su elevación) como los rios principales. Los sistemas de flujo son, obviamente, locales en lugar de regionales.

Obviamente, tratamos de un sistema del flujo de agua subterránea como el descrito por Hubbert (1940).



SISTEMA de FLUJO por GRAVEDAD (ideal)  
 → Línea de flujo    --70--    Línea equipotencial

### CONDICIONES HIDRÁULICAS de las FRONTERAS

#### NIVEL FREÁTICO

- potencial hidráulico = elevación
- NO ES LÍNEA de FLUJO
- NO ES FRONTERA DE POTENCIAL CONSTANTE

#### FRONTERA IZQUIERA

- Línea de flujo
- $dh/dx = \text{cero}$
- flujo horizontal = cero

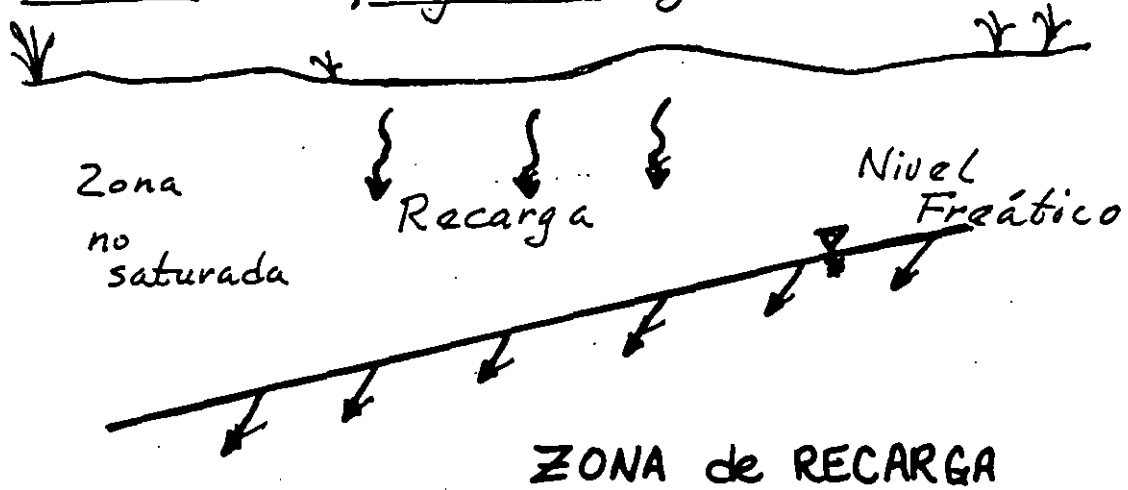
#### FRONTERA DERECHA

- Línea de flujo
- $dh/dx = \text{cero}$
- flujo horizontal = cero
- divisoria hidráulica

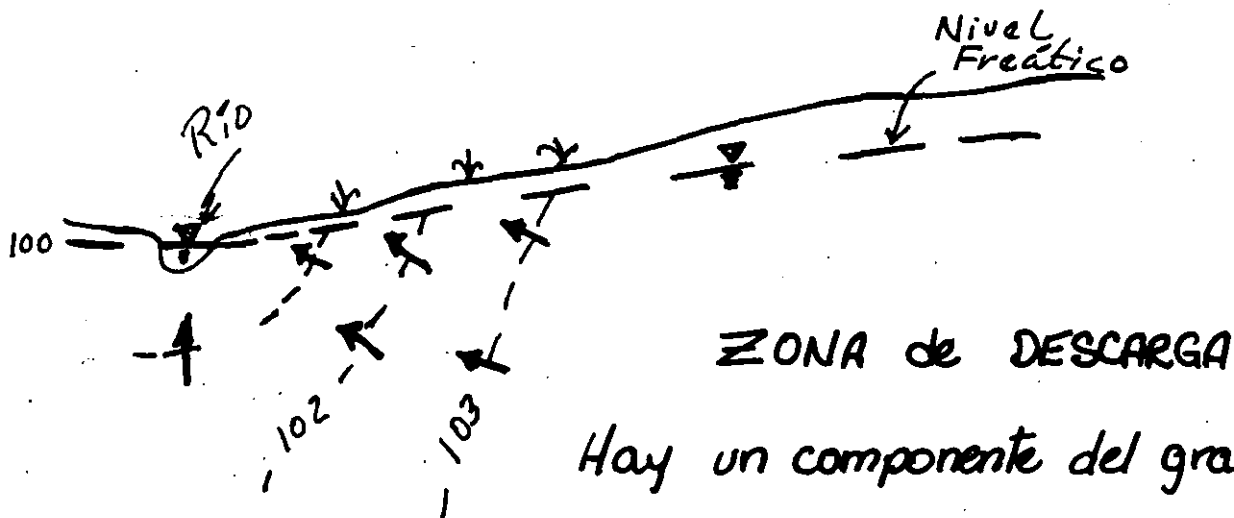
#### FRONTERA PROFUNDA

- impermeable
- flujo vertical = cero
- $dh/dx = 0$
- línea de flujo

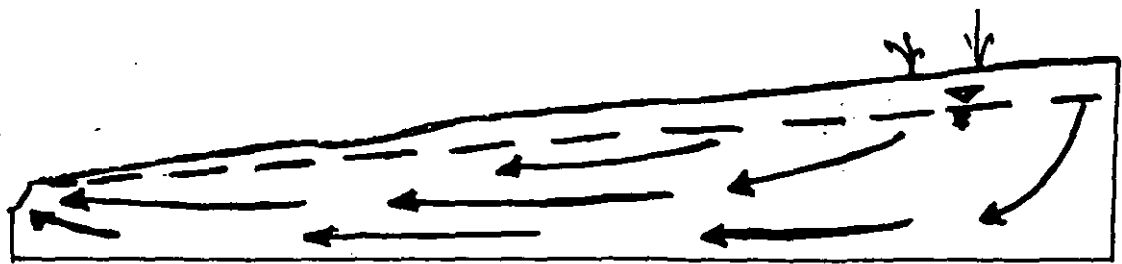
## Zonas de Recarga y Descarga



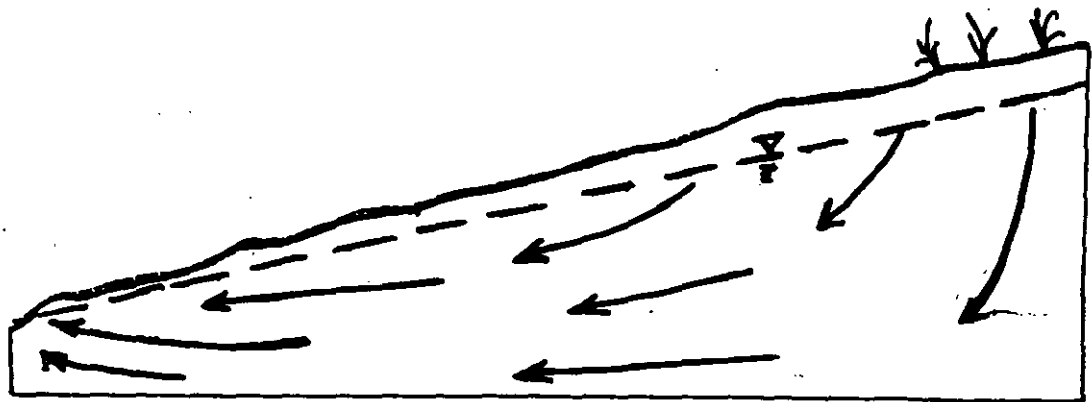
Hay un componente del gradiente desde el nivel freático, que obliga al agua a entrar el sistema. El potencial hidráulico disminuye con la profundidad.



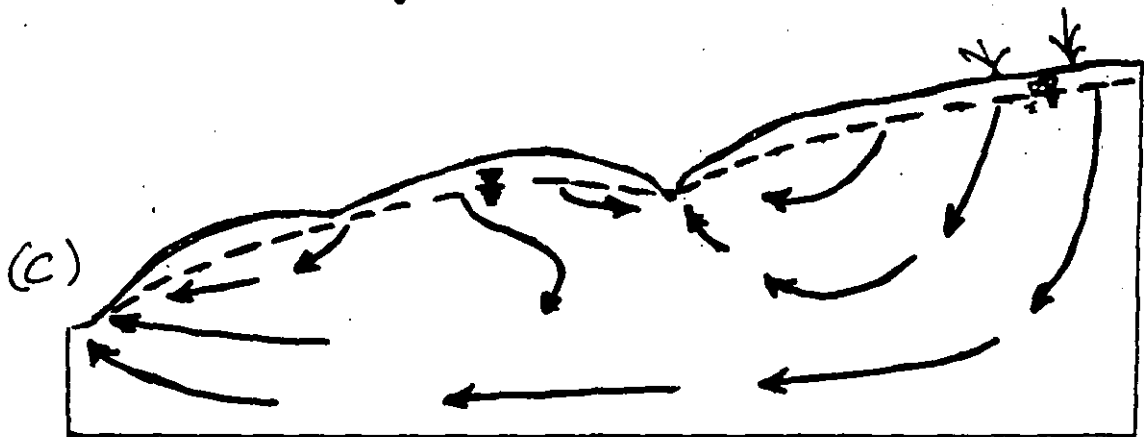
Hay un componente del gradiente hacia el nivel freático, que obliga al agua subterránea a salir del sistema; en este caso, como flujo al río. El potencial hidráulico aumenta con la profundidad.



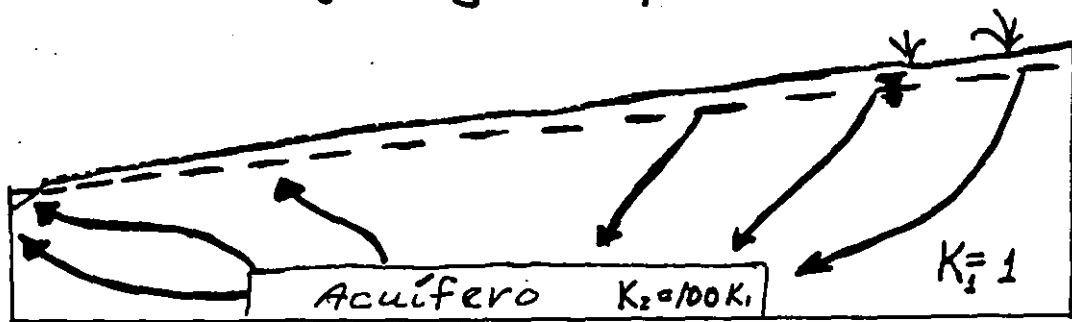
(a) Gradiente regional bajo



(b) Gradiente regional alto

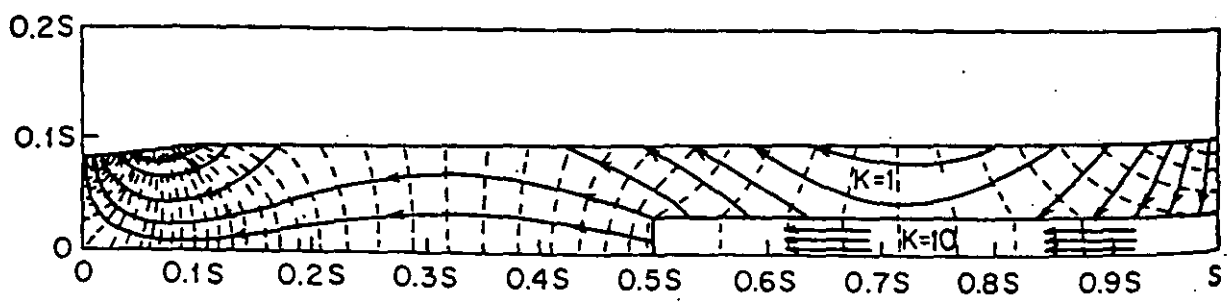
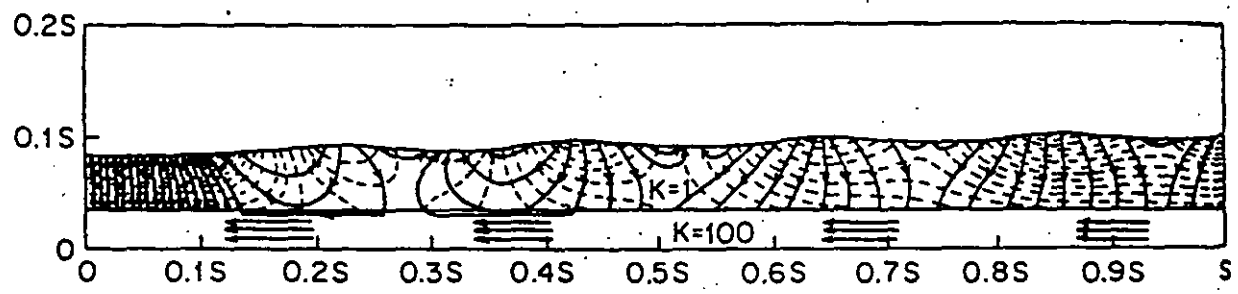
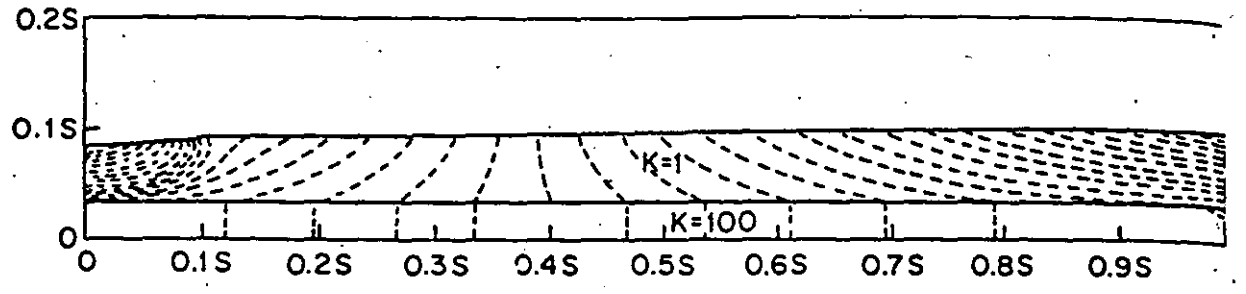


sistema de flujo regional y local



(d) Influencia de una zona permeable.

# Influencia de la geología en sistemas del flujo regional.



Effect of geology on regional groundwater flow patterns (after Freeze and Witherspoon, 1967).



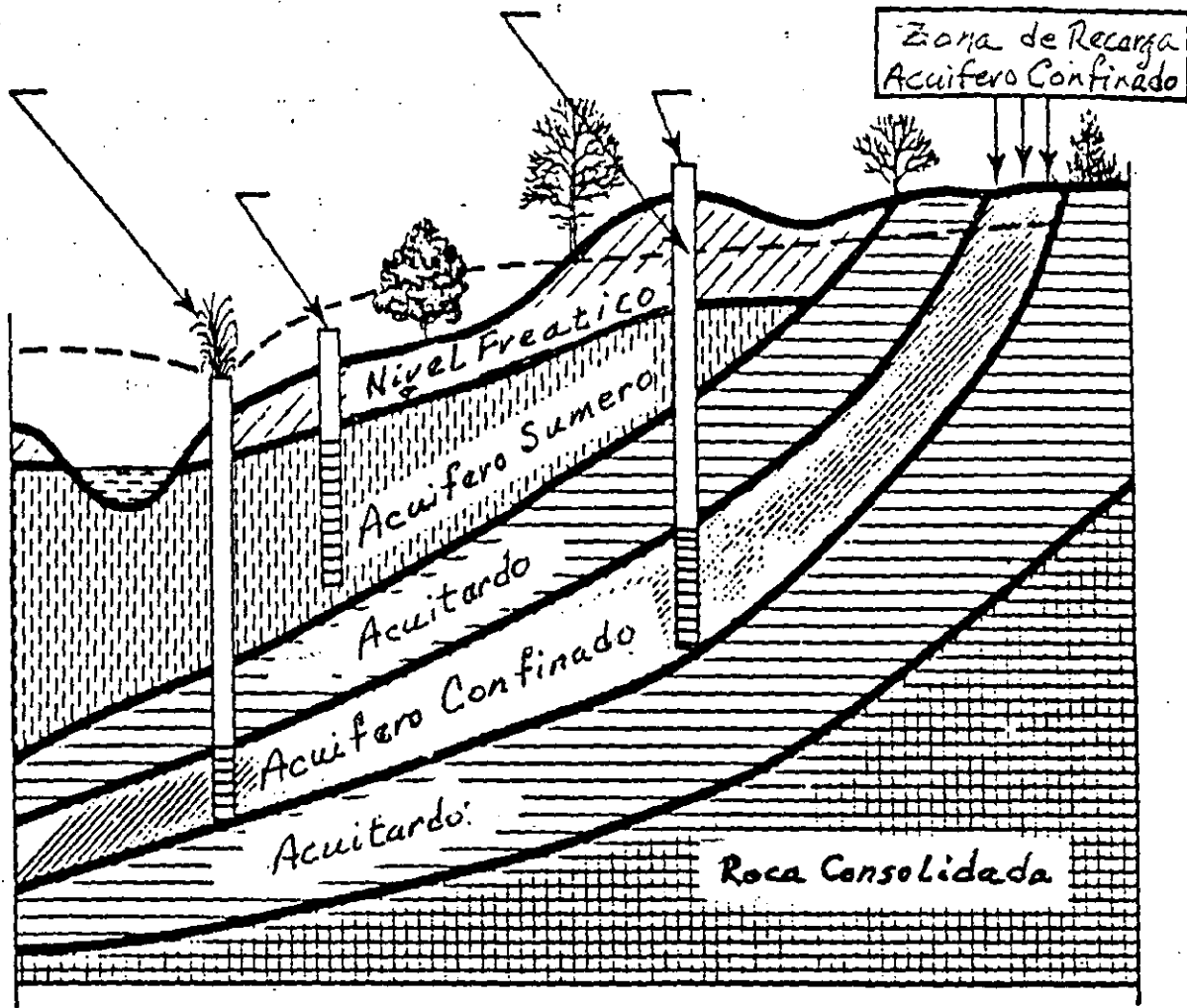


Fig. VI. 12 Classical Confined and Water-Table Aquifers (Johnson, 1966a)

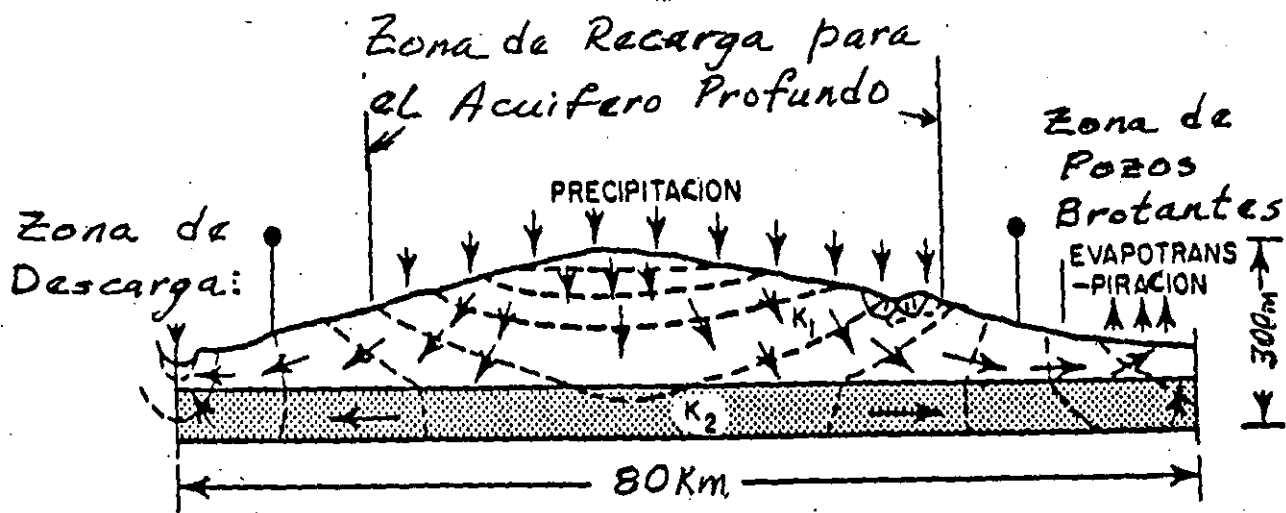
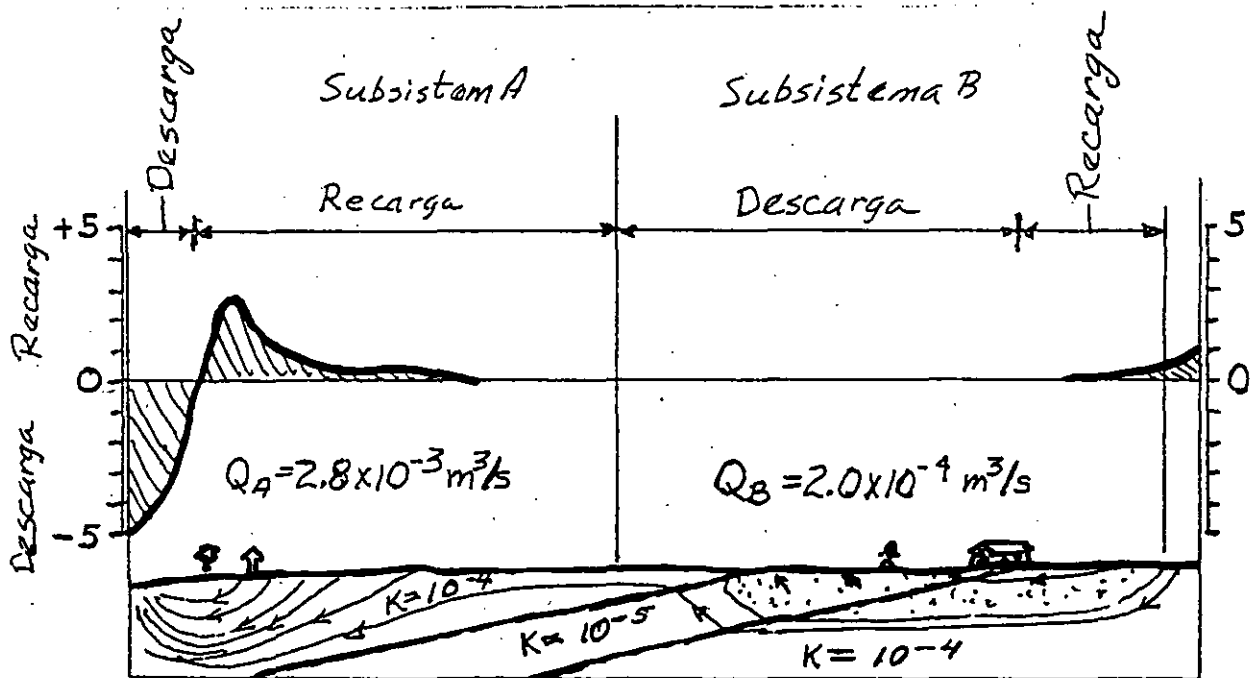
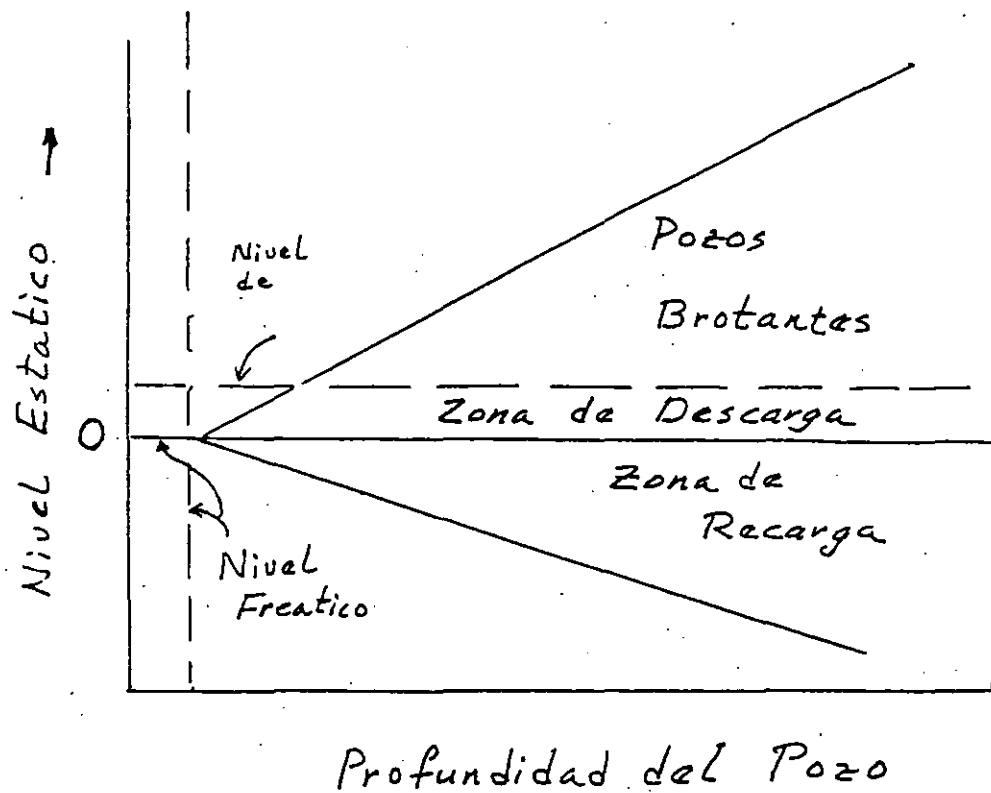


Fig. VI. 13 The Prairie Profile as a Groundwater System Model (Meyboom, 1962)



Sub System A

Sub System B

Red de flujo cuantitativo con perfil de recarga-descarga en dos dimensiones en una cuenca heterogénea.

(Fuente: Freeze y Witherspoon, 1968).

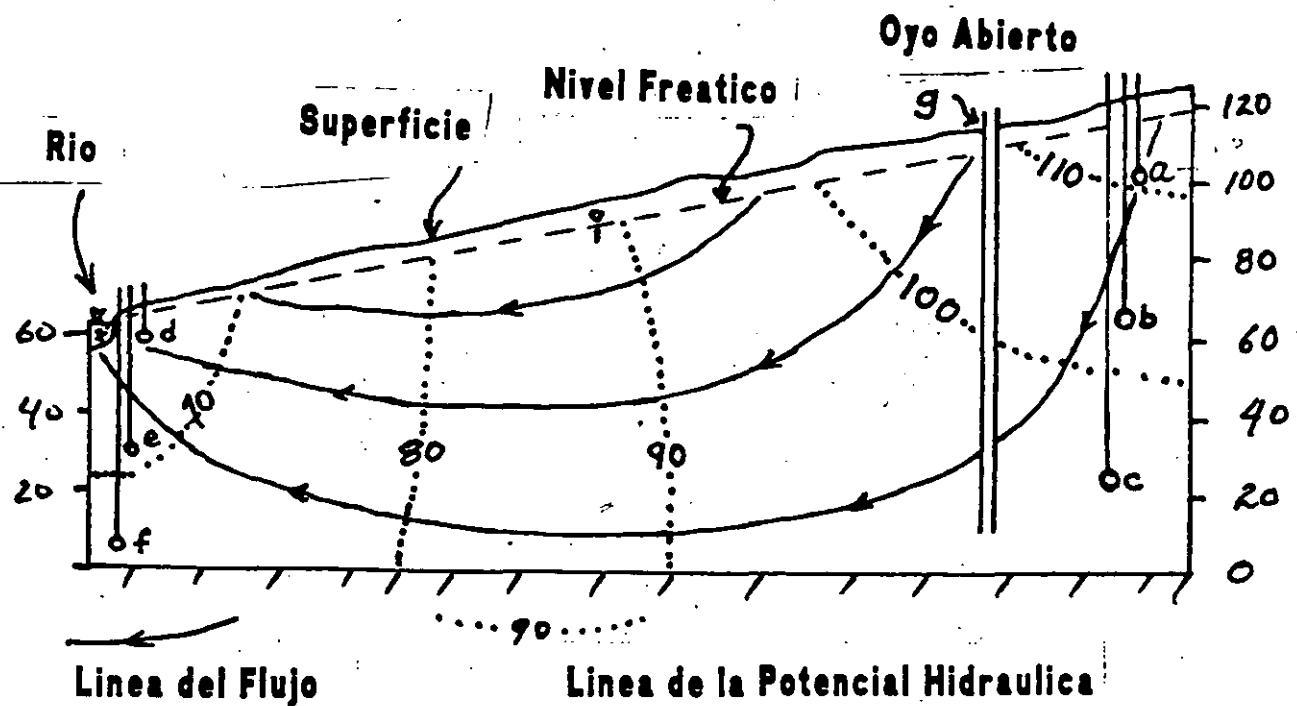
Abajo es una seccion vertical de una red de flujo de agua subterranea para una situacion ideal.

$$K_v = K_h = 1 \times 10^{-8} \text{ m/s.}$$

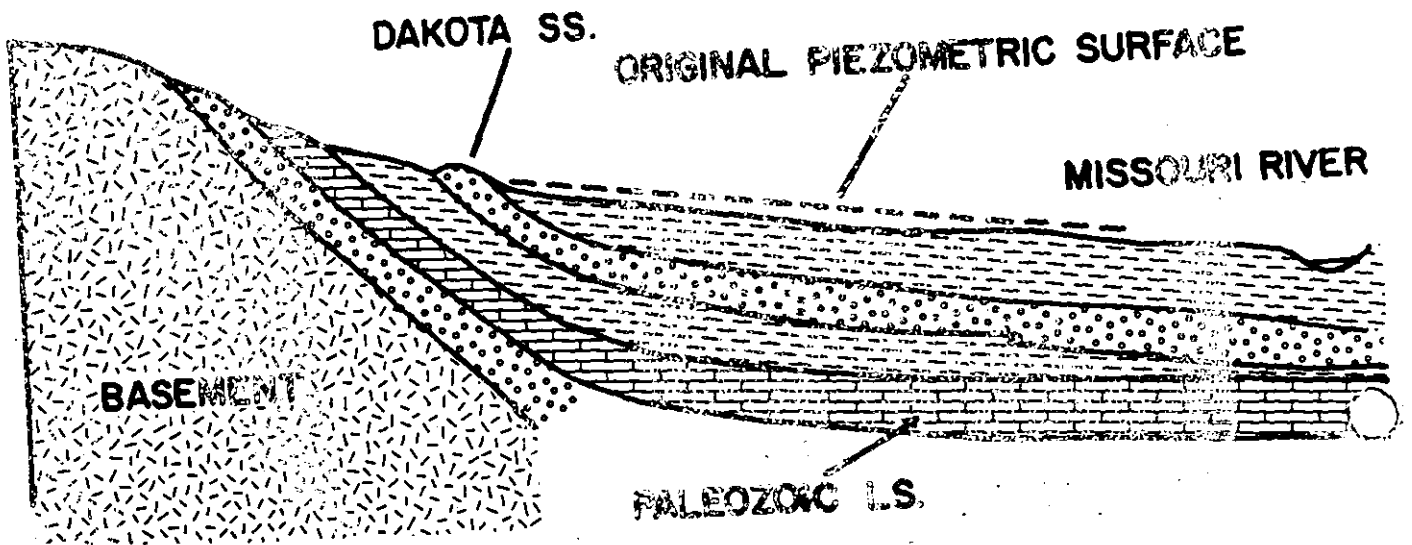
- ¿Cual es el nivel de agua en piezometros a, b, y c; d, e, y f?
- ¿Cual es el nivel de agua en g, un oyo abierto?
- Que seria el efecto general de un acuífero

$$T = 1 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s.}$$

en lugar de la frontera impermeable al fondo de este sistema?



BLACK HILLS



246  
Fig 3



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

*CURSOS ABIERTOS*

*IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y  
CONTAMINACION DE ACUIFEROS*

*del 17 de agosto al 11 de septiembre*

*RESIDUOS SOLIDOS Y CONTAMINACION DE AGUAS*

*VICENTE TORRES R.*

*SEPTIEMBRE 1992*

---

# RESIDUOS SOLIDOS Y CONTAMINACION DE AGUAS

---

VICENTE TORRES RODRIGUEZ

Dpto. Yacs. Minerales, Facultad de Ingeniería, UNAM

## 1. CONCEPTOS BASICOS

### - Residuo

Cualquier material generado en los procesos de extracción, beneficio, transformación, producción, consumo, utilización, control o tratamiento cuya calidad no permita usarlo nuevamente en el proceso que lo generó.

### - Residuo peligroso

Todos aquellos residuos en cualquier estado físico, que por sus características corrosivas, tóxicas, venenosas, reactivas, explosivas, inflamables, biológicas infecciosas o irritantes, representan un peligro para el equilibrio ecológico o el ambiente.

### - Residuo radiactivo

Cualquier residuo que contiene uno o varios núclidos que emiten espontáneamente partículas o radiación electromagnética o que se fisioan espontáneamente.

### - Residuo incompatible

Aquel que al entrar en contacto o ser mezclado con otro reacciona produciendo calor o presión, fuego o evaporación; o, partículas, gases o vapores peligrosos; pudiendo ser esta reacción violenta.

### - Ambiente

El conjunto de elementos naturales o inducidos por el hombre que interactúan en un espacio y tiempo determinados.

**- Contaminación**

La presencia en el ambiente de uno o más contaminantes o de cualquier combinación de ellos que cause desequilibrio ecológico.

**- Contaminante**

Toda materia o energía en cualesquiera de sus estados físicos y formas, que al incorporarse o actuar en la atmósfera, agua, suelo, flora, fauna o cualquier elemento natural, altere o modifique su composición y condición natural.

## **2. DISPOSICION DE RESIDUOS**

**- Almacenamiento**

La acción de retener temporalmente los residuos, en tanto se procesan para su aprovechamiento, se entregan al servicio de recolección o se dispone de ellos.

**- Confinamiento controlado**

Obra de ingeniería para el almacenamiento o disposición final de residuos peligrosos, que garantice su aislamiento.

**- Confinamiento en formaciones geológicas estables**

Obra de ingeniería para la disposición final de residuos peligrosos en estructuras naturales impermeables que garanticen su aislamiento definitivo.

**- Lixiviado**

Líquido proveniente de los residuos, el cual se forma por reacción, arrastre o percolación y que contiene, disueltos en suspensión, componentes que se encuentran en los mismos residuos.

**- Reuso**

Proceso de utilización de los residuos peligrosos que ya han sido tratados y que se aplicarán a un nuevo proceso de transformación o de cualquier otro.

**- Tratamiento**

Acción de transformar los residuos, por medio del cual se cambian sus características.

**- Disposición final**

La acción de depósito permanente de los residuos en sitios y condiciones adecuadas para evitar daños al ambiente.

**3. CRITERIOS PARA LA DETERMINACION DE RESIDUOS PELIGROSOS (NORMA TECNICA ECOLOGICA NTE-CRP-001/88)**

**3.1. Corrosividad**

Un residuo corrosivo se considera peligroso por su corrosividad cuando:

- En solución acuosa presenta un pH menor o igual a 2, o mayor o igual a 12.5.
- En estado líquido es capaz de corroer el acero al carbón (SEA 1020), a una velocidad de 6.35 milímetros por año y una temperatura de 55 °C.

**3.2. Toxicidad al ambiente**

Un residuo se considera peligroso por su toxicidad al ambiente cuando:

- Al hacer la prueba de extracción para toxicidad, conforme a la Norma Técnica Ecológica NTE-CRP-002/88, aparezcan uno o más de los constituyentes que a continuación se mencionan, y al efectuar los métodos de análisis previstos en las Normas Técnicas Ecológicas correspondientes presenten concentraciones iguales o mayores a los límites señalados en la Tabla 1.



### 3.3. Reactividad

Un residuo se considera peligroso por su reactividad cuando:

- Bajo condiciones de golpe, presión, temperatura o espontáneamente se descompone, combina o polimeriza vigorosamente.
- Es normalmente inestable y se combina o transforma violentamente sin detonación
- Reacciona con el agua y forma mezclas potencialmente explosivas o genera gases, vapores o humos en cantidades suficientes para provocar desequilibrio ecológico o daños al ambiente.
- Posee en su constitución sustancias que cuando se exponen a condiciones de pH adecuadas puede generar gases, vapores o humos en cantidades suficientes que constituyen un riesgo para al ambiente.
- Es capaz de producir radicales libres.

TABLA 1. CONCENTRACIONES MAXIMAS PERMITIDAS PARA EXTRACTOS DE ALGUNAS SUSTANCIA TOXICAS

SUSTANCIA	CONC. MAXIMA (mg/l)
-----------	------------------------

Acrilonitrilo	5.0
Arsénico	5.0
Bario	100.0
Benceno	0.07
Bis (2-cloroetil) éter	0.05
Cadmio	1.0
Clordano	0.03
Clorobenceno	1.4
Cloroformo	0.07
Cloruro de metileno	8.6
Cloruro de vinilo	0.05
m-cresol	10.0
O-cresol	10.0
p-cresol	10.0
Cromo	5.0
2.4-D	1.4
1.2-Diclorobenceno	4.3
1.4-Diclorobenceno	10.8
1.2-Dicloroetano	0.40
2.4-Dinitrotolueno	0.13
Disulfuro de carbono	14.4
Endrín	0.003
Fenol	14.4
Heptacloro (y su epóxido)	0.001
Hexaclorobenceno	0.13
Hexaclorobutadieno	0.72
Hexacloroetano	4.3
Isobutanol	36.0
Lindano	0.06
Mercurio	0.2
Metiletilcetona	7.2
Metoxicloro	1.4
Nitrobenceno	0.13
Pentaclorofenol	3.6
Piridina	5.0
Plata	5.0
Plomo	5.0
Selenio	1.0
1.1.1.2-tetracloroetano	10.0
1.1.2.2-tetracloroetano	1.3
2.3.4.6-tetraclorofenol	1.5
Tetracloruro de carbono	0.07
Tolueno	14.4

### **3.4. Explosividad**

Un residuo se considera peligroso por su explosividad cuando:

- Es más sensible a golpes o fricción que el dinitrobenceno.
- Es capaz de producir una reacción o descomposición detonante o explosiva a 25°C y a una atmósfera de presión (1.033 kg/cm<sup>2</sup>).

### **3.5. Inflamabilidad**

Un residuo se considera peligroso por su inflamabilidad cuando:

- En solución acuosa contiene más del 24% de alcohol en volumen.
- Es líquido y tiene un punto de inflamación inferior a 60°C.
- No es líquido, pero es capaz de causar fuego por fricción, adsorción de humedad o cambios químicos espontáneos.
- Se trata de gases comprimidos inflamables o agentes oxidantes.

Para la determinación de las características a que se refiere el presente artículo, se deberán llevar a cabo las pruebas y análisis previstos en las Normas Técnicas Ecológicas correspondientes.

t

---

# METODOS ANALITICOS PARA CUANTIFICACION DE METALES PESADOS

---

VICENTE TORRES RODRIGUEZ

Dpto. Yacs. Minerales, Facultad de Ingeniería, UNAM  
Dpto. de Geotermia, Instituto de Investigaciones Eléctricas, A.P. 475, Cuernavaca, Morelos

## 1. INTRODUCCION

Para el diagnóstico de riesgo de contaminación del suelo o subsuelo se utilizan varios métodos de análisis para tratar las muestras colectadas. El alcance de una investigación se puede aumentar o potenciar si se tiene un conocimiento adecuado de los procedimientos de preparación correcta de las muestras, de los diversos métodos de tratamiento, de las limitaciones de los diferentes métodos analíticos, del tipo de análisis químico aplicado en cada caso particular y de los aspectos básicos para el análisis de elementos traza.

Los principales puntos a considerar para la selección de un procedimiento analítico son: 1) que el método sea suficientemente exacto y preciso para el proyecto particular, 2) que sea sensible para detectar los niveles de concentraciones esperados y 3) que sea un método rápido y económico.

## 2. EXACTITUD VS PRECISION

**Precisión:** es la capacidad para reproducir y repetir el mismo resultado.

**Exactitud:** es la aproximación al valor real.

Durante las primeras etapas de evaluación de riesgo de contaminación, la precisión es usualmente más importante que la exactitud. Por ejemplo si un laboratorio reporta 2.0 ppm de Zn y en las repeticiones de los análisis se obtienen siempre valores entre 1.8 y 2.2 ppm, la precisión es más o menos del 10 % . La respuesta verdadera (exacta) puede de se de hecho 2.5 ppm, pero esta inexactitud del 20 % normalmente no es un problema si todas las muestras son analizadas mediante la misma forma, y la exactitud y precisión estarán entre los límites mencionados arriba. Entonces se puede comparar muestras relativas con respecto a otras observando las anomalías. Sin embargo, en general no es posible comparar datos analíticos entre diferentes fuentes o áreas por las diferencias que pueden existir en los diferentes factores geoquímicos y geológicos, como son el tipo de roca y cantidad de dispersión secundaria; siendo

esta la razón por la cual la exactitud es menos importante que la precisión. Existen límites prácticos en los que se define qué desviación puede ser tolerada para la exactitud y precisión.

### **3. LIMITE DE DETECCION**

El límite de detección (comunmente llamado sensibilidad) es la cantidad mínima de un elemento que puede ser medida o detectada por un método analítico específico. Este valor puede variar grandemente dependiendo del método y aparatos utilizados. Por ejemplo, el uranio puede ser detectado en rocas rutinariamente en concentraciones por abajo de 1 ppm mediante el método de fluorimetría, en 50 ppm por fluorescencia de rayos X y 500 ppm por espectrografía de emisión. Como se puede observar existe una gran variación en los límites de detección entre estos tres métodos bien establecidos.

### **4. ANALISIS VIA HUMEDA**

Este término se utiliza como una expresión general para todos los métodos que requieren que la muestra sea puesta en solución. Una vez en solución, el metal o elemento a ser determinado se separa del resto de la muestra mediante varias operaciones de análisis químico. Los cuatro tipos generales de análisis húmedo son: colorimétrico, gravimétrico, volumétrico y electroquímico. Los métodos gravimétricos y volumétricos se utilizan para la determinación de altas abundancias (> 5%). Para el caso de concentraciones elevadas, no es recomendable utilizar métodos muy sensibles, como absorción atómica, ya que se introducen errores al diluir fuertemente la muestra. Lo anterior da por resultado que se pierda precisión y exactitud cuando se trabaja con concentraciones altas.

### **5. ANALISIS INSTRUMENTAL**

El análisis instrumental determina la cantidad de un elemento en una muestra mediante la medición de alguna propiedad física del elemento. Por ejemplo, en espectrografía de emisión cuando se vaporiza una muestra las longitudes de onda de luz emitida son detectadas y sus intensidades medidas. En fluorescencia de rayos X, la característica longitud de onda de los rayos X de los elementos son detectados y medidos. Estas técnicas requieren muchos estándares y los elementos no son medidos directamente, pero se mejora sus características físicas y es por esta razón que algunas veces se refieren como análisis relativos. En general, los resultados obtenidos por métodos de análisis instrumental están sujetos a errores significantes por las variaciones en la matriz muestra. Estas variaciones deben ser consideradas y corregidas para la exactitud de determinaciones analíticas.

## 6. ANALISIS TOTAL Y PARCIAL

Un análisis parcial es aquel que determina una cantidad muy pequeña (15 % o menos) de la cantidad total presente de un elemento una muestra, como es el caso de la técnica de extracción ácida en frío.

Un análisis total es aquel que puede determinar el 100 % de la cantidad presente de un elemento en la muestra, utilizando por ejemplo espectrografía de emisión, fluorescencia de rayos x, o después de una digestión completa por fusión o con tratamiento con un ácido fuerte antes del análisis colorimétrico o de absorción atómica.

## 7. ATAQUE DE LAS MUESTRAS COMUNMENTE UTILIZADOS

Existen varios métodos de ataque o de descomposición (digestión) de una muestra y entre los más comunes se pueden mencionar la extracción fría, la extracción caliente y la fusión. Es importante tener claro que los resultados obtenidos de los diferentes métodos no pueden ser comparados directamente entre sí, por lo que es necesario estandarizar los procedimientos de digestión de las muestras.

- **Extracción fría (incluyendo ataque con ácido débil):** Las extracciones frías comunmente utilizan dos tipos de soluciones: a) soluciones "buffers", cuya función es mantener el pH en límites específicos, y como resultado las extracciones pueden ser selectivas o restrictivas (para cobre, zinc, total de metales pesados) y b) una variedad de ácidos diluídos (nitríco, clorhídrico, acético, EDTA). Las pruebas colorimétricas son particularmente útiles en el campo por sus sencillez. Sin embargo los resultados pueden mejorarse en el laboratorio utilizando métodos más precisos. Normalmente solo un pequeño porcentaje de la cantidad total de un elemento en la muestra es determinado, pero a veces la interpretación es más fácil con resultados obtenidos por otros métodos de digestión.

Los ácidos diluídos usualmente liberarán un poco más de metal absorbido que los "buffers". En todos los casos el tiempo de digestión, lo fuerte del ácido o el "buffer", la cantidad de muestra utilizada y todas las otras variables deben estar cuidadosamente controladas y mantenidas uniformemente si se quiere obtener resultados significativos.

- **Extracción caliente:** En las extracciones calientes las muestras son tratadas con un ácido individual ( $\text{HNO}_3$ ), o con una mezcla de ácidos (agua regia; nitríco-perclórico; fluorhídrico), usualmente a 100 °C durante más de una hora. Los ácidos más comunmente usados son el nitríco, perclórico, clorhídrico y sulfúrico.

- **Fusiones:** Existen dos tipos comunes de fusión, ácida y alcalina. Ambas requieren temperaturas de 800°C o más para ser efectivas al 100 %. La fusión ácida involucra el uso de piro sulfato de potasio o bisulfato de potasio. En ambos casos el agente atacante es el trióxido de azufre derivado de la descomposición de los fundentes. El grado de descomposición depende de la temperatura de fusión, a 350°C el ataque será lento, mientras que a 800°C el ataque será rápido. Sin embargo para muestras muy ricas en sulfuros o materia orgánica, el ataque no es totalmente efectivo por que el flujo no debe incorporar un agente oxidante y por lo tanto la oxidación debe de ser efectuada atmosféricamente. Después de que el fundido se ha enfriado, éste generalmente es un lixiviado con ácido clorhídrico diluido, aunque bajo condiciones especiales los ácidos nítrico y sulfúrico pueden ser utilizados y entonces el lixiviado se analizará colorimétricamente o por absorción atómica.

La fusión alcalina se pueden utilizar varios compuestos ya sea solos o en combinación. El carbonato de sodio mezclado con el nitrato de potasio es el más comunmente utilizado y es muy efectivo en descomposiciones de cromatos, vanadatos, molibdatos, tungstatos, silicatos y aluminatos.

## **8. METODOS ANALITICOS PARA DETERMINACION DE METALES PESADOS (Resumen)**

### **- Determinación de arsénico**

#### **TECNICAS:**

- DIETILDITIOCARBAMATO DE PLATA
- TINCION DE BROMURO DE MERCURIO

#### **METODO DEL DIETILDITIOCARBAMATO DE PLATA**

#### **EQUIPO:**

- 1.1) Generador de Arsinos y tubo de absorción.
- 1.2) Equipo fotométrico.
- 1.3) Espectrofotómetro para usarse a 535 nm.
- 1.4) Fotómetro de filtro, con un filtro verde teneiendo una máxima transmitancia en el rango de 530 a 540 nm.



### METODO DE TINCION DE BROMURO DE MERCURIO:

Interferencia: Antimonio (> 0.10 mg) interfiere dando una tinción similar.

#### EQUIPO:

1.1) Generador de arsina

- **Determinación de cadmio**

#### TECNICAS:

- CROMATOGRAFIA IONICA
- METODO DE LA DITIZONA

### METODO DE LA DITIZONA

#### EQUIPO:

- 1.1) Equipo colorimétrico
- 1.2) Espectrofotómetro (518 nm)
- 1.3) Embudo de separación

- **Determinación de plomo**

#### TECNICAS:

- CROMATOGRAFIA IONICA
- METODO DE LA DITIZONA

### METODO DE LA DITIZONA

#### EQUIPO:

- 1.1) Equipo colorimétrico (espectrofotómetro ó fotocolorímetro para usarse a 520 nm)
- 1.2) Potenciómetro

**- Determinación de mercurio**

TECNICAS:

- METODO DE LA DITIZONA

EQUIPO:

- 1.1) Espectrofotómetro
- 1.2) Embudo de separación

**- Determinación de selenio**

TECNICAS:

METODO DE LA DIAMINOBENCIDINA

EQUIPO:

- 1.1) Equipo colorimétrico (espectrofotómetro 420 nm, ó filtrofotómetro).
- 1.2) centrífuga.
- 1.3) Embudo de separación

**- Determinación de plata**

TECNICAS:

METODO DE LA DITIZONA

EQUIPO:

- 1.1) Equipo colorimétrico (espectrofotómetro ó fotómetro de filtro que trabajen a 462 nm)
- 1.2) Embudo de separación

**- Determinación de cobalto**

**TECNICAS:**

- CROMATOGRAFIA
- TIOZANATO
- COBALTAMINE
- HCl CONCENTRADO

**METODO DE COBALTO POR TIOZANATO**

**EQUIPO:**

- 1.1) Espectrofotómetro para usarse a 312 nm.

**METODO DE DETERMINACION DE COBALTO CON ACIDO CLORHIDRICO CONCENTRADO**

**EQUIPO:**

- 1.1) Espectrofotómetro para usarse a 650 nm.

**- Determinación de molibdeno**

**TECNICAS:**

- TIOZANATO EN ULTRAVIOLETA
- PEROXIDO DE HIDROGENO
- DITIOIOL

**MOLIBDENO POR TIOZANATO EN ULTRAVIOLETA**

**EQUIPO:**

- 1.1) Espectrofotómetro para usarse a 320 nm.

**MOLIBDENO POR PEROXIDO DE HIDROGENO**

**EQUIPO:**

- 1.1) Espectrofotómetro para usarse a 330 nm.

## MOLIBDENO POR DITIOL

### EQUIPO:

1.1) Espectrofotómetro para usarse a 675 nm.

### - Determinación de níquel

### TECNICAS:

- CROMATOGRAFIA
- HEPTOXIME

## METODO HEPTOXIME

### EQUIPO:

- 1.1) Equipo colorimétrico (espectrofotómetro ó fotómetro de filtro para usarse a 445 nm).
- 1.2) Embudo de separación.

### - Determinación de estroncio

### TECNICAS:

- EMISION DE FLAMA.
- 2,5-DICLORO-3,6-DIHIDROXI-P-QUINONA. 26 HCl.

## METODO FOTOMETRICO DE EMISION DE FLAMA

### EQUIPO:

1.1) Espectrofotómetro equipado con tubo multiplicador y accesorios de flama o espectrofotómetro de absorción atómica capacitado para operar del modo de emisión a la flama.

## ESTRONCIO POR 2,5-DICLORO-3,6-DIHIDROXI-P-QUINONÁ (ACIDO CLORANILICO).

### EQUIPO:

1.1) Espectrofotómetro para usarse a 530 nm.

**- Determinación de cobre**

**TECNICAS:**

- CROMATOGRAFIA
- NEOCUPROINA
- BATOCUPROINA

**METODO COLORIMETRICO DE LA NEOCUPROINA**

**EQUIPO:**

- 1.1) Equipo colorimétrico (espectrofotómetro ó fotómetro de filtro para usarse a 475 nm).

**METODO DE LA BATOCUPROINA**

**EQUIPO:**

- 1.1) Equipo colorimétrico (espectrofotómetro ó fotómetro de filtro para usarse a 484 nm).

**- Determinación de zinc**

**TECNICAS:**

- CROMATOGRAFIA IONICA
- DITIZONA I
- DITIZONA II
- ZINCON

**METODO DE DITIZONA I**

**EQUIPO:**

- 1.1) Equipo colorimétrico (espectrofotómetro ó fotómetro de filtro para utilizarse a 535-620 nm).
- 1.2) Potenciómetro.

**METODO DE LA DITIZONA II**

**EQUIPO:**

- 1.1) Equipo colorimétrico (espectrofotómetro ó fotómetro de filtro para utilizarse a 535 nm).

## METODO ZINCON

### EQUIPO:

1.1) Equipo colorimétrico (espectrofotómetro ó fotómetro de filtro para utilizarse a 620 nm).



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

*CURSOS ABIERTOS  
GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION DE ACUIFEROS*

*PRUEBAS DE BOMBEO*

*ING. OSCAR A. ESCOLERO FUENTES*

**AGOSTO - SEPTIEMBRE**

Palacio de Minería Calle de Tacuba 5 Primer piso Deleg. Cuauhtémoc 06000 México, D.F. Tel.: 521-40-20 Apdo. Postal M-2285

*W(ud)*

# CURVA TIPO PARA INTERPRETACION DE PRUEBAS DE BOMBEO EN POZOS TOTALMENTE PENETRANTES EN ACUIFEROS CONFINANTES

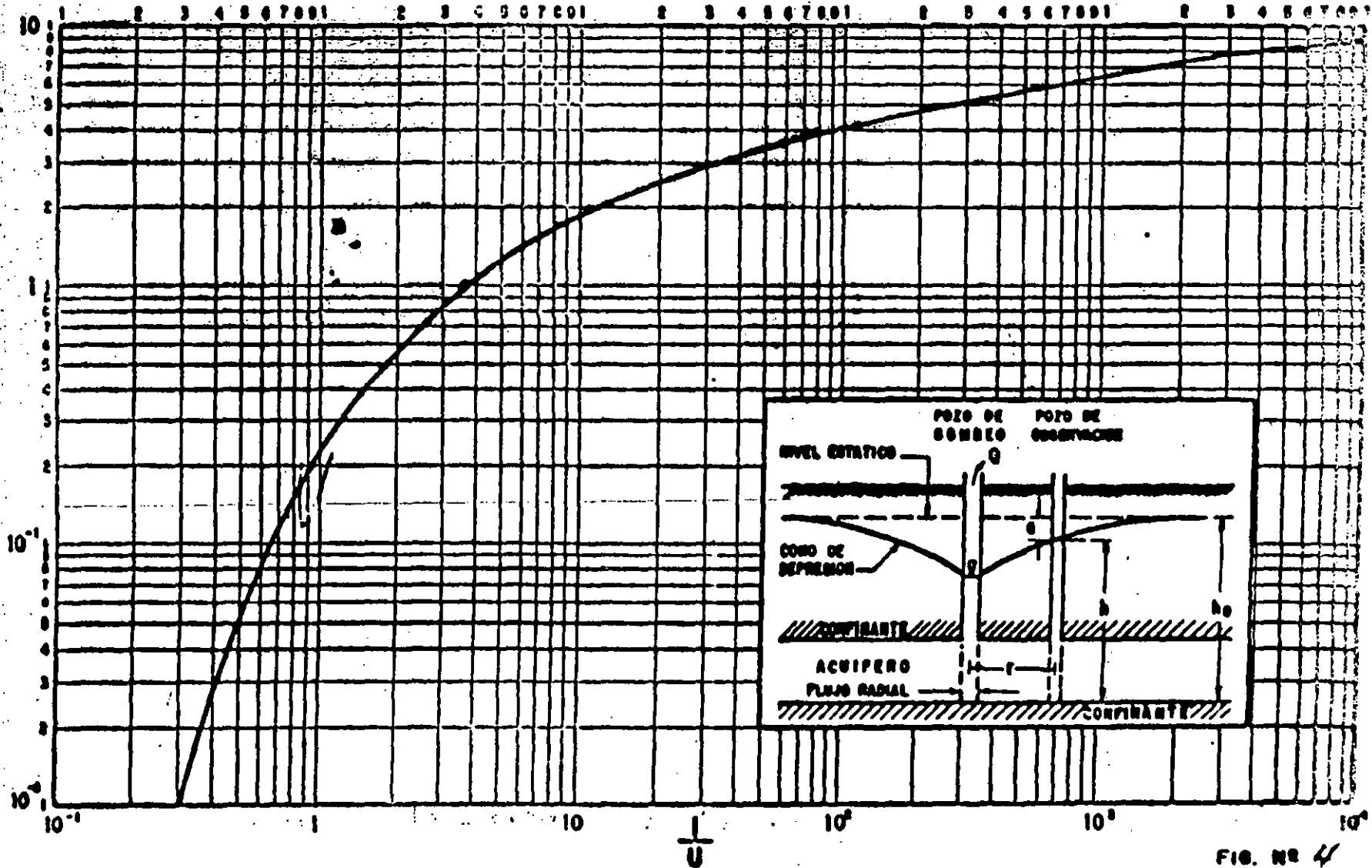


FIG. No 4



# INTERPRETACION DE PRUEBAS DE BOMBEO ESCALONADAS

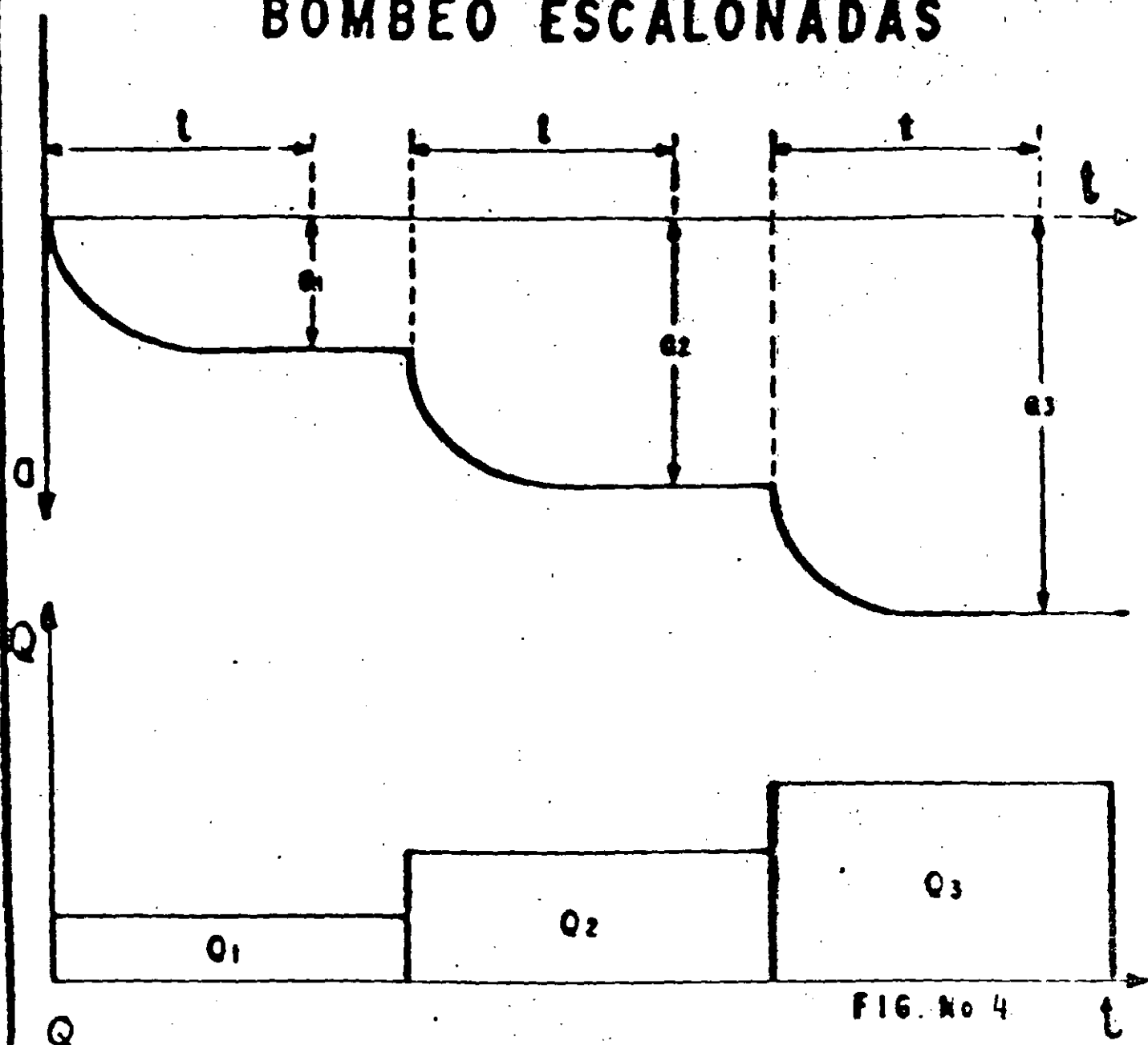
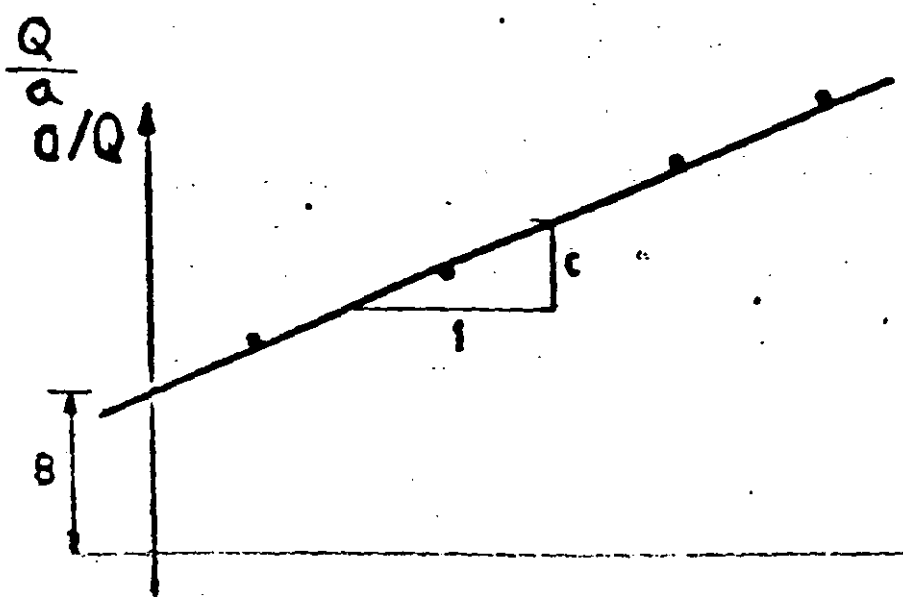


FIG. No 4



**POZO DE BOMBEO**

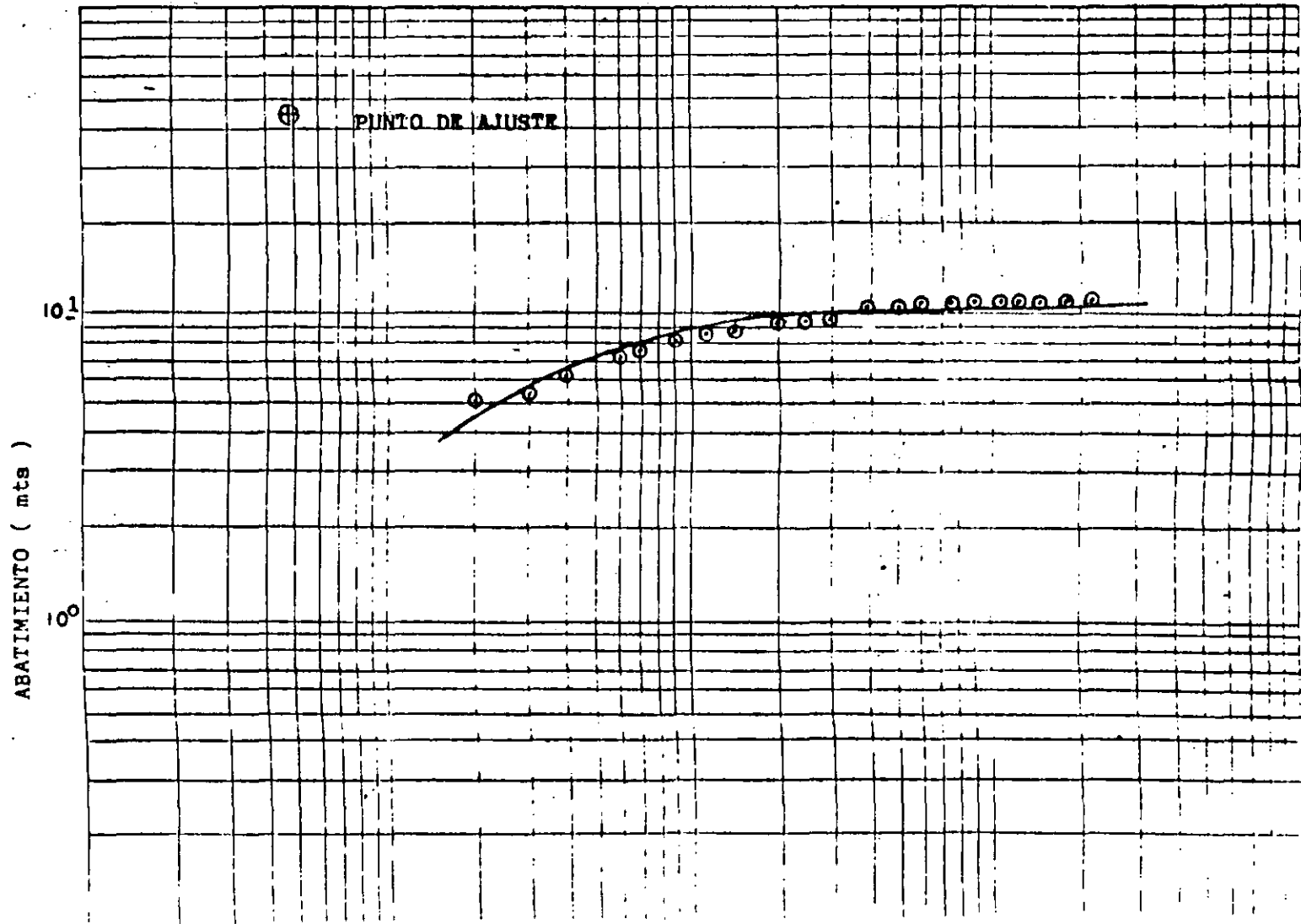
PCHVL-1

PROFUNDIDAD TOTAL \_\_\_\_\_  
 CAUDAL 101 lps NIVEL ESTÁTICO 15.49 m.  
 TIPO DE PRUEBA BOMBEO  
 MIDIO \_\_\_\_\_ APARATO \_\_\_\_\_  
 OPERO \_\_\_\_\_ COMPROBO \_\_\_\_\_  
 FECHA 27 MARZO 1973  
 OBSERVACIONES \_\_\_\_\_

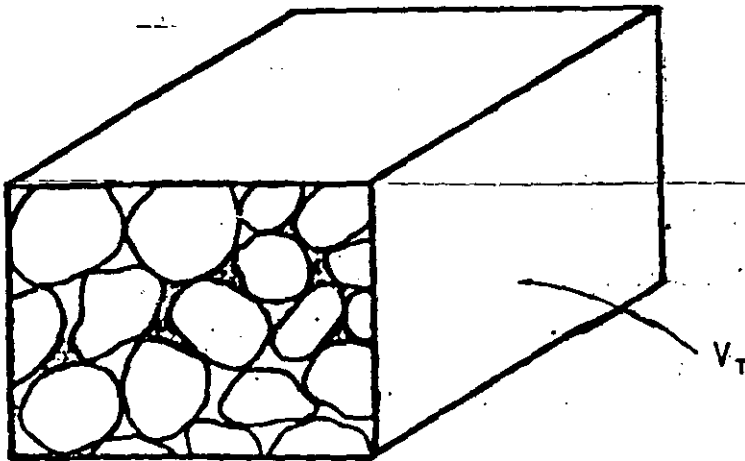
**POZO DE OBSERVACION**

PROFUNDIDAD TOTAL \_\_\_\_\_  
 NIVEL ESTÁTICO \_\_\_\_\_  
 DIÁMETRO DE TUBERÍA \_\_\_\_\_  
 DISTANCIA AL POZO DE BOMBEO \_\_\_\_\_  
 RESULTADOS  
 $T = 1.786 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{seg.}$  S.  
 METODO DE INTERPRETACION SÉMICONFINADO. CURVAS TIPO

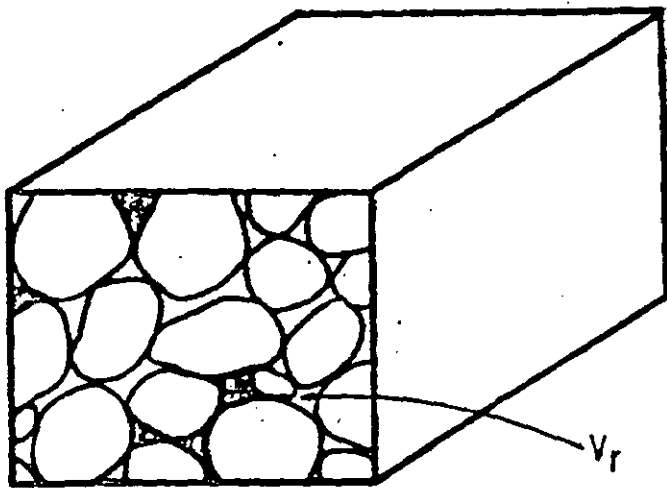
TIEMPO (MIN)	LECTURAS (MTS)	ABAT (mts)
0	15.49	0.00
1	19.51	4.02
2	20.60	5.11
3	21.12	5.63
4	21.79	6.30
5	22.82	7.33
6	22.86	7.37
7	23.15	7.66
8	23.47	7.98
9	23.68	8.19
10	23.83	8.34
12	24.03	8.54
15	24.29	8.80
20	24.93	9.44
25	25.19	9.70
30	25.43	9.94
40	25.81	10.32
50	25.98	10.49
60	26.01	10.52
75	26.15	10.66
90	26.40	10.91
105	26.41	10.92
120	26.64	11.15
150	26.67	11.18
180	27.05	11.56
210	27.14	11.65



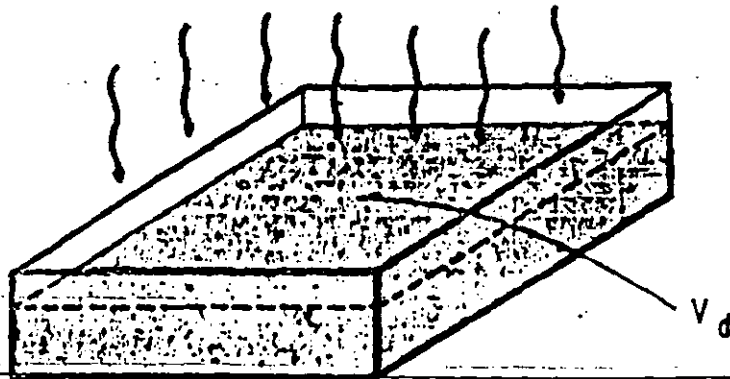
# POROSIDAD, RENDIMIENTO ESPECIFICO Y RETENCION ESPECIFICA



$$n = \frac{V_v}{V_T} (\%)$$



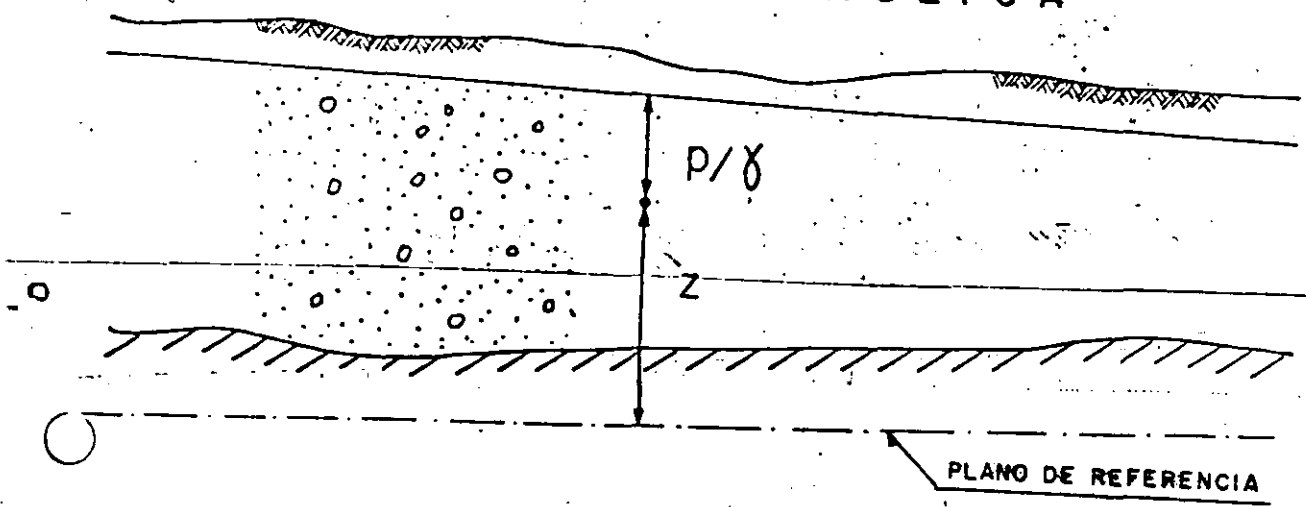
$$r = \frac{V_r}{V_T} (\%)$$



$$S_y = \frac{V_d}{V_T} (\%)$$

$$n = S_y + r$$

# CARGA HIDRAULICA

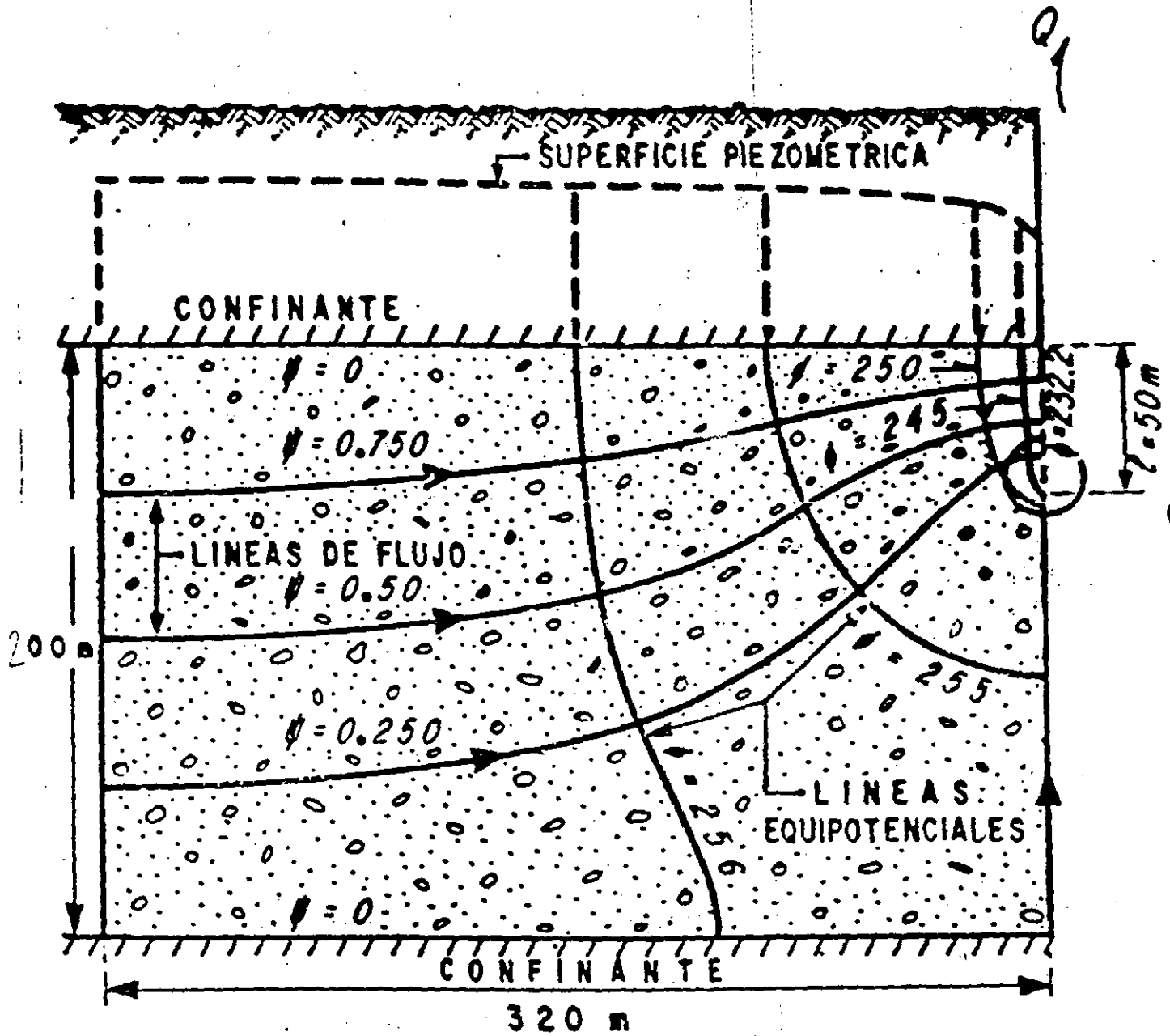


CARGA HIDRAULICA = CARGA DE POSICION + CARGA DE PRESION + CARGA DE VELOCIDAD (DESPRECIABLE)

$$h = z + \frac{p}{\gamma} + \frac{v^2}{2g}$$

FIGURA N° 5

# FLUJO HACIA UN POZO PARCIALMENTE PENETRANTE

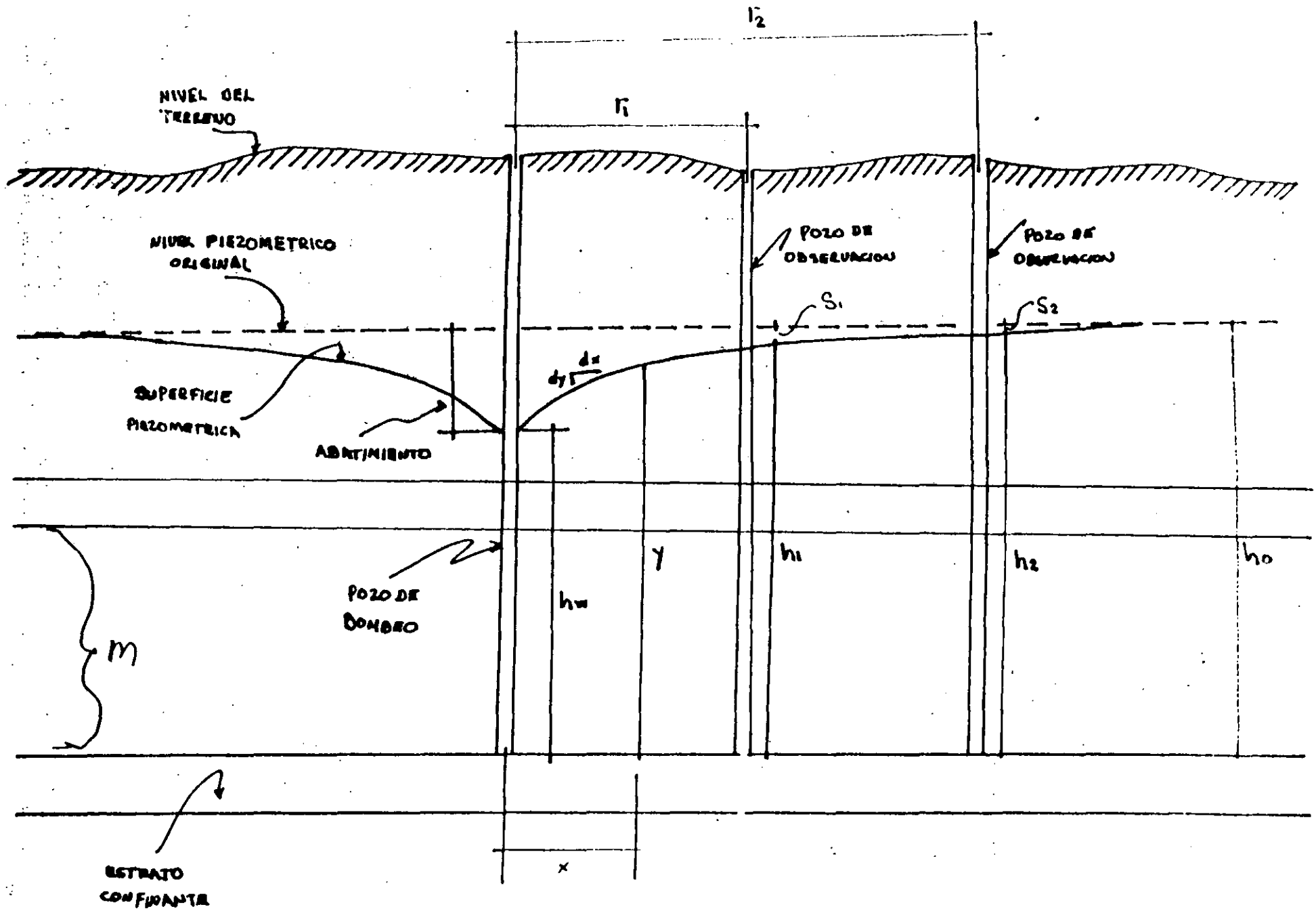


$$Q = 150 \text{ lps}$$

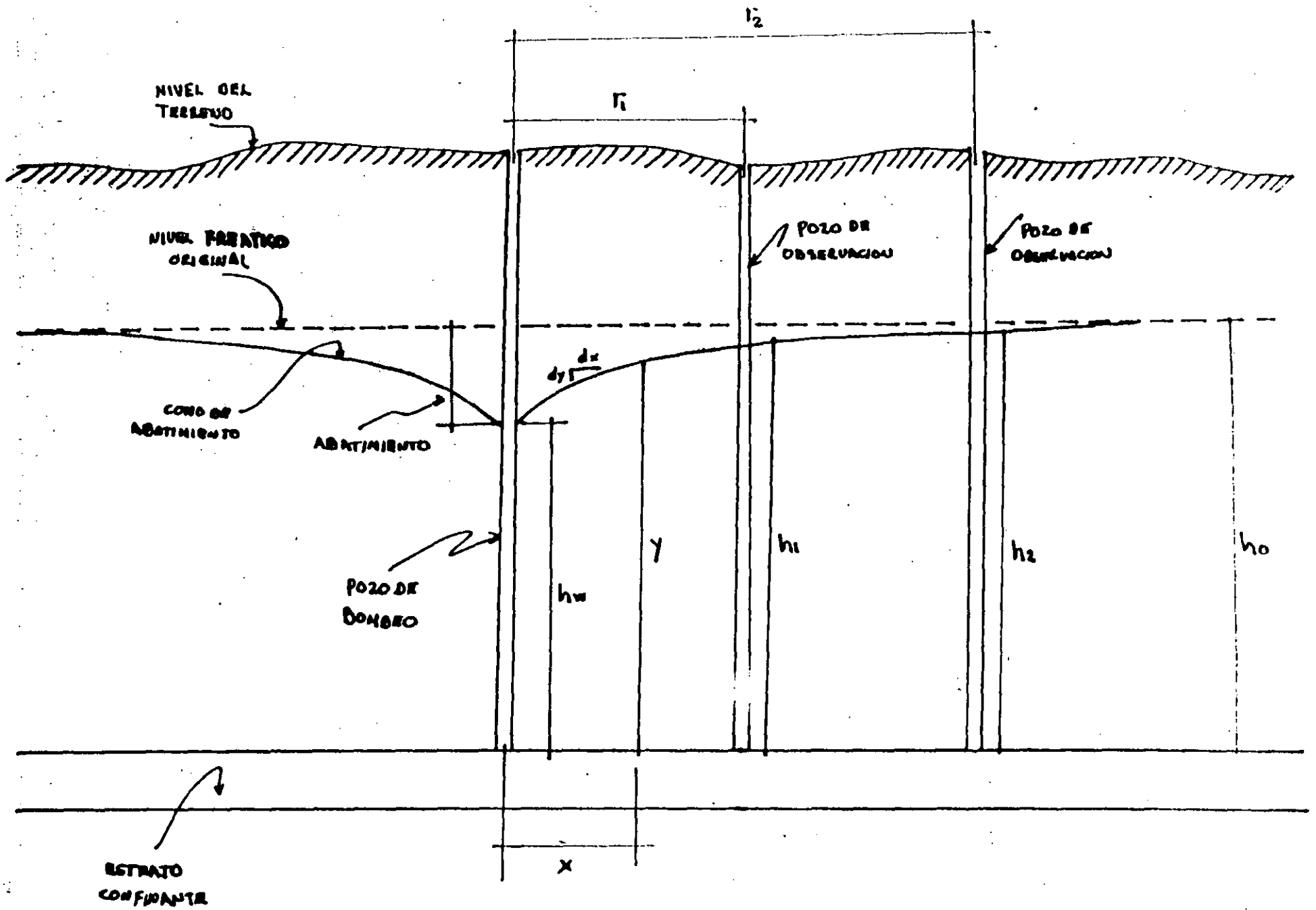
$$b = 2000 \text{ lbs}$$

$$T = 0.02 \text{ m}^2/\text{s}$$

$$S = 0.02$$



ACUIFERO CONFINADO



ACUIFERO LIBRE

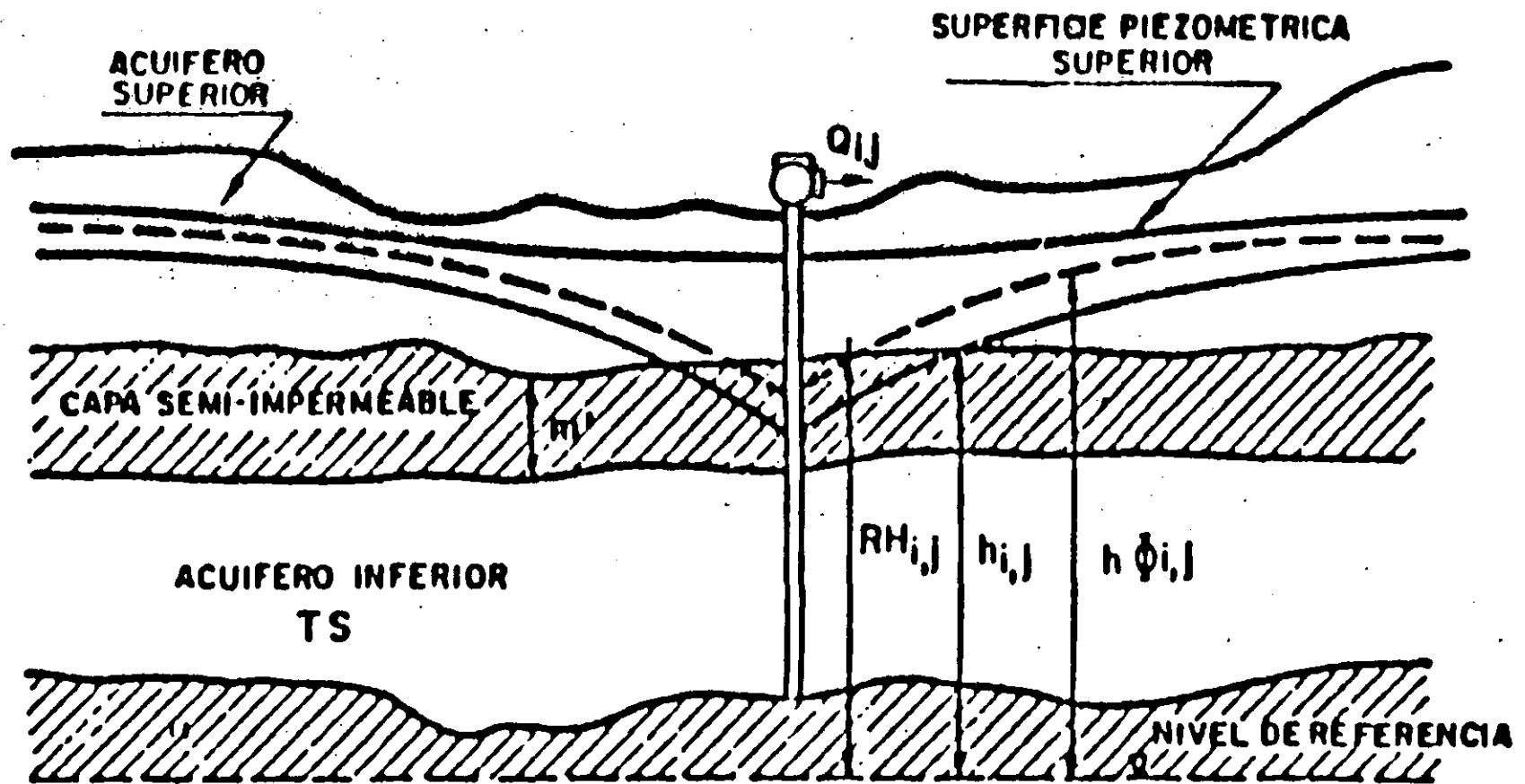


Fig. 4.1.—Esquema de un acuífero semiconfinado (según Prickett y Lonngquist, 1971).



## EL AGUA SUBTERRANEA Y LOS POZOS

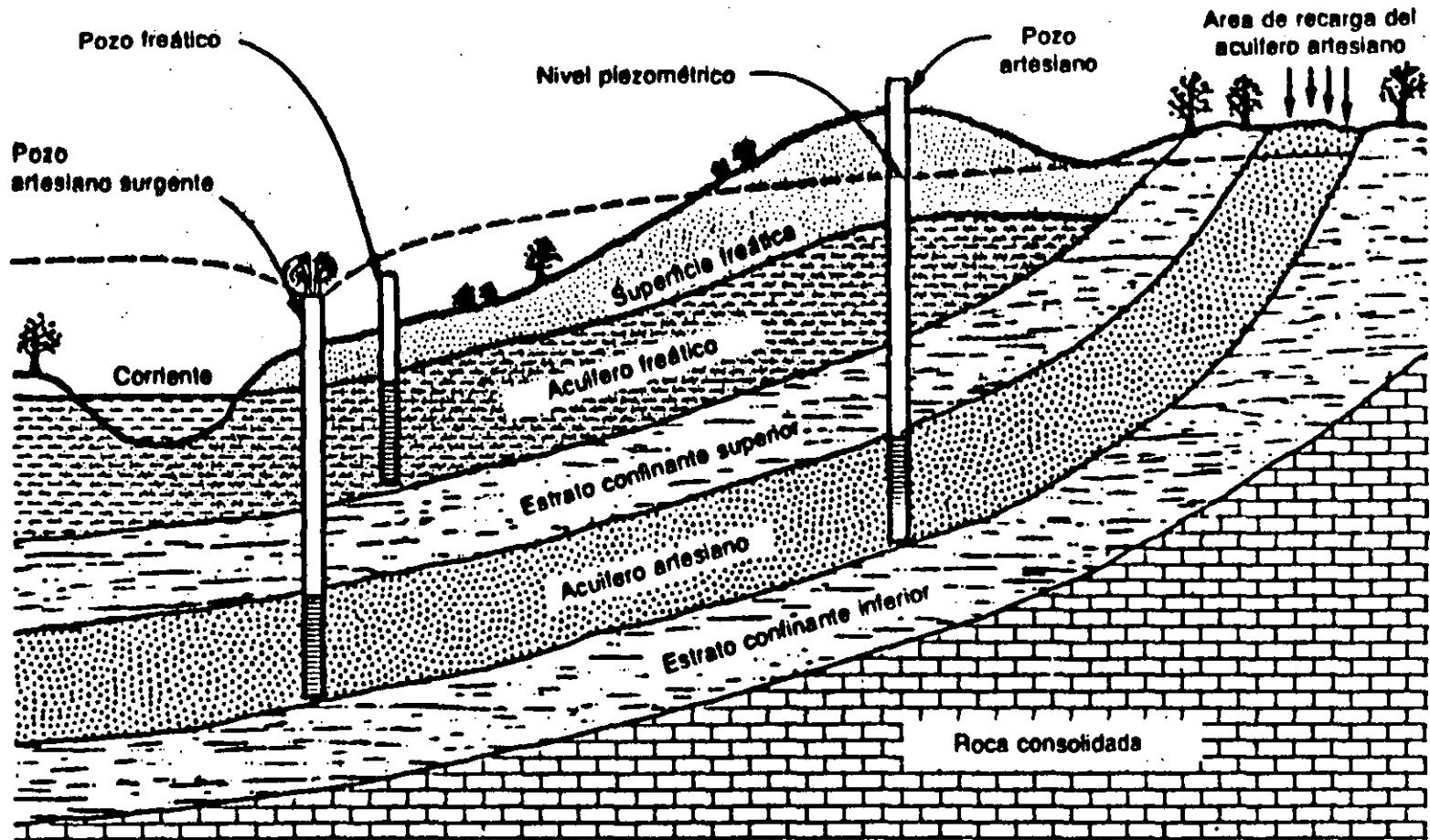
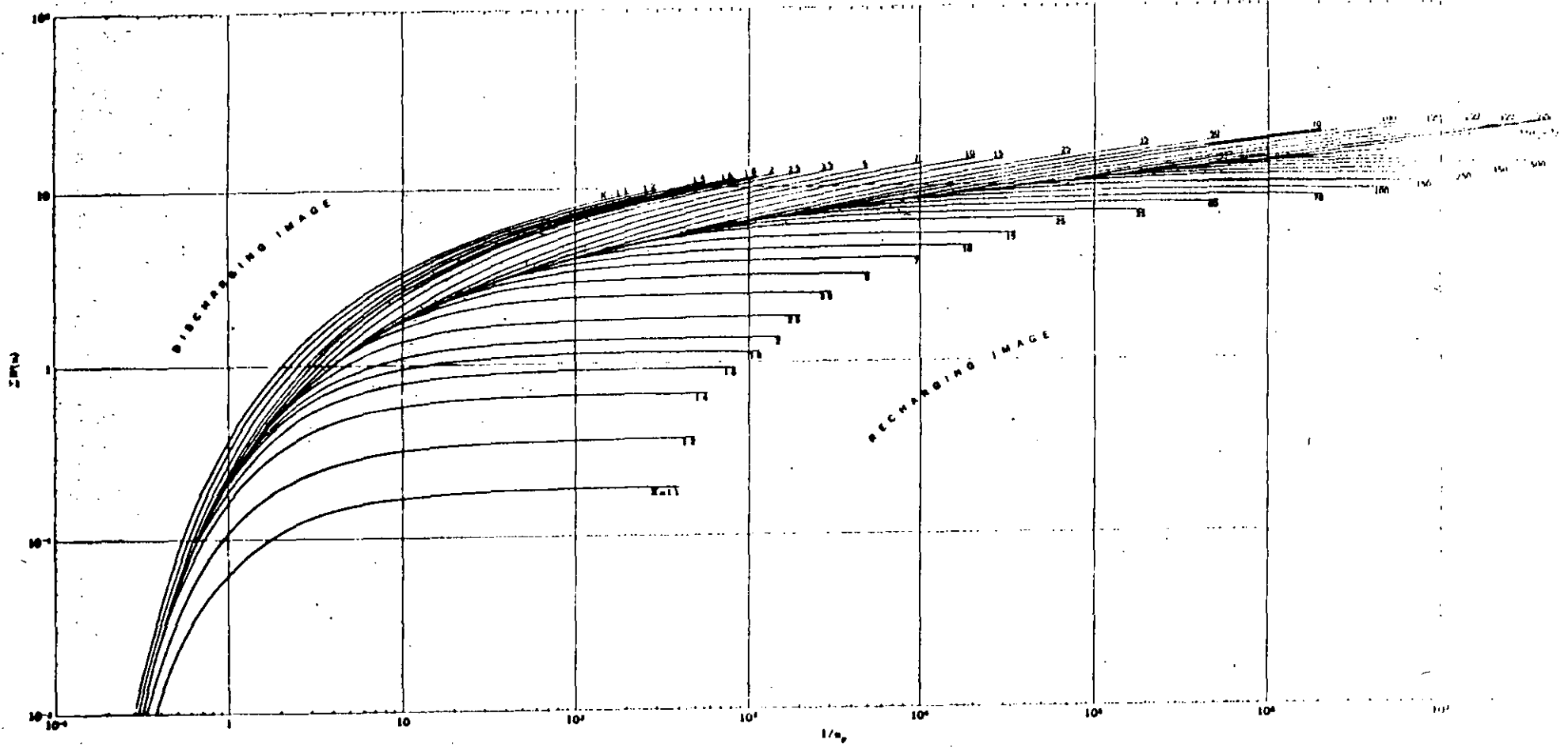


Fig. 9: Las fases subsuperficial y del agua subterránea dentro del ciclo hidrológico.



LOGARITHMIC PLOT OF  $\Sigma W(u)$  VERSUS  $1/u_p$

After Stehman (1953b, Pl. 2)



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

*CURSOS ABIERTOS*

*GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION DE ACUIFEROS*

*CONTAMINACION DE ACUIFEROS*

*ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN*

*AGOSTO - SEPTIMBRE*

Palacio de Minería Calle de Tacuba 5 Primer piso Deleg. Cuauhtémoc 06000 México, D.F. Tel.: 521-40-20 Apdo. Postal M-2285



COMISION NACIONAL DEL AGUA

**B A S E S   P A R A   U N**  
**PROGRAMA DE**  
**SANEAMIENTO RURAL**

(2<sup>a</sup> Versión)

**Elaboró: Ing. Humberto Romero Alvarez**  
**México, D.F., julio de 1991**

---

## CONTENIDO

1. CARACTERIZACION	4
2. OBJETIVO GENERAL Y META	4
3. PRINCIPALES RESTRICCIONES QUE HAN ESTORBADO AL SANEAMIENTO RURAL	4
4. JUSTIFICACION	5
5. PRIORIDADES	6
6. ESTRATEGIA Y LINEAS DE ACCION	6
7. ACCIONES COMPLEMENTARIAS Y DE APOYO	8
8. RECURSOS NECESARIOS	9
9. CALENDARIO	9
10. ACCIONES A TOMAR DE INMEDIATO	10
11. CUADRO SINOPTICO E ILUSTRACIONES	12

---

# **BASES PARA EL PROGRAMA DE SANEAMIENTO RURAL**

## **1. CARACTERIZACION**

- Para fines de este Programa, se entiende por "Saneamiento Rural", las acciones encaminadas a dotar de servicios adecuados de abastecimiento de agua potable y de disposición sanitaria de excretas (alcantarillado o en su defecto letrinas) a la población de las pequeñas localidades, compactas o dispersas, principalmente a las menores de 2500 habitantes.
- Por sus características y campo de aplicación, este programa de saneamiento rural que propone la Comisión Nacional del Agua, se encuadra dentro de los propósitos que persigue el PROGRAMA NACIONAL DE SOLIDARIDAD.
- Un programa de esta naturaleza rebasa el ámbito del sector "agua", y requiere el concurso de todos los sectores gubernamentales y de la sociedad civil en general.

## **2. OBJETIVO GENERAL Y META**

- Extender la cobertura de servicios de agua potable y disposición sanitaria de excretas a la población del medio rural, con garantía de mantenimiento permanente del servicio y de seguridad sanitaria.
- En el mediano plazo (1991-1994), por lo menos el 75% de la población rural deberá tener acceso a los servicios de agua potable y saneamiento.

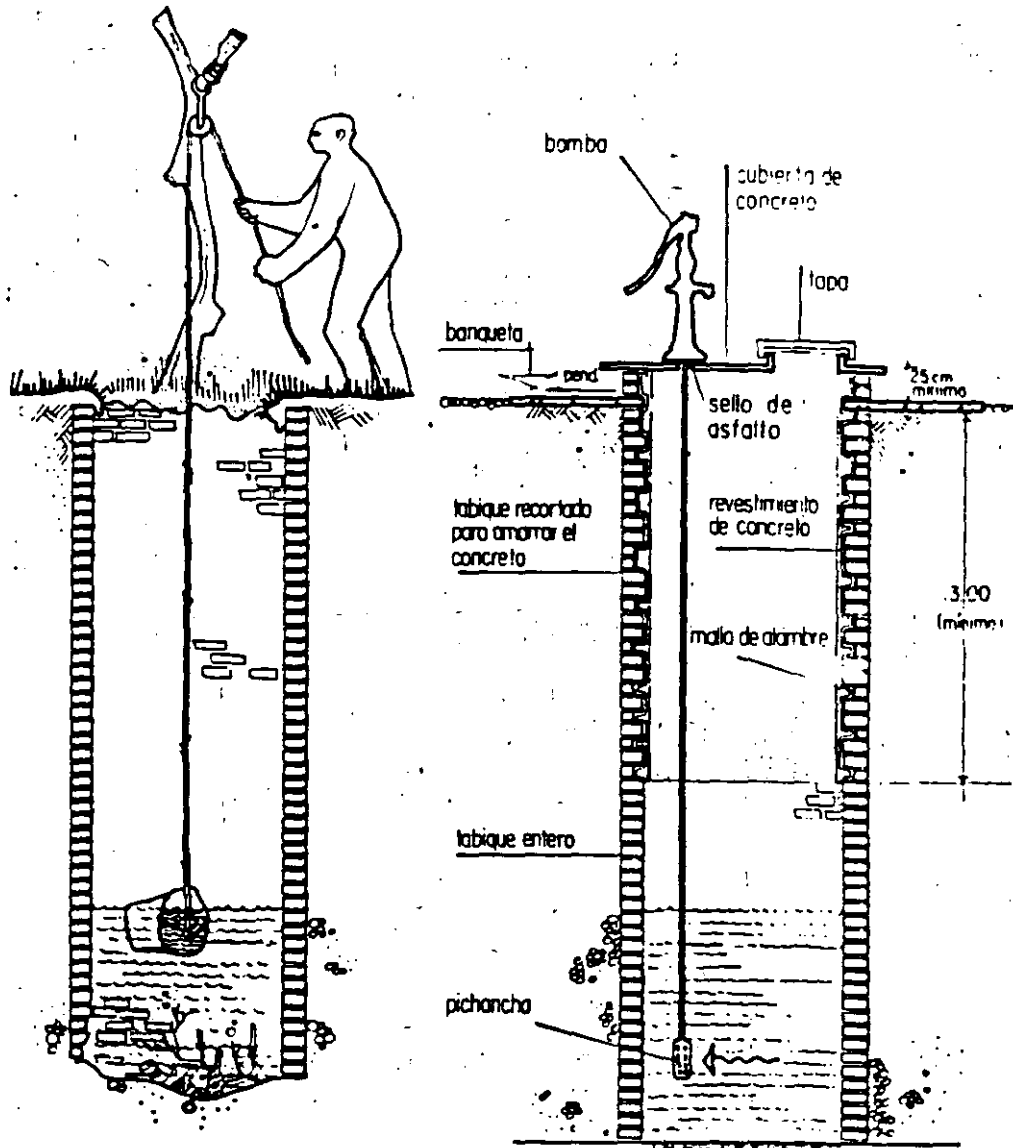
## **3. PRINCIPALES RESTRICCIONES QUE HAN ESTORBADO EL SANEAMIENTO RURAL**

- Ausencia de acciones específicas integradas y falta de continuidad administrativa en los antiguos programas relacionados con el saneamiento rural, como fueron los de bienestar social rural, erradicación del paludismo, pequeñas obras de agua potable y alcantarillado (SRH, SSA, IMSS-COPLAMAR), etc.
- Indefinición de responsabilidades en la administración pública, lo que propicia la dispersión de actividades y dificulta la coordinación intersectorial, así como la fuerte tendencia a dar prioridad a los problemas de agua potable en los sectores urbanos, de mayor presión social y política.
- Costos relativamente elevados y falta de prioridad en la asignación de recursos financieros al saneamiento rural.

# PROTECCION DE FUENTES

## Aguas Subterráneas

### NORIA O POZO EXCAVADO



ANTES

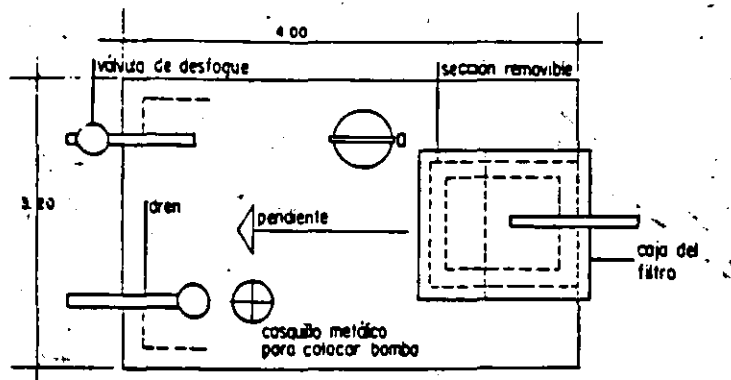
Sin protección

DESPUES

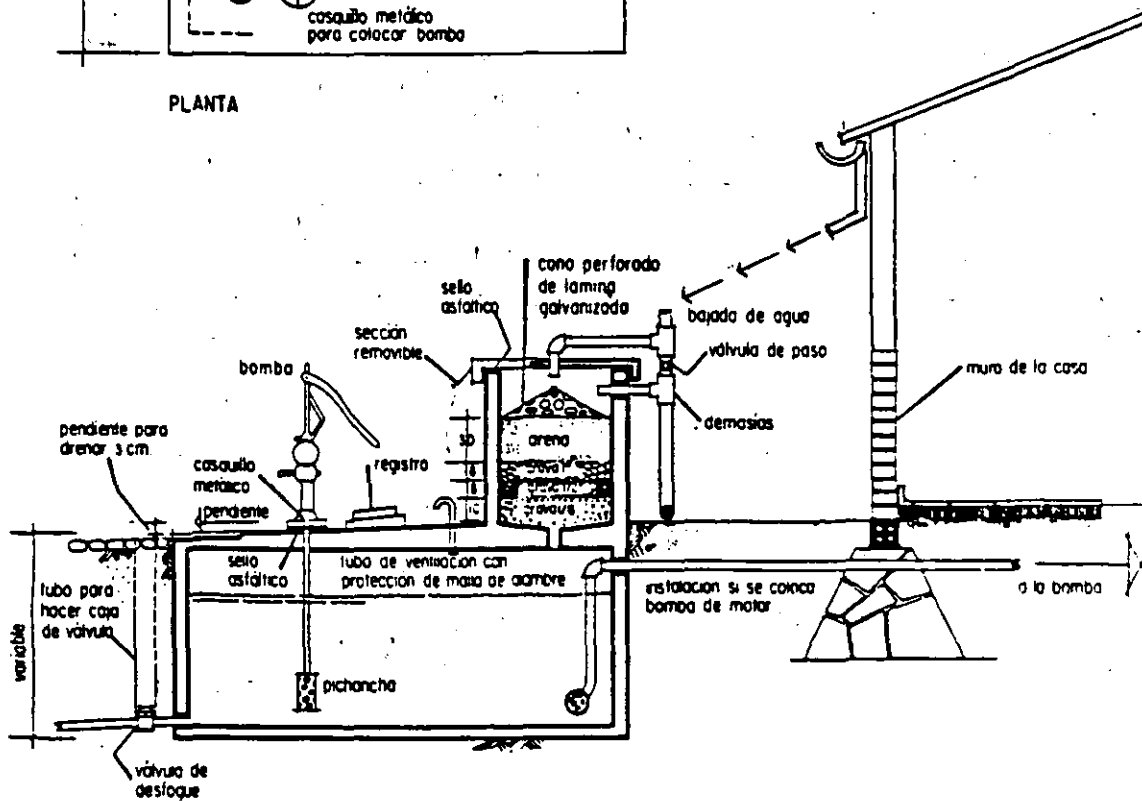
Protegido

# PROTECCION DE FUENTES

## Aljibe con Filtro



PLANTA

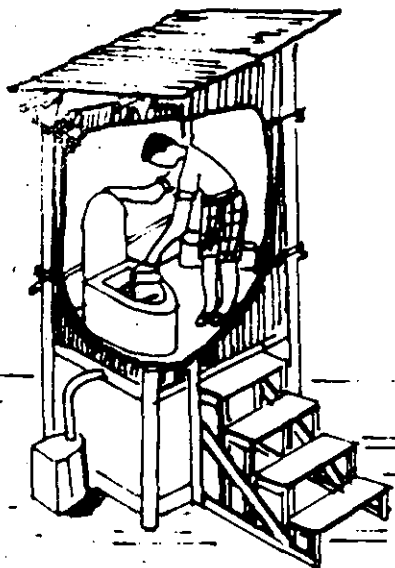


CORTE

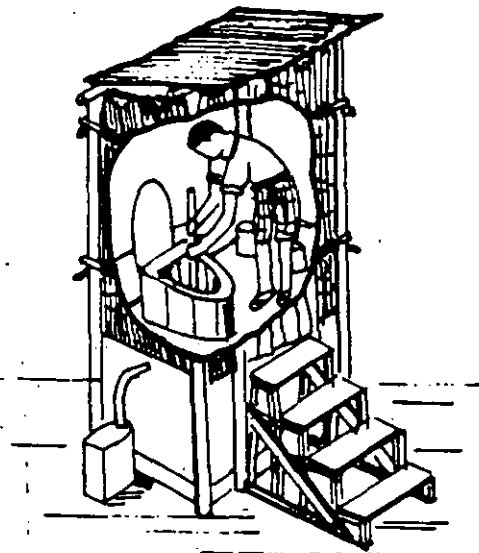


# SISTEMAS DE CONCENTRACION DE EXCRETAS

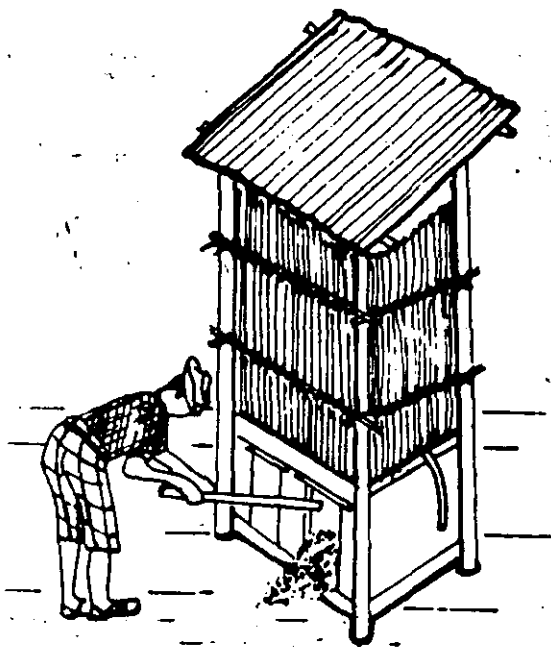
## Letrinas Aboneras (doble cámara)



Adición de cenizas después de la deposición diaria.

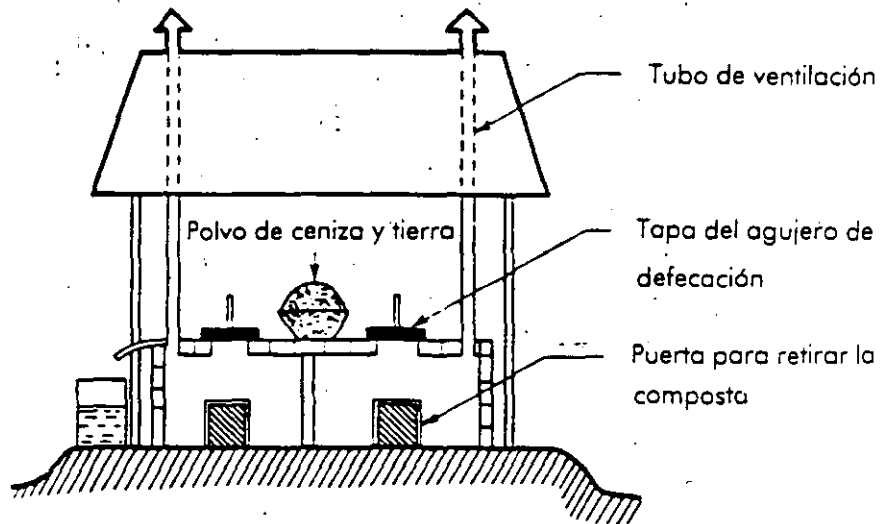


Agitación semanal para desecación homogénea.

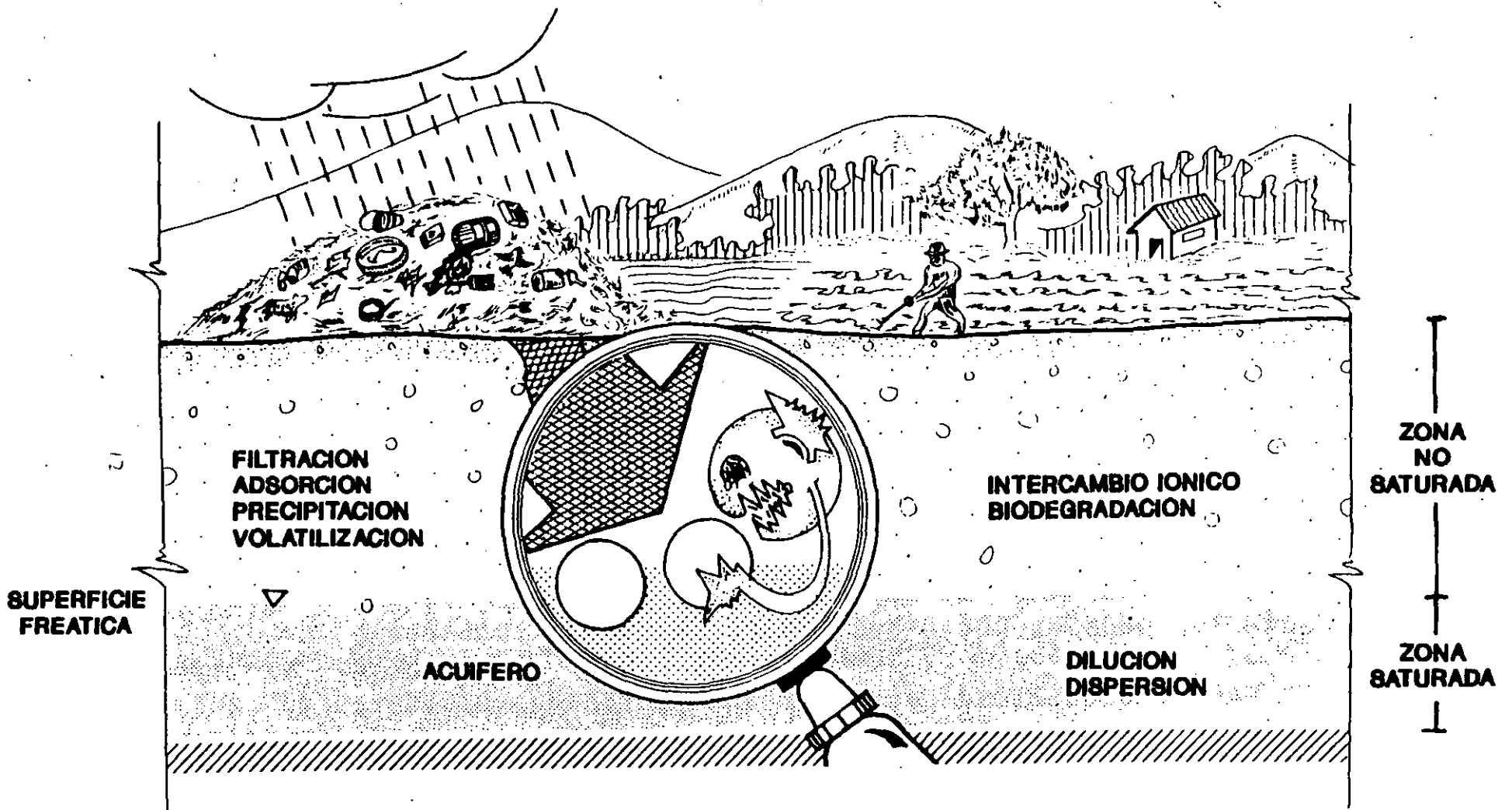


El abono orgánico deberá estar completamente seco.

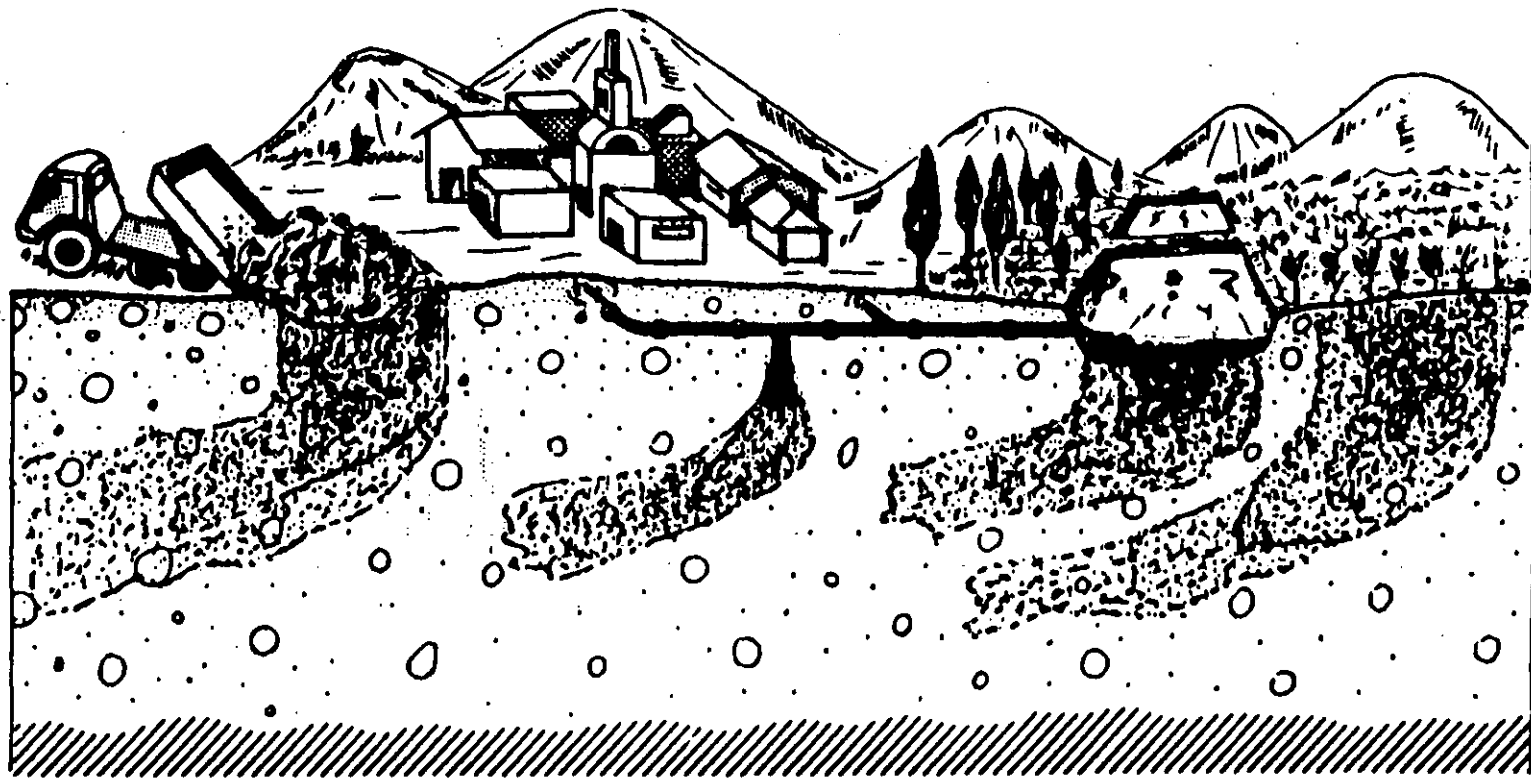
### VIETNAMITA



# EL SUBSUELO : PLANTA DE TRATAMIENTO



## CONTAMINACION DEL AGUA SUBTERRANEA EN LAS ZONAS URBANAS

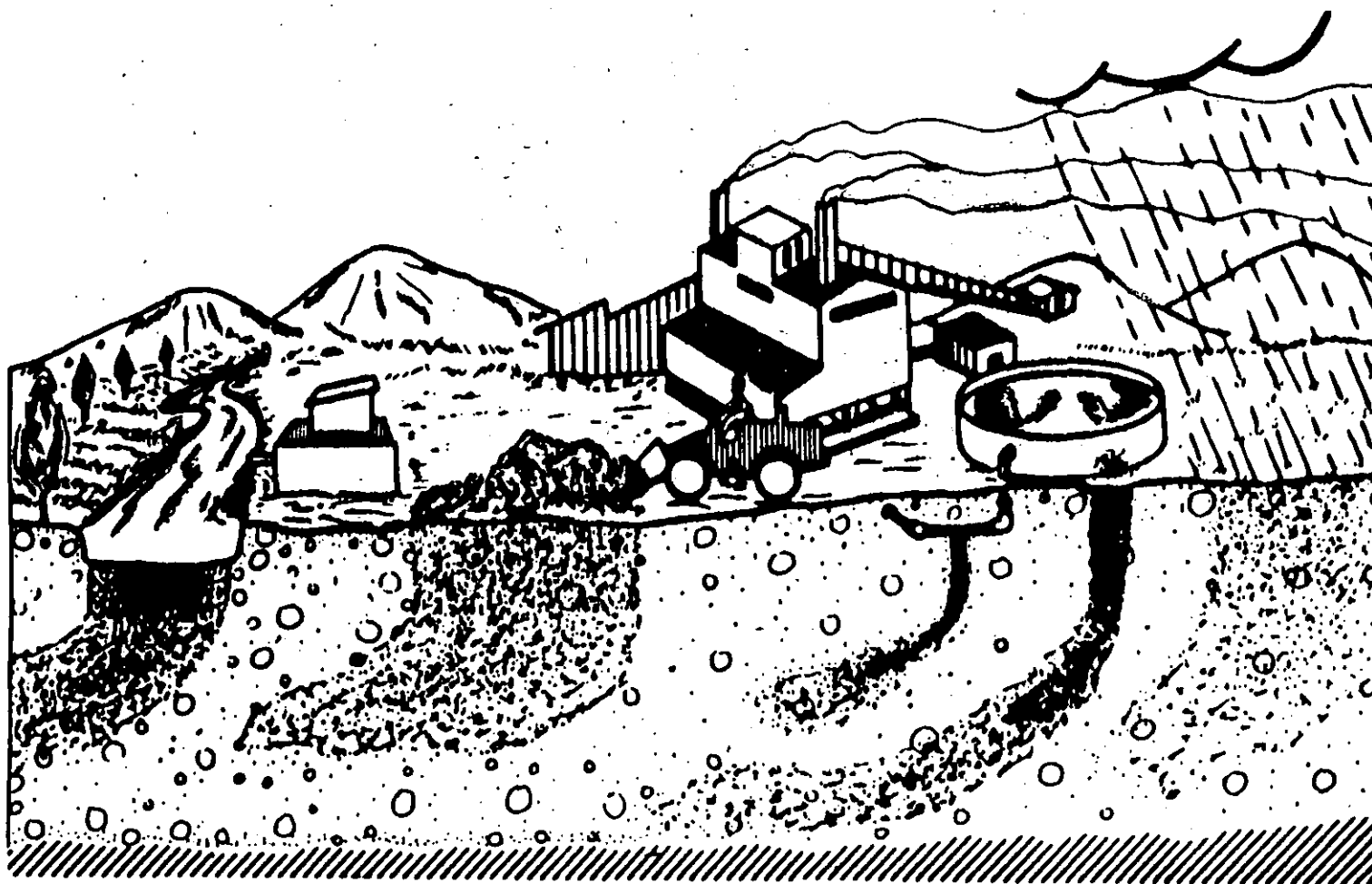


LIXIVIACION DE  
RELLENOS SANITARIOS  
Y BASURALES

FUGAS DE  
ALCANTARILLADOS

LAGUNAS Y RIEGO DE  
AGUAS SERVIDAS

## CONTAMINACION DEL AGUA SUBTERRANEA EN ZONAS INDUSTRIALES



INFILTRACION DE  
RIOS CONTAMINADOS

LIXIVIACION DE  
MATERIALES TOXICOS

FUGAS EN  
TANQUES Y  
TUBERIAS

INFILTRACION DE  
LLUVIAS  
CONTAMINADAS

## ENFERMEDADES QUE PUEDEN SER TRANSMITIDAS POR AGUAS SUBTERRANEAS CONTAMINADAS

<b>BACTERIAS</b>	<b><u>ENFERMEDAD</u></b>	<b><u>AGENTE PATOGENO</u></b>
	Cólera	<i>Vibrio cholerae</i>
	Fiebre tifoidea	<i>Salmonella typhi</i>
	Fiebre paratifoidea	<i>Salmonella paratyphi</i>
	Disenteria bacilar	<i>Shigella spp.</i>
	Diarreas	<i>E. coli</i> enterotoxigénica <i>E. coli</i> enteropatógena <i>Salmonella spp.</i> y otros

<b>VIRUS</b>	<b><u>ENFERMEDAD</u></b>	<b><u>AGENTE PATOGENO</u></b>
	Hepatitis infecciosa	Virus de hepatitis A
	Poliomelitis	Poliovirus
	Diarreas	Rotavirus agente Norwalk
	Diversos sintomas	Echovirus, Coxsackievirus y otros

## FACTORES QUE INFLUYEN EN EL TRANSPORTE DE VIRUS Y BACTERIAS A TRAVES DE LA ZONA NO SATURADA

### FACTOR

### EFFECTOS

ESTRUCTURA O GRANULOMETRIA DEL SUELO Y DE LOS ESTRATOS ADYACENTES

BACTERIAS Y VIRUS SON FACILMENTE ADSORBIDOS POR LOS MATERIALES ARCILLOSOS; LA ATENUACION ES DIRECTAMENTE PROPORCIONAL AL CONTENIDO DE ARCILLA Y MATERIA ORGANICA

pH

EL pH BAJO FAVORECE LA ADSORCION DE LOS MICROORGANISMOS

MATERIA ORGANICA

LA MATERIA ORGANICA COMPITE CON LOS MICROORGANISMOS POR OCUPAR LA SUPERFICIE DE ADSORCION

CATIONES

LOS CATIONES FAVORECEN LA ADSORCION

CARGA HIDRAULICA SOBRE EL TERRENO

A MAYOR CARGA HIDRAULICA CORRESPONDE MAYOR VELOCIDAD DE FLUJO Y, CON ELLA, PENETRACION MAS RAPIDA Y PROFUNDA DE LOS MICROORGANISMOS

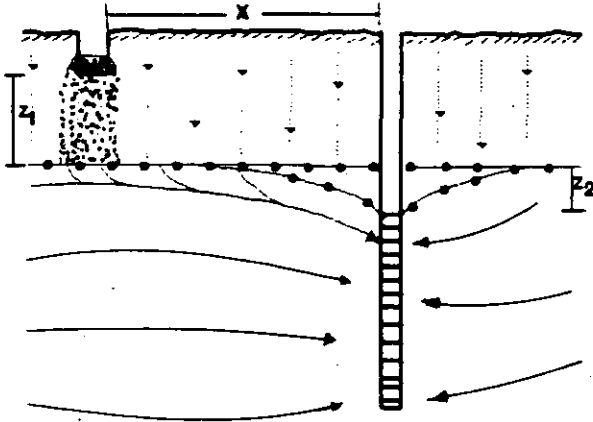
PRECIPITACION PLUVIAL

LA INFILTRACION GENERADA POR FUERTES LLUVIAS PUEDE LIBERAR GERMENES ADSORBIDOS

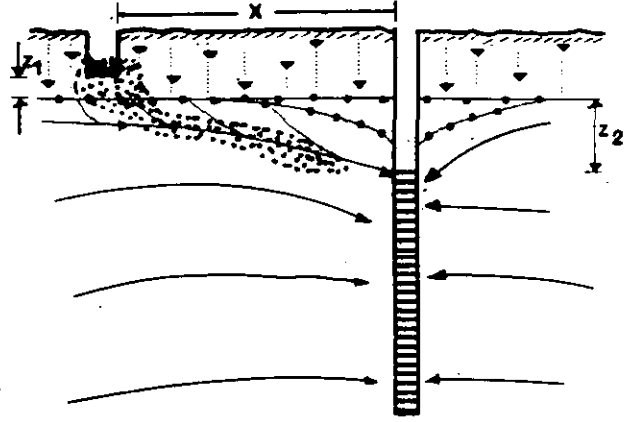
## FACTORES QUE INFLUYEN EN LA SUPERVIVENCIA DE BACTERIAS Y VIRUS EN EL SUBSUELO (GERBA, 1979)

<u>FACTOR</u>	<u>EFECTOS</u>
CONTENIDO DE HUMEDAD	LA SUPERVIVENCIA ES MAYOR EN MATERIALES HUMEDOS Y DURANTE LA TEMPORADA LLUVIOSA
RETENCION ESPECIFICA	MAYOR SUPERVIVENCIA EN MATERIALES DE ALTA RETENCION
TEMPERATURA	SUPERVIVENCIA MAS PROLONGADA A BAJAS TEMPERATURAS
ADSORCION	LOS MICROORGANISMOS ADHERIDOS SOBREVIVEN MAS TIEMPO
pH	LA SUPERVIVENCIA ES MENOR EN LOS MATERIALES ACIDOS (pH = 3 A 5)
LUZ SOLAR	EN AMBIENTES OSCUROS LA SUPERVIVENCIA ES MAYOR QUE EN LA SUPERFICIE DEL TERRENO
MATERIA ORGANICA	SUPERVIVENCIA MAS PROLONGADA EN PRESENCIA DE SUFICIENTE MATERIA ORGANICA
MICROFLORA NATURAL	LA SUPERVIVENCIA ES MAYOR EN MATERIAL ESTERIL: LA MICROFLORA DEL SUELO Y LOS MICROORGANISMOS COMPITEN POR LOS NUTRIENTES

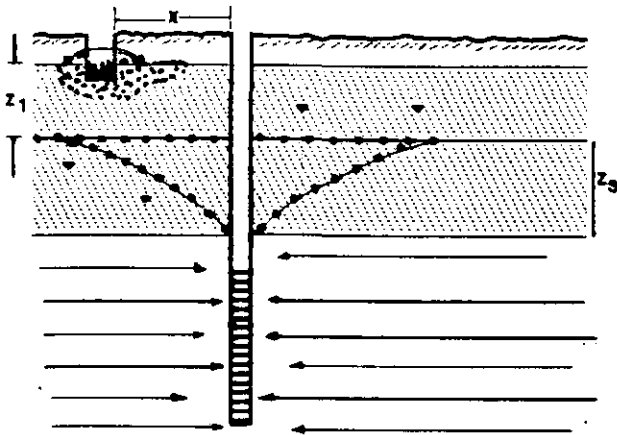
CONTAMINACION EN UN ACUIFERO NO CONFINADO CON NIVEL FREATICO PROFUNDO



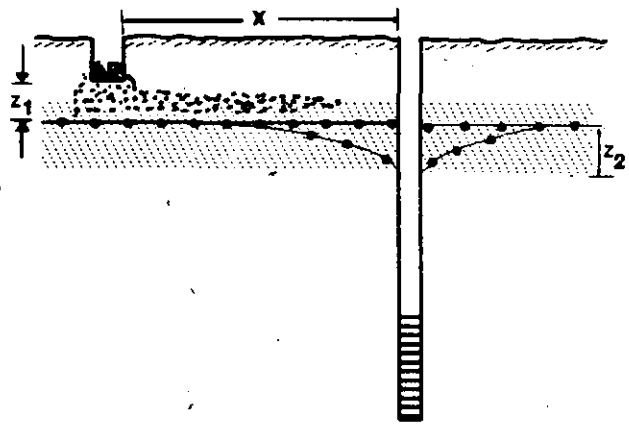
CONTAMINACION EN UN ACUIFERO NO CONFINADO CON NIVEL FREATICO ESTACIONALMENTE PROFUNDO



CONTAMINACION EN UN ACUIFERO SEMICONFINADO



CONTAMINACION EN UN ACUIFERO CONFINADO



INSULACION BARRERA

NIVEL DE LA TOMA DEL POZO (REJILLA)

FLUCTUACION DIRECCIONAL DEL NIVEL FREATICO

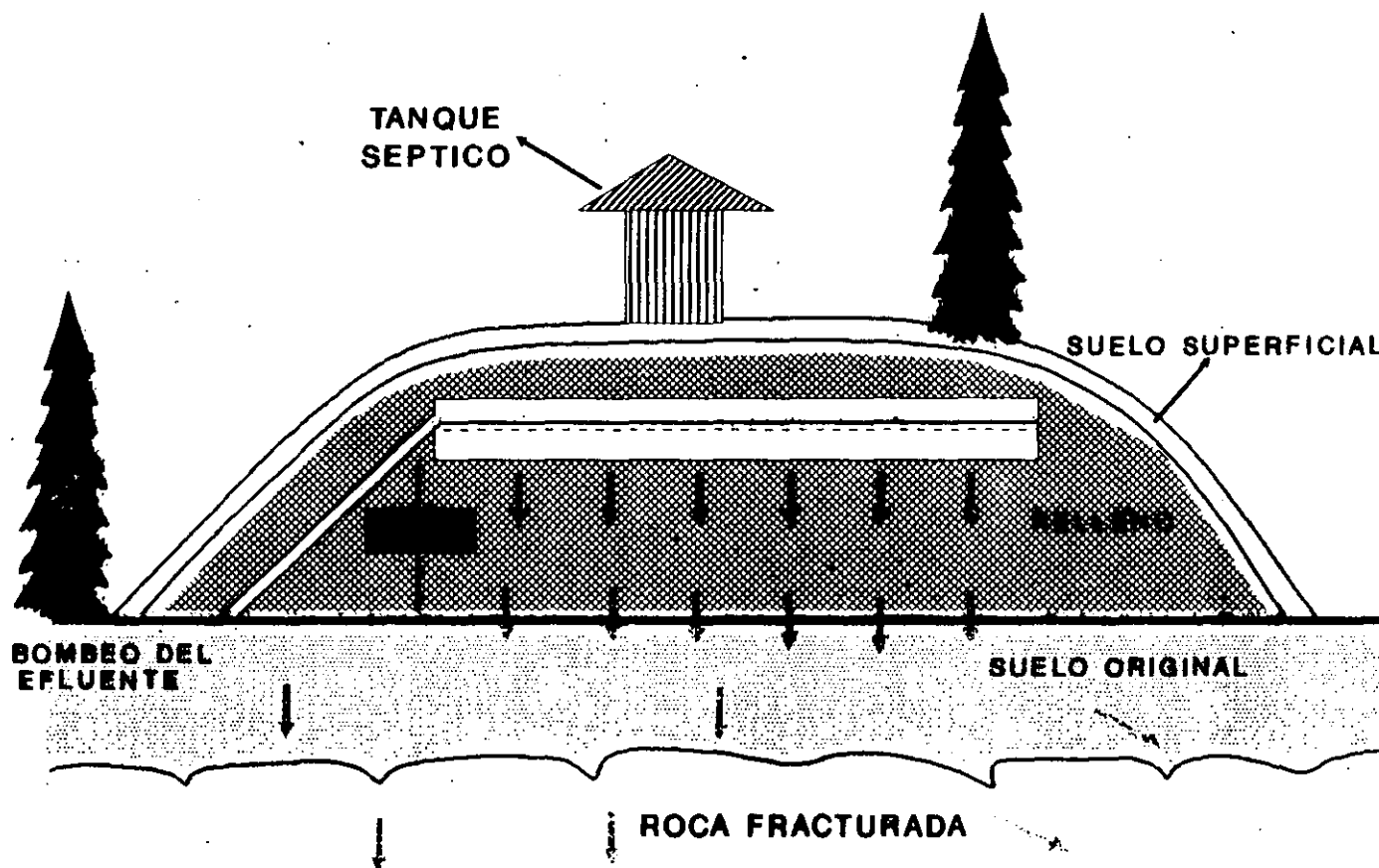
NIVEL FREATICO BAJO CONEXION ESTADICA Y DINAMICA

CAPA CONFINANTE SEMIPERMEABLE

EXTENSION DE LA CONTAMINACION POR ENCTERIAS FOCALES



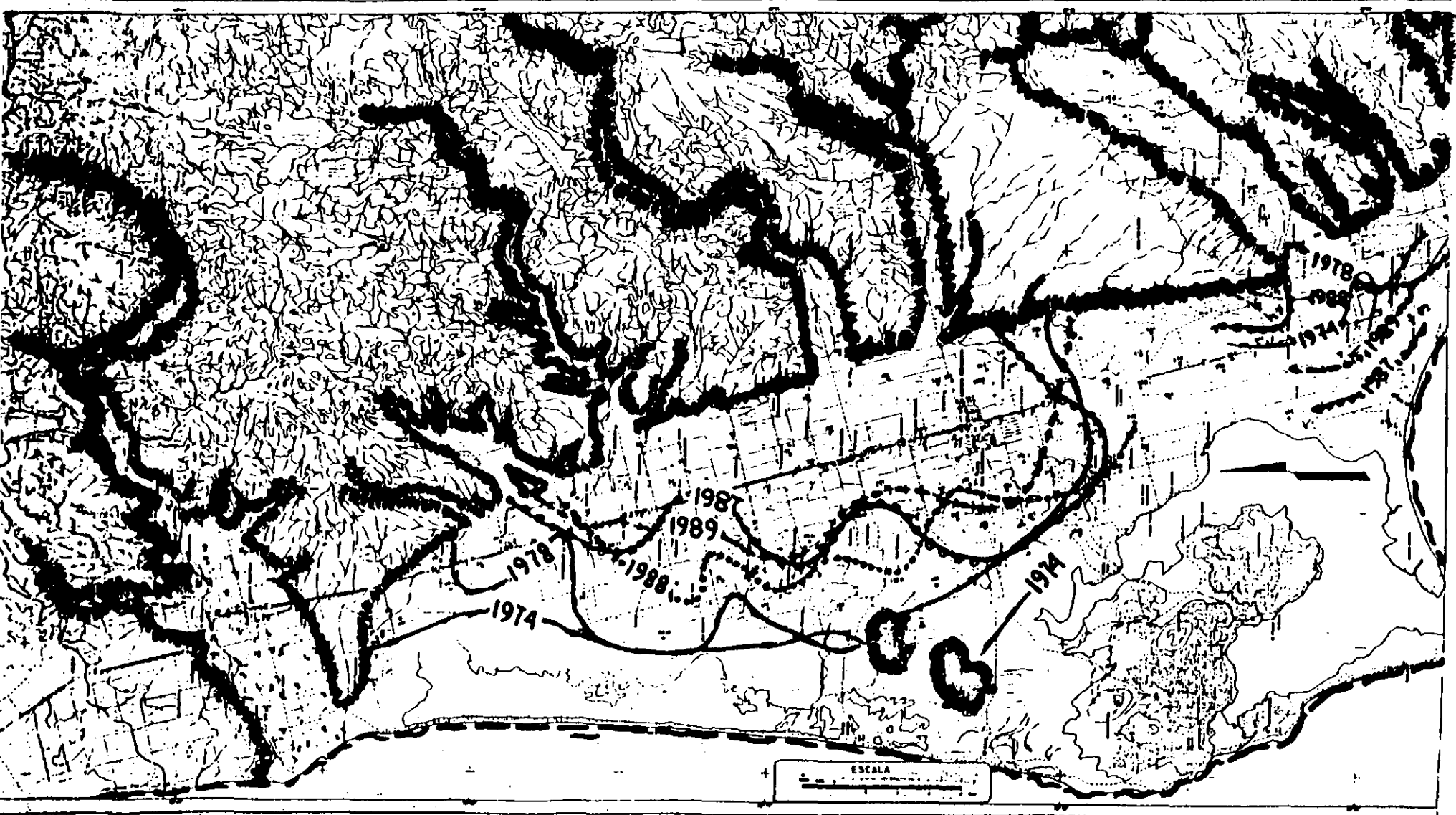
# RELLENO ARTIFICIAL PARA LA PROTECCION DE ACUIFEROS CONTRA LA CONTAMINACION POR EFLUENTES DE TANQUES SEPTICOS



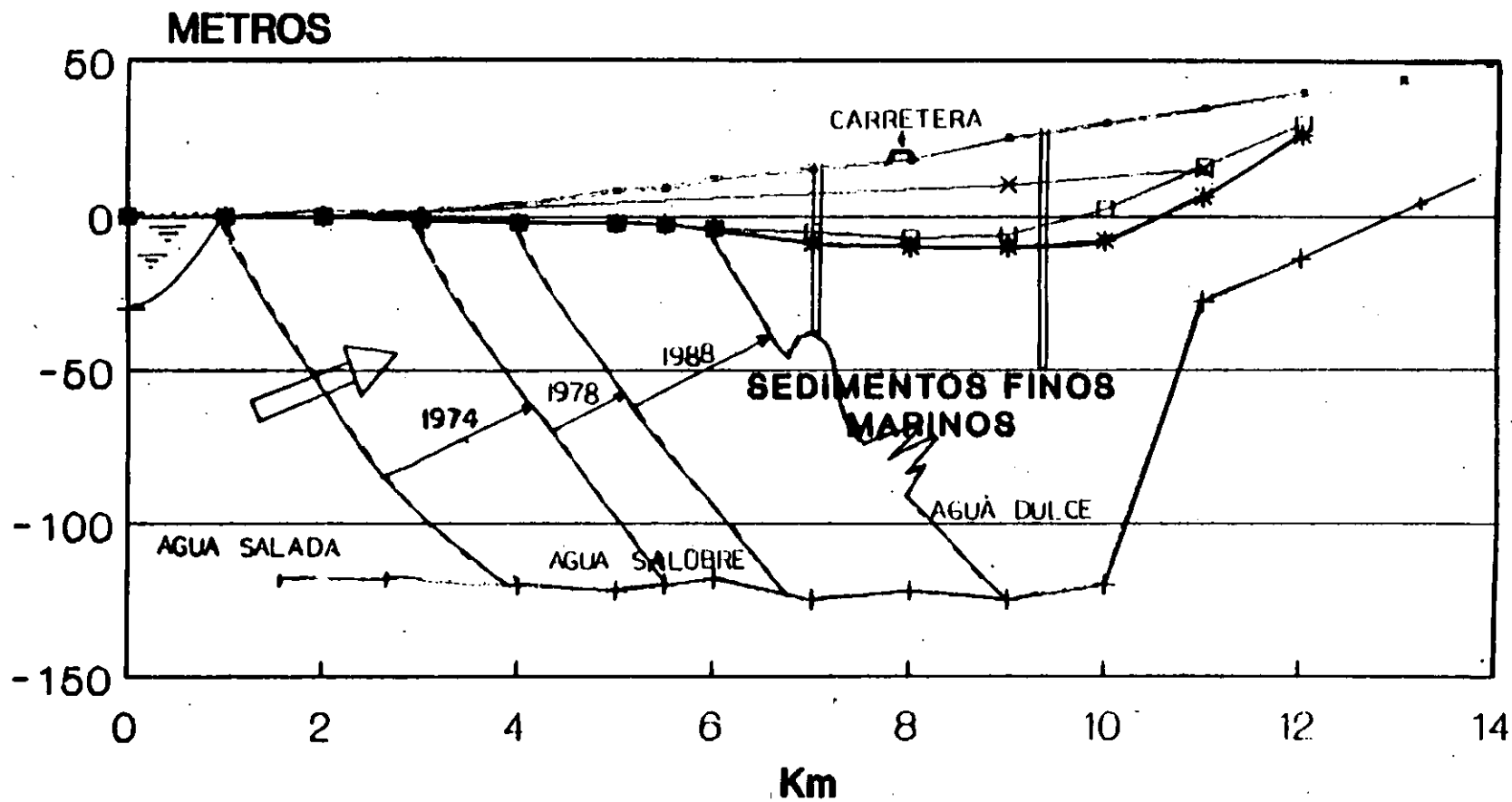
# CONTAMINACION DEL AGUA SUBTERRANEA POR DESARROLLOS AGRICOLAS



EVOLUCION DE SALINIDAD (3000 ppm)



# INTRUSION SALINA EN EL ACUIFERO DE SAN QUINTIN, B.C.



—●— N.T.

—+— BASE

—\*— N.E. 1988

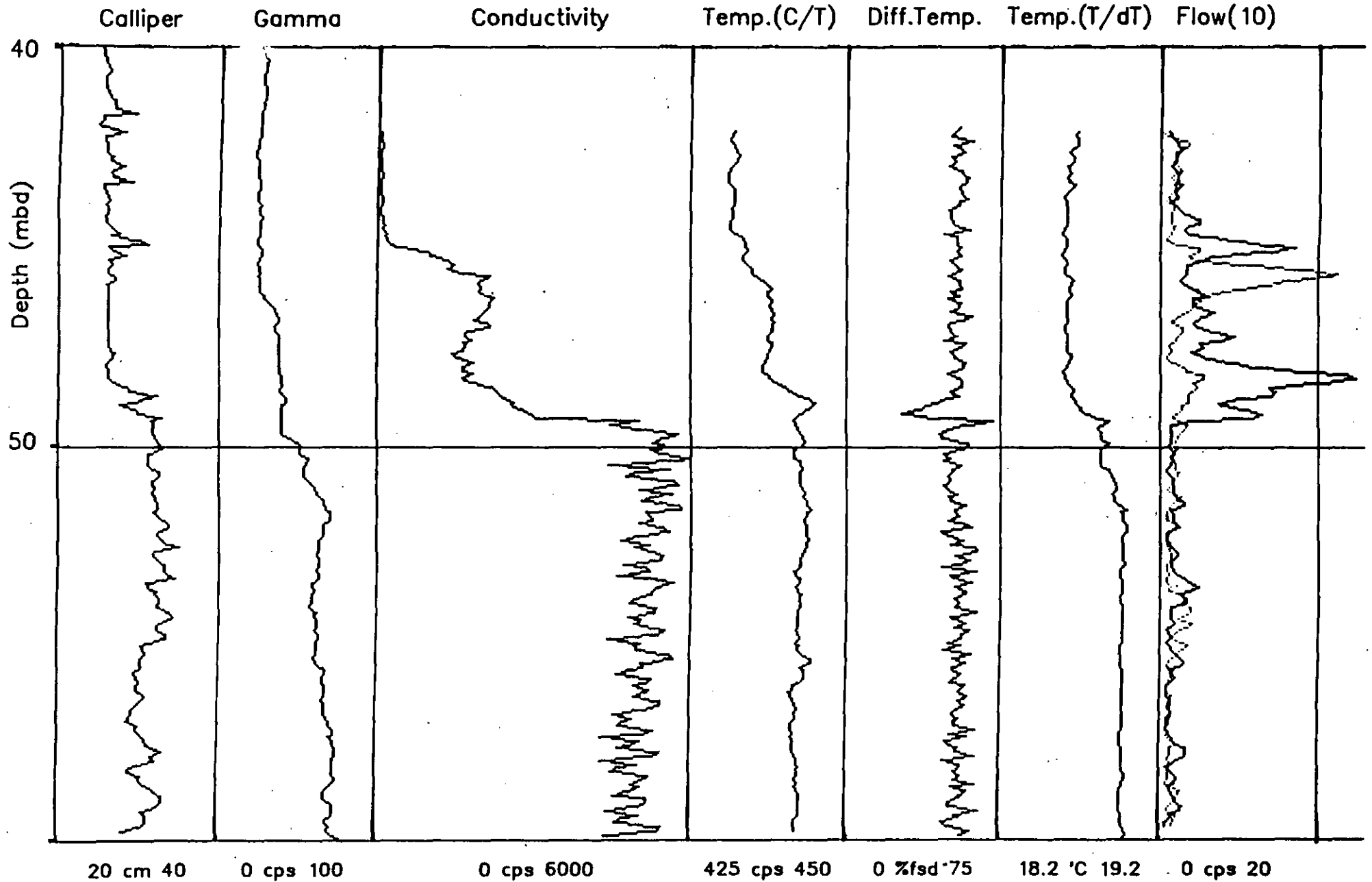
—□— N.E. 1981

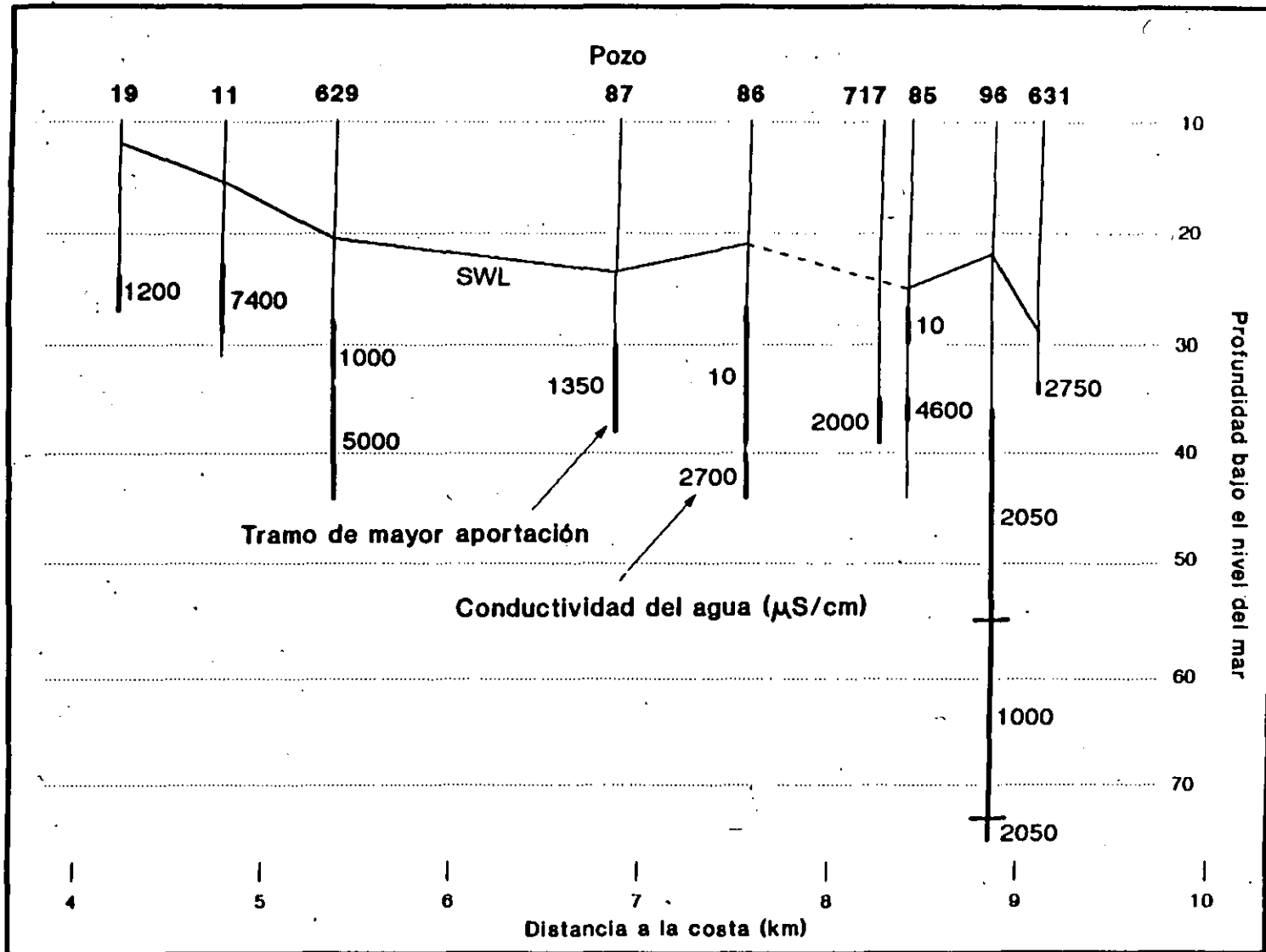
—x— N.E. COND. NATURAL

ESTUDIO DE LA INTRUSION SALINA  
DEL ACUIFERO SAN QUINTIN, B.C.  
REGISTROS EN POZOS

BC629

25

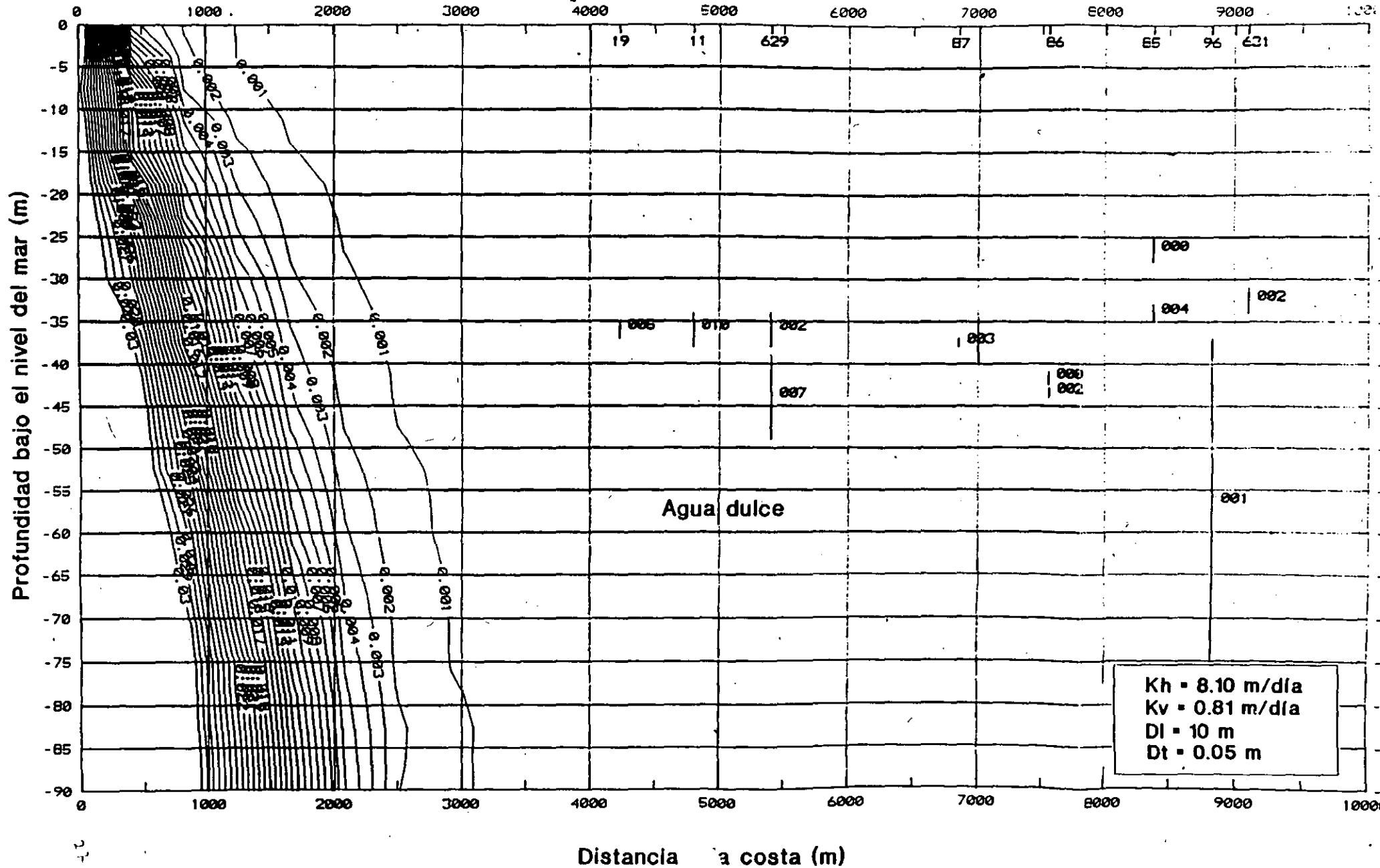




**INTRUSION SALINA EN EL ACUIFERO SAN QUINTIN, B.C.  
DISTRIBUCION VERTICAL DE LA SALINIDAD DEL AGUA CAPTADA POR POZOS**

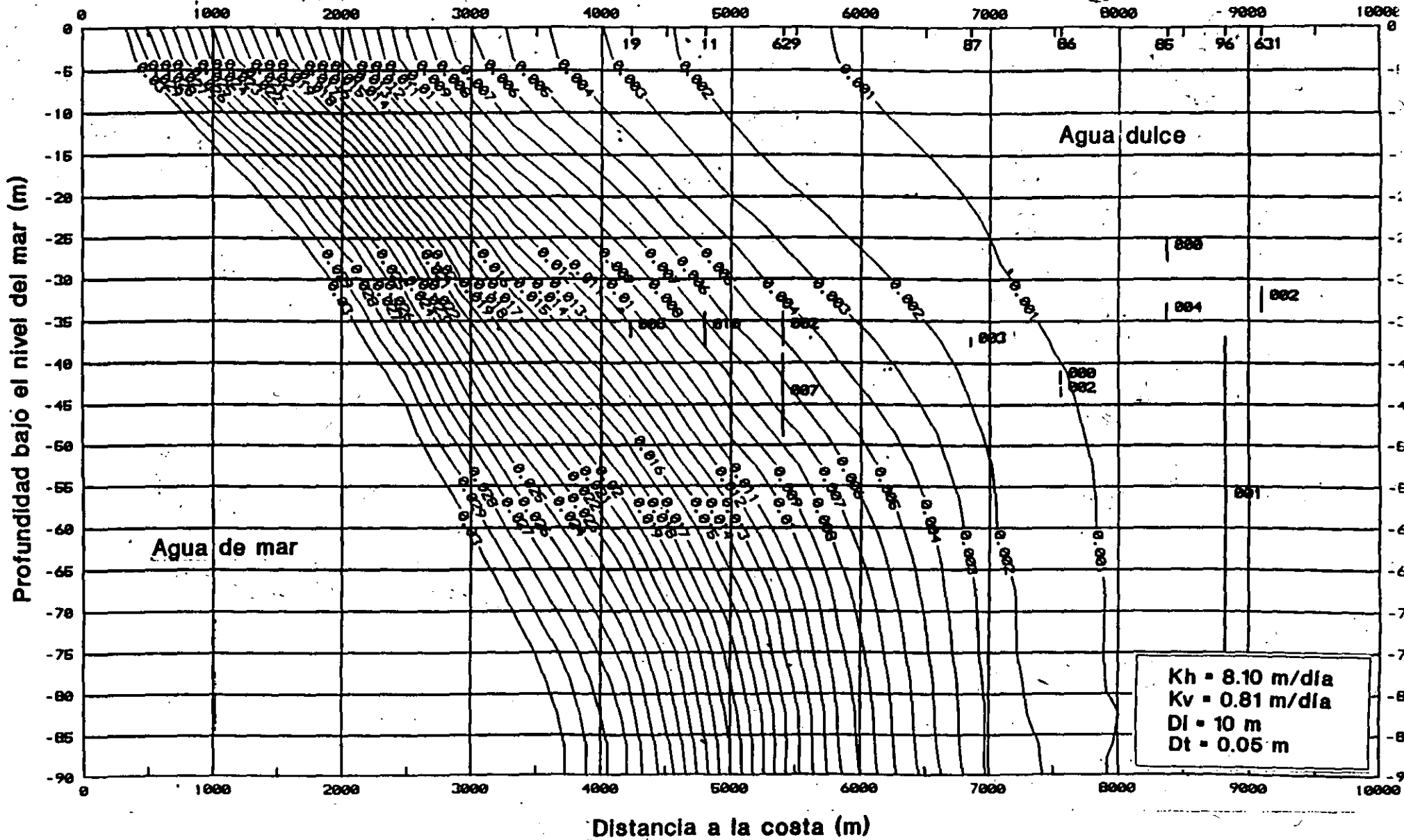
# SIMULACION DE LA INTRUSION SALINA EN EL VALLE DE SAN QUINTIN

## Condiciones naturales

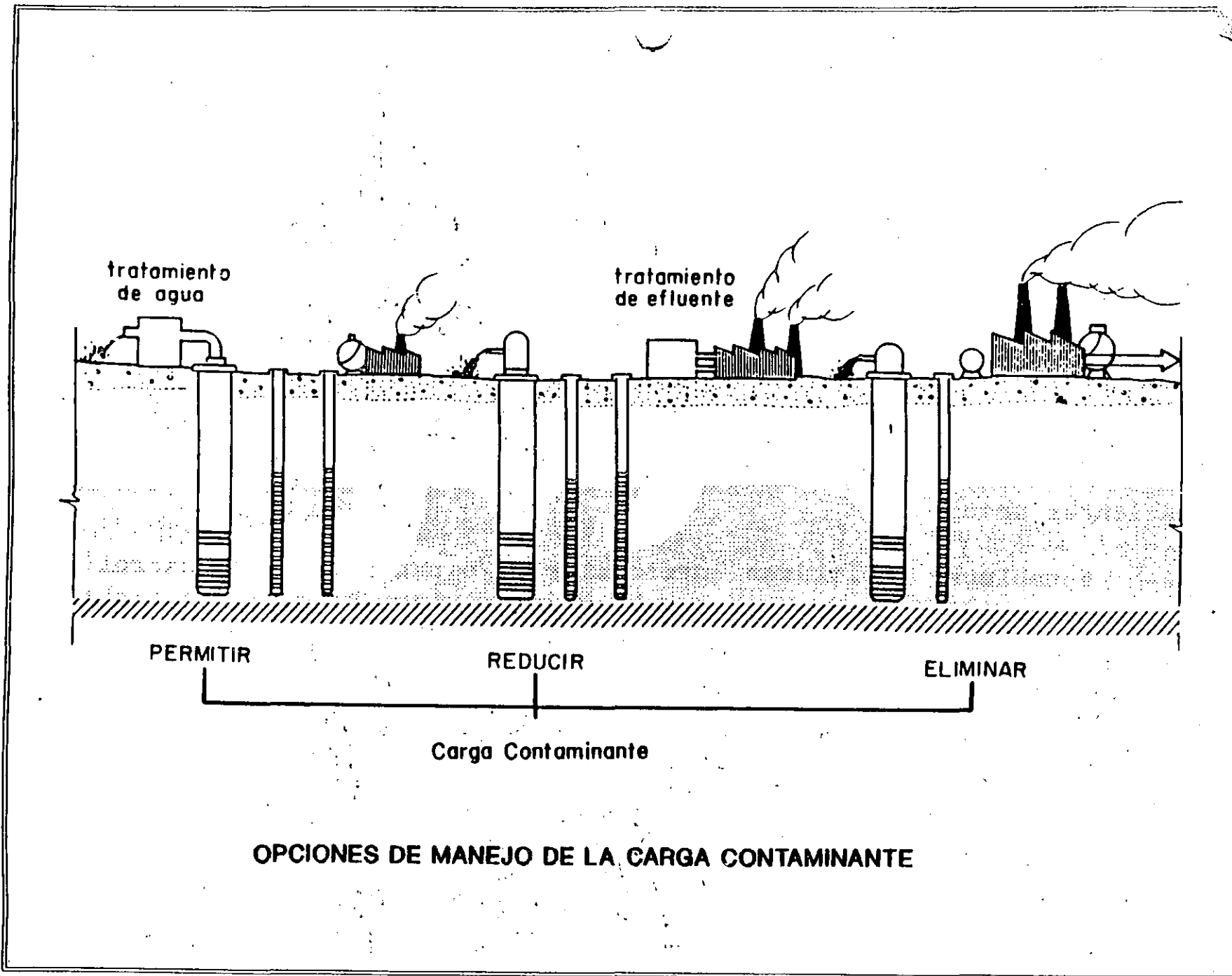


# SIMULACION DE LA INTRUSION SALINA EN EL VALLE DE SAN QUINTIN

## Condiciones actuales (1991)

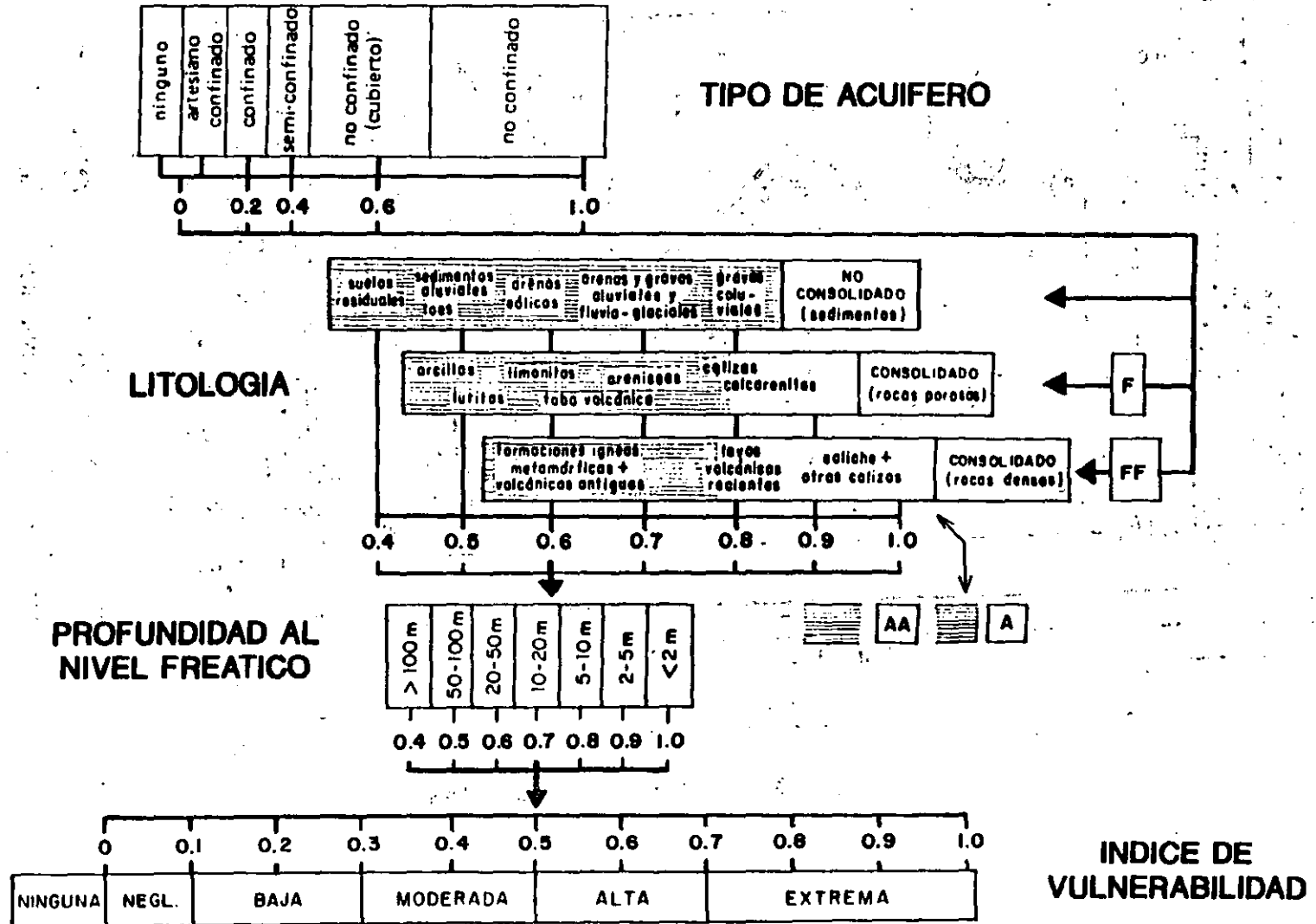






**OPCIONES DE MANEJO DE LA CARGA CONTAMINANTE**

# PROCEDIMIENTO PARA VALUAR EL INDICE DE VULNERABILIDAD DE UN ACUIFERO A LA CONTAMINACION



DIRECTORIO DE ALUMNOS DEL  
IV CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA  
Y CONTAMINACION DE ACUIFEROS  
DEL 17 DE AGOSTO AL 11 DE SEPTIEMBRE DE 1992.

- 1.- BELMONTE SIMENEZ SALVADOR ISIDRO  
PROFESOR INVESTIGADOR  
CIDIIR-IPN, DAXACA  
CALLE HORNDOS S/N, INDECO, XOXOCOTLAN, DAXACA  
TEL. (951) 66630 DFNA.
- 2.- BENITEZ CARBAJAL JESUS  
RESIDENTE ZONA  
DIRECCION GENERAL DE CONSTRUCCION Y OPERACION HIDRAULICA  
NARCISO MENDOZA No. 12, COL. M. AVILA CAMACHO, DELES.  
MIGUEL HIDALGO, TEL. 569 92 47 DFNA.
- 3.- CHIAPA GARCIA FERNANDO  
ESPECIALISTA EN HIDRAULICA  
COMISION NACIONAL DEL AGUA  
NUEVO LEON 210, 12o. PISO, COL. HIPODROMO CONDESA,  
CUAUHTEMOC, TEL. 564 19 48 DFNA.
- 4.- JULIAN SOTO FELIX  
INVESTIGADOR  
CIDIIR-IPN, DAXACA  
CALLE HORNDOS S/N, INDECO, XOXOCOTLAN, DAXACA  
TEL. 758 28 49 DOM.
- 5.- LOPEZ PEREZ ARMANDO  
JEFE DEL DEPARTAMENTO DE SUPERVISION Y REHABILITACION DE  
POZOS, SERVICIOS DE AGUA DE AGUASCALIENTES S.A. DE C.V.  
ECUADOR 205, FRACC. LAS AMERICAS, AGUASCALIENTES AGSC.  
TEL. 18 72 42 DFNA.
- 6.- MEDINA MEDINA XOCHITL  
ESPECIALISTA EN HIDRAULICAS  
COMISION NACIONAL DEL AGUA  
AV. REVOLUCION ESC. GRAL. DANIEL C. ESTRADA S/N, COL  
CENTRO, PACHUCA HGO. C.P. 42000, TEL. 845 62 DFNA.
- 7.- RIVERA JARAMILLO JULIA  
JEFE DE OFICINA  
DIRECCION GENERAL DE CONSTRUCCION Y OPERACION HIDRAULICA  
VIADUCTO MIGUEL ALEMAN 507, COL. GRANJAS MEXICO, DELEG.  
VENUSTIANO CARRANZA, C.P. 08400, TEL. 650 39 72 DFNA.
- 8.- SERVIN HERNANDEZ JOSE ALFREDO  
JEFE DE OFICINA DE OBRAS  
DIRECCION GENERAL DE CONSTRUCCION Y OPERACION HIDRAULICA  
VIADUCTO MIGUEL ALEMAN 507, COL. GRANJAS MEXICO, DELEG.  
IZTACALCO, C.P. 08400, TEL. 657 46 15 DFNA.
- 9.- SOTO FELIX JULIAN

10.- VALVERDE ROSAS JESUS  
JEFE DE SECCION  
DIRECCION GENERAL DE CONSTRUCCION Y OPERACION HIDRAULICA  
VIADUCTO MIGUEL ALEMAN 507, COL. GRANJAS MEXICO, DELEG.  
IZTACALCO, C.R. 08400, TEL. 670 84 84 DOM.

11.- VAZQUEZ MENDOZA PABLO  
ESPECIALISTA EN HIDRAULICA  
COMISION NACIONAL DEL AGUA  
AV. REVOLUCION ESQ. DANIEL CERECEDO, COL. PERIODISTA,  
PACHUCA HIDALGO, TEL. 8 45 62 OFNA.