

DIRECTORIO DE PROFESORES DEL CURSO EXPLORACION,
CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE RECURSOS
HIDRAULICOS SUBTERRANEOS. 1981.

1. ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN (Coordinador)
Jefe del Departamento de Hidrología Subterránea
S A R H
Dr. Atl No. 6-1°
México 4, D.F.
566 24 90
2. ING. ALFONSO ALVAREZ MANILLA
Geoflap, S.A.
Vicente Eguía No. 4-Despacho 302
México 18, D.F.
271 36 53
3. ING. VICTOR DEL RAZO TAPIA
Subdirección de Programas y Estudios Específicos
S A R H
Reforma No. 35-1° Piso
México 4, D.F.
592 39 82
4. ING. ANSELMO ORDAZ AYALA
Subjefe del Departamento de Exploración
Subdirección de Geohidrología y Zonas Áridas
S A R H
Dr. Atl No. 6-1° Piso
México 4, D.F.
535 08 17
5. FISICO LUIS QUIJANO LEÓN
Jefe del Departamento de Aplicaciones Isotópicas
Dirección General de Protección y Ordenación Ecológica
Teotihuacán No. 18
México 11, D. F.
574 04 65
6. ING. ALFREDO RAMIREZ LOPEZ
Director General
ININSA
Magdalena No. 37-302
Z.P.12
687 01 13

7. ING. ROBERTO RODRIGUEZ HERRERA
 Jefe de la Oficina de Acuíferos
 Departamento de Hidrología Subterránea
 S A R H
 Dr. Atl No. 6-1° Piso
 México 4, D.F.
 566 24 90

8. ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES
 Lesser y Asociados
 Administrador Unico
 Avenida Cuauhtémoc No. 799 Interior 6
 México 12, D.F.
 543 34 40

9. ING. JORGE ANTONIO TRUJILLO CANDELARIA
 Jefe del Departamento de Exploración
 Subdirección de Geohidrología y Zonas Áridas
 S A R H
 Dr. Atl No. 6-1° Piso
 México 4, D.F.
 535 08 17

'edcs.

DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA (U.N.A.M.)

PROGRAMA DEL CURSO "EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS" (1981)

D I A	H O R A R I O	T E M A	PROFESOR(ES)
Lunes 23	17:00 - 18:15	INAUGURACION Y PLATICA INTRODUCTORIA	ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN
	18:30 - 21:00	CONCEPTOS BASICOS	ING. VICTOR DEL RAZO TAPIA
Martes 24	17:00 - 21:00	HIDROGEOLOGIA	ING. JORGE ANTONIO TRUJILLO CANDELARIA E ING. ANSELMO ORDAZ AYALA
Miércoles 25	17:00 - 18:45	METODOS GEOFISICOS	ING. ALFONSO ALVAREZ MANILLA
	19:00 - 21:00	EL AGUA SUBTERRANEA DEN TRO DEL CICLO HIDROLOGICO	ING. ALFREDO RAMIREZ LOPEZ
Jueves 26	17:00 - 18:30	METODOS GEOFISICOS	ING. ALFONSO ALVAREZ MANILLA
	18:45 - 21:00	EL AGUA SUBTERRANEA DENTRO DEL CICLO HIDROLOGICO. RECOLECCION, PROCESAMIENTO E INTERPRETACION DE LOS DA TOS RELATIVOS A LOS NIVELES DEL AGUA	ING. ALFREDO RAMIREZ LOPEZ
Viernes 27	17:00 - 19:45	HIDROGEOQUIMICA. CALIDAD DEL AGUA. TRAZADORES	ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES
	20:00 - 21:00	APLICACION DE LAS TECNICAS ISOTOPICAS AL ESTUDIO DEL AGUA SUBTERRANEA	FIS. LUIS QUIJANO LEON

D I A	H O R A R I O	T E M A	PROFESOR (ES)
Sabado 28		PRACTICA DE CAMPO A LA ZONA DE TLAXCALA, TLAX.	
Lunes 30	17:00 - 18:45	APLICACION DE LAS TECNICAS ISOTOPICAS AL ESTUDIO DEL AGUA SUBTERRANEA	FIS. LUIS QUIJANO LEON
	19:00 - 21:00	RECOLECCION, PROCESAMIENTO E INTERPRETACION DE LOS DA TOS RELATIVOS A LOS NIVELES DE AGUA	ING. ALFREDO RAMIREZ LOPEZ
Martes 31	17:00 - 21:00	HIDRAULICA DE POZOS	ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN
Miércoles 1	17:00 - 21:00	CUANTIFICACION DEL RECURSO HIDRAULICO SUBTERRANEO	ING. ROBERTO RODRIGUEZ HERRERA
Jueves 2	17:00 - 21:00	TEMAS ESPECIALES	ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN
Viernes 3	17:00 - 19:30	MODELOS DE SIMULACION	ING. VICTOR DEL RAZO TAPIA
	19:45 - 21:00	MESA REDONDA	



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

**EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS**

LAS AGUAS SUBTERRANEAS EN MEXICO

ING. HEINZ LESSER JONES

MARZO, 1981



LAS AGUAS SUBTERRANEAS EN MEXICO

Por Ing. Heinz Lesser Jones

ANTECEDENTES GENERALES:

Las aguas subterráneas, cuya explotación actual en México, alcanza de trece mil a catorce mil millones de metros cúbicos anuales, comparables a la capacidad de almacenamiento que tiene la Presa Netzahualcoyotl o Malpaso, en el Río Grijalva, constituyen un recurso que beneficia con riego más de 400 mil hectáreas distribuidas principalmente en las regiones áridas y semi-áridas del territorio nacional. También son la fuente que abastece, en su mayor parte, con más de 2 000 millones de metros cúbicos al año, los servicios de agua potable e industrial de grandes ciudades y centros urbanos-industriales del país, entre otros Monterrey, Guadalajara, Puebla, Ciudad Juárez, Valle de Toluca, Saltillo, Cuenca Carbonífera y la Zona Metropolitana de la Ciudad de México, que, por sí sola, recibe de esta fuente, volúmenes que sobrepasan los mil millones de metros cúbicos por año.

Dada pues la gran importancia que ha tenido el aprovechamiento de este recurso benéfico, en el desarrollo del país, los organismos oficiales y privados encargados de su exploración, explotación y desarrollo han venido disponiendo en grado ascendente, la ejecución de programas de exploración y explotación, captando, preferentemente, por medio de pozos, que alcanzan en la actualidad un número estimado de más de setenta mil, muchos de ellos concentrados en grandes extensiones agrícolas como Mexicali, San Quintín, Costa de Hermosillo, La Laguna, el Bajío y en varias de las Entidades de la Altiplanicie y de la Mesa Central, principalmente de Guanajuato hacia el Norte.

NECESIDAD DE SU INVENTARIO Y CUANTIFICACION.

La explotación extensiva e intensiva, que se ha venido realizando en esas áreas por medio de pozos, como en Hermosillo, el Bajío y otras, y por ejemplo por medio de galerías en el Valle de Tehuacán, donde existen más de 500 kilómetros lineales excavadas a mano, para extraer las aguas --

del subsuelo, ha hecho imprescindible la realización de investigaciones, censos e inventarios que, desde 1965, están en proceso para conocer, con precisión aceptable, en aquellas zonas donde existen explotaciones y, en aquellas nuevas que se van descubriendo, cual es el estado siempre cambiante y dinámico de la disponibilidad ó sobregiro que tienen las aguas subterráneas. Este balance se hace tomando en cuenta las recargas o alimentaciones que reciben sus almacenamientos, ya sea por infiltraciones de agua de lluvia o por superficiales y por estudios avanzados de hidrología subterránea. Lo anterior permite ir dictando normas y recomendaciones de conservación de este recurso renovable, con tendencia a mantener un equilibrio conveniente entre las recargas, la capacidad de almacenamiento de los acuíferos y sus extracciones, por medio de la medición de las características hidráulicas de las rocas productoras, como son su transmisibilidad y coeficiente de almacenaje, para estar en condiciones de implantar medidas tendientes también a impedir su degradación, o cambios desfavorables en su salinidad, cuando se sujetan a sobreexplotaciones inadecuadas, efecto que se hace más sensible en zonas cercas a las costas. En la ejecución de este tipo de estudios e investigaciones se está pretendiendo avanzar hasta lograr elaborar modelos de comportamiento y simulación adoptando alternativas y esquemas factibles de explotación.

ZONAS ESTUDIADAS.

Hasta la fecha, se tienen ya terminados, en 105 cuencas geohidrológicas distribuídas en el país, estudios de cuantificación con los cuales se han establecido magnitudes de los volúmenes de extracción y de recarga y de la capacidad de almacenamiento de sus acuíferos, así como el número de aprovechamientos existentes en cada una. Estas cuencas cubren una superficie total de 280 mil kilómetros cuadrados, 14 por ciento del territorio nacional. Los levantamientos hechos, han venido incluyendo, en orden de preferencia y prioridad, las principales y más extensas zonas acuíferas bajo explotación, como los Valles de Mexicali, San Quintín, Hermosillo, Aguascalientes, el Bajío, etc., y se tiene prácticamente cubierta la Península de Baja California.

El balance general sobre la disponibilidad y deficiencias de aguas subterráneas; en la extensión territorial arriba indicada, define un saldo negativo ocasionado por sobreexplotación, de unos 1 900 millones de metros cúbicos anuales en 31 áreas, entre las cuales se incluyen Mexicali, Costa de Hermosillo

llo, Guaymas, Región Lagunera, San Quintín, Valle de Celaya, - entre otras. En cambio, para las otras 74 áreas, aún existe - una disponibilidad adicional, al volumen actualmente explota- do, del orden de 2 500 millones de metros cúbicos al año.

Entre todas las áreas, motivo de estudio, se mantie- ne permanentemente, un servicio de medición directa de los cam- bios y variaciones que van presentando los niveles de los man- tos acuíferos, como respuesta a las recargas que reciben y a - las extracciones que se realizan, principalmente al inicio y - al término de los ciclos agrícolas y de las extracciones conti- nuas que prevalecen en zonas de abastecimientos urbanos e in- dustriales.

A medida que se obtienen mayores datos, sobre la evo- lución de los acuíferos, se deben ir afinando, continuamente, - los cálculos de cuantificación para lograr un mayor y mejor co- nocimiento de los volúmenes explotables, y también sobre las - modificaciones que va sufriendo la calidad química de las aguas, - a efecto de emitir recomendaciones, y dictar normas de control oportunas, con miras a la conservación y equilibrio deseables- de la explotación. En este aspecto es indispensable el concu- rso y aplicación de la tecnología que sobre hidrología subterrá- nea se imparte en el presente curso de Educación Continua.

Los programas que la Institución encargada de los es- tudios de agua subterránea han venido desarrollando, han permiti- do identificar que, dentro del país, existen acuíferos de ti- po regional muy extensos que tienen características geológicas específicas determinantes de, origen, extensión, evolución y - comportamiento.

REGIONALIZACION DE ACUIFEROS.

Para la comprobación de dicha regionalización, se -- han tenido que planear y desarrollar nuevos enfoques en las in- vestigaciones, principalmente en lo que se refiere a la exten- sión, profundidad, espesor y basamento que tienen los almacena- mientos subterráneos. Con este nuevo modelo conceptual se de- fine en general que las fuentes de recarga son más amplias de- lo que antes se estimaba.

La regionalización identifica, sitúa y delimita, cua- tro principales tipos de cuencas geohidrológicas acuíferas, -- clasificándolas como sigue:

a) Acuíferos de aluviones recientes, de relativa poca extensión, espesor y magnitud en sus posibilidades productoras, distribuidos en algunos valles y cuencas del Altiplano Central y en planicies costeras.

b) Acuíferos de Cuencas Terciarias, identificados con ese nombre en atención a su edad y origen geológico, abarcando la mayoría de las amplias zonas de explotación presentes en el Territorio Nacional, desde Oaxaca hasta Chihuahua. Las constituyen formaciones sedimentarias lacustres, aluviales y rocas ígneas volcánicas productoras, que se explotan en las zonas del Bajío, San Luis Potosí, Aguascalientes, Zacatecas, Durango, Chihuahua y otras de la Mesa Central.

c) Acuíferos contenidos en las rocas cretácicas, sedimentarias, calcáreas, marinas formadoras de la Sierra Madre Oriental y sus penetraciones hacia el Altiplano en la porción norte central desértica del país y, sus extensiones, hacia la Mixteca desde Puebla y Oaxaca y hasta Chiapas y Tabasco. Constituyen un acuífero de potencial productor muy importante en valles y cuencas intermontaña situadas entre 1 500 y más de 2 000 metros sobre el nivel del mar.

La explotación de estos acuíferos son ya la fuente principal de abastecimiento de centros industriales como Monterrey, Saltillo y la Zona Carbonífera, pero también se están aprovechando para usos de riego y domésticos en varias cuencas desde el Mezquital en Hidalgo y hacia San Luis Potosí. Asimismo, en la Zona Manzanera de Arteaga y el inicio de su explotación en la zona desértica de Ocampo en Coahuila y Raíces, Navidad y Dr. Arroyo en Nuevo León. Hacia el sur ya hay pozos productores de alto caudal en este acuífero de la Mixteca de Oaxaca y en la planicie de Comitán en Chiapas.

d) Calizas Terciarias: Forman la loza calcárea de la Península de Yucatán, donde se tiene ejemplos de explotación, de importante potencialidad, en los valles agrícolas de Edzná en Campeche, el Plan Chak en Yucatán y los de Alvaro Obregón en Quintana Roo, siendo además la única fuente de abastecimiento de ciudades como Mérida, Campeche, Chetumal, Valladolid y otras, y de los desarrollos de importancia turística que se ubican en la Península e islas cercanas. La contaminación creciente de este acuífero es un problema al que se está dando especial atención y debe ser motivo de exploraciones, estudios y aplicaciones de técnicas de hidrología subterránea y geoquímica considerando las fuentes de contaminación principales como son: las de aguas negras y desechos industriales principalmen

te en centros urbanos y el avance de intrusión salina en las zonas costeras. Deben tomarse para estas últimas medidas de control mediante adopción de captaciones cuya instrucción y operación impida que las explotaciones provoquen o propicien descensos y abatimientos del nivel freático de las aguas dulces aprovechables a niveles inferiores al nivel del mar.

ZONAS ACUIFERAS NUEVAS.

Otra de las actividades que también se realizan es la de ir ejecutando reconocimientos y estudios geohidrológicos, en áreas donde aún no existen captaciones ni aprovechamientos de aguas subterráneas, atendiendo oficialmente un sin número de solicitudes y peticiones de grupos campesinos, principalmente ejidales, que solicitan se les informe, con dictámenes técnicos, sobre las probabilidades de que en sus terrenos puedan encontrarse, o no, características favorables para la extracción, factible y económica, de aguas subterráneas aprovechables en riego, usos domésticos o de abrevadero. Asimismo, se van delimitando, bajo peticiones específicas, o sin ellas, zonas donde es conveniente, ya sea para la regionalización y comprobación de extensión de acuíferos, o bien, por las manifestaciones favorables que se detecten, las posibilidades de existencia de mantos explotables que, en la mayoría de los casos, es necesario explorar directamente por medio de sondeos comprobatorios de avanzada, de pequeño diámetro, de los cuales por ejemplo, la S.A.R.H. ha ejecutado más de 800 desde 1973, o también cuando se determinan, con mayor seguridad, el mínimo de riesgos para pozos exploratorios perforados con equipos convencionales que en su mayoría se terminan como de explotación.

POZOS PARA EL DESARROLLO DE NUEVAS AREAS ACUIFERAS.

De este tipo de exploraciones la S.A.R.H. por ejemplo, ha hecho más de 2 000 de las cuales más de 1 500 han resultado positivas con un caudal total de 70 mil litros por segundo que permiten hacer en cada sitio ya comprobado, un mínimo de 4 pozos adicionales de explotación y desarrollo, por otras instituciones y organismos oficiales o particulares, previniéndose un aumento adicional de caudal del orden de 200 mil a 250 mil litros por segundo que, aprovechados en riego, como ejemplo, podrían servir a más de 200 mil hectáreas.

SERVICIO DE INFORMACION.

La información disponible para ejidatarios o pequeños propietarios, ubicados cerca de las zonas exploradas, con terrenos cultivables actualmente temporaleros, puede ser solicitada a las 30 Residencias de la Dirección de Geohidrología -

U
y de Zonas Áridas que se tienen en los Estados, dependientes -
de las respectivas Representaciones de la S.A.R.H.

BANCO NACIONAL DE INFORMACIÓN GEOHIDROLÓGICA.

Como información que se considera importante se les -
anuncia a los integrantes de este Curso, a partir de 1977, se -
ha puesto un decidido empeño en estructurar y organizar, con -
los elementos técnicos y administrativos necesarios, la crea-
ción del denominado Banco Nacional de Información Geohidrológi-
ca, dependiente de la Dirección de Geohidrología y de Zonas -
Áridas de la S.A.R.H.

Sus objetivos principales son los de realizar el in-
ventario nacional de los aprovechamientos de aguas subterrá-
neas existentes, en formas especiales de registro, con datos -
que se procesan electrónicamente en computadora. Incluyen ---
principalmente la recopilación de las características geohidro-
lógicas de las formaciones acuíferas, sus parámetros hidráulicos,
los niveles a que se encuentran, la calidad química de --
sus aguas, los usos y destinos que se dan a las mismas y, el -
aprovechamiento y operación de las captaciones que explotan es-
te recurso.

De cada aprovechamiento, o grupos de ellos, que se--
rán identificados con claves definitivas, coordenadas y eleva-
ciones, se podrán solicitar, con programas adecuados de compu-
tadora, cualesquier característica de interés sobre productivi-
dad, rendimiento, calidad de aguas, profundidad de sus niveles.
De los pozos que las explotan se conocen los diámetros y tipo-
mecánico de las instalaciones de extracción, etc., y, asimis-
mo, de cualesquiera de los 70 datos básicos que se registran -
en las tarjetas de computación, para los aprovechamientos que,
por medio de este Banco, se van inventariando en el país.

Se informa también que a la fecha, y después de 6 me-
ses de iniciación y procesamiento en el Banco, se tienen ya da-
tos completos, para más de diez mil pozos y aprovechamientos.
El inventario nacional será tarea de varios años, máxime si se
considera que tendrá que irse actualizando permanentemente.

CARTAS GEOHIDROLÓGICAS.

Es también muy pertinente hacer del conocimiento de-
los profesionistas y maestros que asisten a este curso que con

los datos del Banco y los que se tiene en la Dirección de Geohidrología y de Zonas Áridas de la S.A.R.H., se ha iniciado la elaboración y publicación, disponible, en dos meses más como servicio a cualquier interesado, de cartas geohidrológicas en las que aparecen todos los datos básicos y de interés sobre la profundidad y calidad de aguas, sus rendimientos, tipo de rocas productoras, y en general el comportamiento de los acuíferos en función de las recargas calculadas, la magnitud registrada de las extracciones, y la posible disponibilidad o déficit que se tiene para cada cuenca. Esos datos se presentarán en esos mapas en forma fácil de comprender.

ASESORIAS Y DIVULGACIONES ACADEMICA.

Otra de las funciones que, como organización de Servicio, imparte la S.A.R.H., a través de la Dirección de Geohidrología y de Zonas Áridas, es la atención de peticiones de asesoramiento técnico sobre fuentes de explotación de Aguas Subterráneas que se atienden continuamente para la Banca Oficial, Pider, Comisión Nacional Azucarera, Petróleos Mexicanos, Gobiernos de los Estados y otras más.

Como actividades relevantes en cooperación con la Sociedad Geohidrológica Mexicana las Universidades e Instituciones de Enseñanza Superior, de la Capital y la provincia, se están impartiendo cursos regulares y a nivel de Postgrado o, como el que hoy se inaugura, para la capacitación técnica de profesionales interesados en el estudio de las aguas subterráneas, con especial énfasis en los problemas de exploración y explotación que, se presentan en el país.





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

**EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS**

CONCEPTOS BASICOS RELATIVOS AL ESTUDIO DEL AGUA SUBTERRANEA

ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN

MARZO, 1981

1

CONCEPTOS BASICOS RELATIVOS
AL ESTUDIO DEL AGUA SUBTERRANEA

Por el Ing. Rubén Chávez Guillén.

I.- ACUA SUBTERRANEA: EL RECURSO DEL FUTURO.

Estimaciones comparativas han revelado que, a nivel mundial, el recurso hidráulico disponible en el subsuelo es mucho mayor que el disponible en la superficie. Según una de dichas estimaciones, más del 90% del agua dulce existente en la Tierra se encuentra bajo la superficie del terreno; otra de ellas indica que el volumen de agua almacenado en el subsuelo de nuestro planeta es unas 20 veces mayor que el de agua dulce superficial.

Independientemente de la dudosa precisión de las cifras anteriores, el hecho es que las fuentes de agua superficial ya están siendo aprovechadas en su mayoría, mientras las demandas de agua continúan aumentando progresivamente a causa de la explosión demográfica. Esto significa que en el futuro las demandas tendrán que ser satisfechas cada vez en mayor proporción con agua procedente de las fuentes subterráneas. Si a esto se agrega que gran parte del planeta está ocupado por zonas desérticas, donde el único recurso hidráulico disponible se encuentra en el subsuelo, queda fuera de toda duda la gran importancia de este recurso.

1.1.- AGUAS SUBTERRANEAS VS AGUAS SUPERFICIALES.

Pero además de su mayor abundancia, el agua subterránea presenta, por naturaleza, varias ventajas con respecto al agua superficial, como son:

- a).- Menores pérdidas por evaporación. Todos los recipientes de agua superficial pierden cantidades significativas de agua por evaporación. Por ejemplo, en una zona donde la lámina de evaporación anual es de unos 2 m/año, una masa de agua superficial perdería por este concepto un volumen del orden de 2 millones de m³ por Km² de extensión superficial. Este volumen sería equivalente al extraído por un pozo que operara continuamente durante todo el año con un caudal de unos 60 lps. En cambio, los recipientes subterráneos sólo pierden cantidades importantes de agua por evapotranspiración cuando los niveles freáticos se encuentran muy someros.

- b).- Menor exposición a la contaminación. Es bien sabido - que uno de los grandes problemas de la actualidad es - el de la contaminación: la gran mayoría de las co - rrientes y masas de agua superficial se están contami - nando rápidamente en mayor o menor grado. El agua sub - terránea, en cambio, está relativamente salvaguardada de este perjuicio, gracias a que los materiales granu - lares funcionan como un gran filtro que retiene los - contaminantes, especialmente los biológicos; y aunque existe la contaminación química provocada por un mal - manejo del recurso, la baja velocidad con que el agua circula en el subsuelo no propicia su rápida propaga - ción a grandes áreas como en la superficie.

- c).- Disponibilidad menos afectada por las variaciones cli - máticas. Uno de los problemas más serios que enfrenta el aprovechamiento de las aguas superficiales, es que su disponibilidad depende especialmente de las varia - ciones de la precipitación pluvial, al grado de que en uno o dos años secos consecutivos tal disponibilidad - puede ser prácticamente nula. Por el contrario, los - recipientes subterráneos resultan, en general, mucho - menos afectados por esto, gracias a que existe una re - serva almacenada, acumulada durante siglos, generalmen - te mucho mayor que la recarga anual, permitiendo una - explotación más flexible del recurso.

- d).- Distribución más amplia en el área. El agua superfi - cial es un recurso transitorio y su presencia es relati - vamente localizada. Su aprovechamiento en gran escala, por tanto, requiere de obras de almacenamiento y conduc - ción. En cambio, en el subsuelo el agua tiene una dis - tribución muy amplia, lo que permite su captación en el sitio donde va a ser utilizada, o en sus inmediaciones. El vaso de almacenamiento ya existe en el subsuelo, cong - truido por la naturaleza, y funciona al mismo tiempo co - mo un gran conducto.

- e).- No hay pérdida de la capacidad de almacenamiento. Todo vaso superficial pierde gradualmente su capacidad de al - macenamiento al ser azolvado por los sedimentos que - transportan las corrientes que lo alimentan, hasta que eventualmente puede quedar inutilizado. La capacidad - de almacenamiento de los vasos subterráneos no es afecta - da significativamente en la gran mayoría de los casos.

- f).- Temperatura del agua constante. El agua superficial, al estar expuesta a los cambios atmosféricos, varía conti - nuamente en su temperatura. En países fríos, donde el agua llega a congelarse durante los períodos invernales, esto constituye un serio problema. La temperatura del - agua subterránea, por el otro lado, es casi constante, de - bido a que el subsuelo funciona como un regulador térmico.

Por lo demás, el recurso subterráneo presenta también algunas desventajas. La primera y principal desventaja ya se mencionó: el agua subterránea no es visible, y esto dificulta seriamente su estudio, su cuantificación, su explotación racional y su manejo. Para ilustrar esto también es útil la comparación de los acuíferos con sus equivalentes superficiales. Imagínese que se desea construir una presa y necesitamos estudiar el área donde se pretende emplazar. Podemos apreciar por inspección visual la forma y dimensiones del probable vaso, fotografiarlo y realizar levantamientos topográficos detallados de él, para determinar con cierta precisión su capacidad de almacenamiento; también podemos medir directamente las alimentaciones mediante estaciones de aforo; conocer sus pérdidas por evaporación a través de observaciones en tanques; muestrear el agua para conocer su calidad mediante análisis...

Ahora imagínese que deseamos explotar el acuífero de un valle. Mediante reconocimientos de campo podemos tener una idea de la extensión del acuífero, de los materiales que lo forman y de los que lo limitan. Pero ¿cuál es la geometría del acuífero en el subsuelo? ¿A qué profundidad se encuentra el agua subterránea? ¿Qué alimentación recibe el acuífero y cuál es su volumen almacenado? ¿Cuál es la distribución de la calidad del agua? ¿Qué volumen de agua podemos extraer en forma permanente sin inducir efectos perjudiciales? Contestar estas interrogantes es más difícil porque sólo podemos "ver" al acuífero a través de los pozos.

Los estudios geohidrológicos, en cuya realización intervienen diversas Disciplinas en forma complementaria, tienen por objetivo el esclarecimiento de estas cuestiones.

II.- DISTRIBUCION DEL AGUA EN EL SUBSUELO.

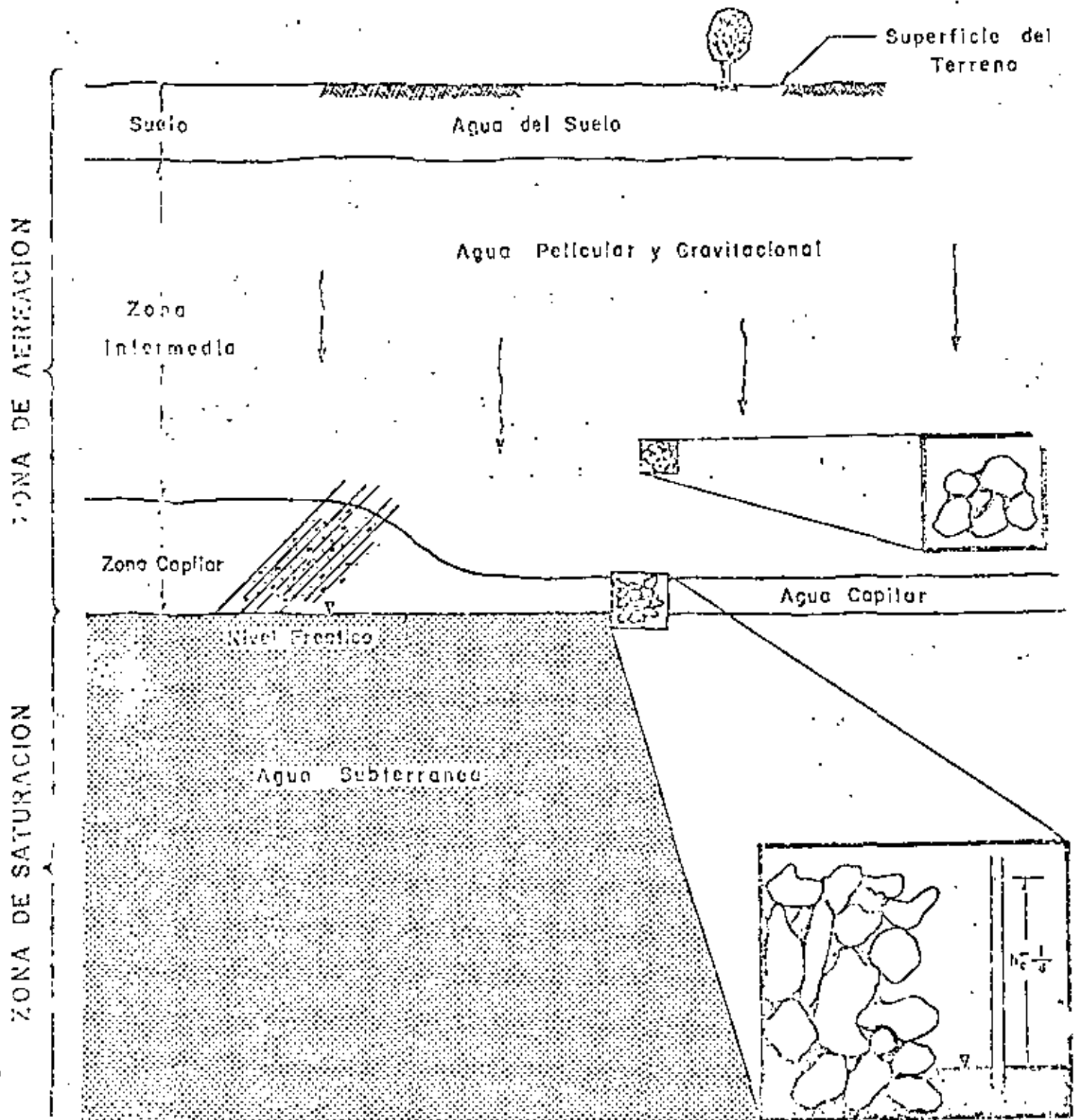
Es muy difundida la creencia de que en el subsuelo el agua se encuentra formando enormes lagos subterráneos o corrientes muy lozadas que fluyen a lo largo de conductos de gran tamaño. Sin embargo, aunque así se presenta en algunos acuíferos constituidos por rocas volcánicas o por rocas carbonatadas, en la gran mayoría de los casos el agua circula y se almacena en los poros que dejan entre sí las partículas de material; es decir, en un medio poroso.

Las características del medio poroso -tamaño, forma e interconexión de los poros-, pueden ser muy variables, y dependen de los procesos geológicos que lo originaron. Por lo tanto, el conocimiento del marco geológico es esencial para la comprensión del comportamiento del agua subterránea.

En el subsuelo el agua se encuentra distribuida en dos grandes zonas: la de aereación y la de saturación.

La zona de aereación, comprendida entre la superficie del terreno y el nivel freático, está parcialmente saturada y se subdivide en zona de agua del suelo, zona intermedia y zona capilar. En

DISTRIBUCION DEL AGUA EN EL SUBSUELO



La primera zona, constituida por suelo y otros materiales, el contenido de agua varía continuamente y está influenciado por lluvia, riego, drenaje y evapotranspiración. La zona capilar se encuentra inmediatamente arriba del nivel freático; su altura depende de la granulometría del material y de las fluctuaciones de dicho nivel: en materiales finos la altura capilar puede ser de varios metros, pero el agua asciende lentamente; en materiales gruesos la altura capilar es del orden de centímetros, aunque asciende rápidamente. Entre la zona de agua del suelo y la capilar, se encuentra la zona intermedia que contiene agua, llamada "pelicular", adherida a los granos y, temporalmente, agua "gravitacional" que fluye verticalmente hacia la zona saturada, durante los períodos de infiltración.

La zona de saturación tiene como límite superior al nivel freático o superficie freática, la cual es definida por el agua que se encuentra a la presión atmosférica. Todos los estratos situados abajo del nivel freático se encuentran totalmente saturados.

III.- CONCEPTOS BASICOS.

Los conceptos básicos más importantes, desde el punto de vista geohidrológico, son los siguientes:

3.1.- POROSIDAD (n).-

La porosidad de una roca es una medida del volumen de vacíos (V_v) que contiene, y se expresa como porcentaje del volumen total (V_t):

$$n = \frac{V_v}{V_t} (\%)$$

Puesto que en la zona de saturación los vacíos están totalmente saturados, la porosidad es una medida de la cantidad de agua que la roca contiene por unidad de volumen.

3.2.- RENDIMIENTO ESPECIFICO (S_y) Y RETENCION ESPECIFICA (r).-

Cuando un cierto volumen de roca totalmente saturada, se deja drenar bajo la acción de la gravedad, no toda el agua que contiene es liberada: una parte del agua es retenida en los poros por fuerzas de atracción molecular, adhesión y cohesión. La cantidad de agua retenida es directamente proporcional a la superficie de las partículas e inversamente proporcional al tamaño de los poros; así, por ejemplo, las arcillas retienen mayor cantidad de agua que las arenas.

Se define como Rendimiento Específico de una roca a la cantidad de agua que libera, por unidad de volumen, cuando el nivel freático experimenta un abatimiento unitario. La Retención Específica (r) mide la capacidad de la roca para retener el agua, y se define como el volumen de agua retenido en contra de la gravedad, por unidad de volumen de roca.

De acuerdo con las definiciones anteriores, se tiene la siguiente relación:

$$n = S_y + r$$

En la mayoría de las rocas, el agua no es liberada en forma instantánea, sino que existe un cierto retraso entre el descenso del nivel freático y el drenado total de los poros. En las formaciones granulares tal retraso es tanto mayor cuanto menor es el tamaño de los granos.

3.3.- CONTENIDO DE HUMEDAD (θ), DEFICIENCIA DE HUMEDAD (D_h) Y GRADO DE SATURACION (C_s).

El Contenido de Humedad de una roca es la cantidad de agua - que contiene por unidad de volumen, esto es:

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} (\%),$$

siendo V_w el volumen de agua, y V_t , el volumen total. Cuando la roca está totalmente saturada, el contenido de humedad es numéricamente igual a la porosidad.

La Deficiencia de Humedad se define como la diferencia entre la retención específica y el contenido de humedad, cuando éste es inferior a aquélla; por el contrario, si el contenido es igual o mayor que la retención, la deficiencia es igual a cero. Lo anterior puede expresarse:

$$D_h = r - \theta, \quad \theta < r$$

$$D_h = 0, \quad \theta \geq r$$

En otras palabras, la Deficiencia de Humedad es la cantidad de agua que requiere una roca por unidad de volumen para satisfacer su retención específica.

El Grado de Saturación de una roca es la relación entre la - cantidad de agua que contiene y su volumen de vacíos; se expresa - también como un porcentaje:

$$C_s = \frac{V_w}{V_v} (\%)$$

En la zona saturada todos los materiales tienen un C_s de 100%.

3.4.- CARGA HIDRAULICA Y GRADIENTE HIDRAULICO.-

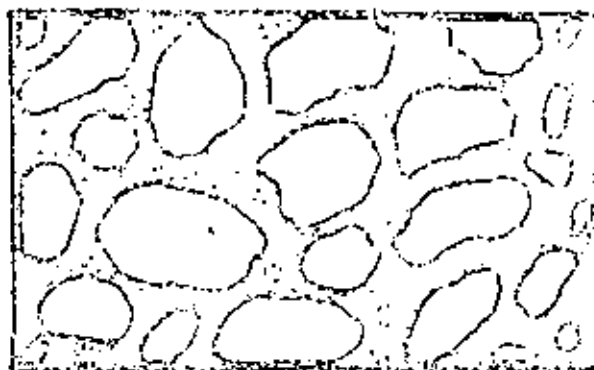
El teorema de Bernoulli establece que la energía total, expresada como una carga (h), en un punto dentro del seno de un líquido - en movimiento es:

$$h = z + p/\gamma + v^2/2g$$

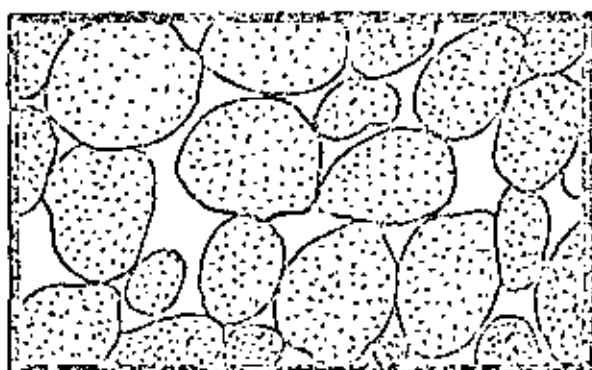
DISTINTOS TIPOS DE INTERSTICIOS Y RELACION ENTRE LA TEXTURA Y LA POROSIDAD DE LAS ROCAS



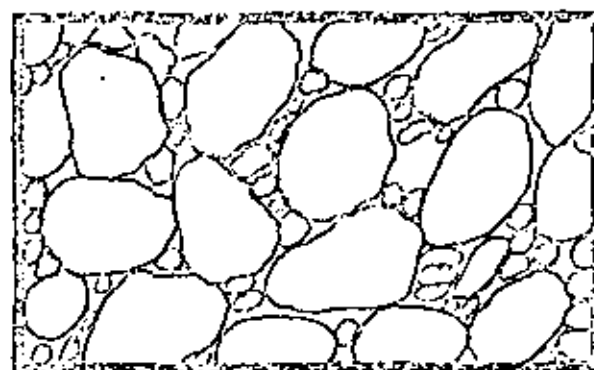
DEPOSITO SEDIMENTARIO DE GRANULOMETRIA HOMOGENA Y GRAN POROSIDAD



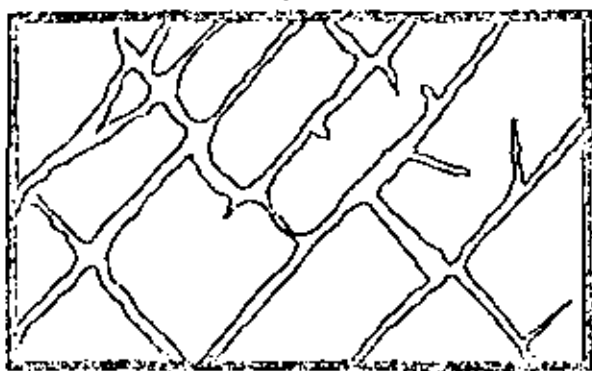
DEPOSITO SEDIMENTARIO DE GRANULOMETRIA HOMOGENA CUYA POROSIDAD HA DISMINUIDO POR CEMENTACION DE SUS INTERSTICIOS CON MATERIAS MINERALES.



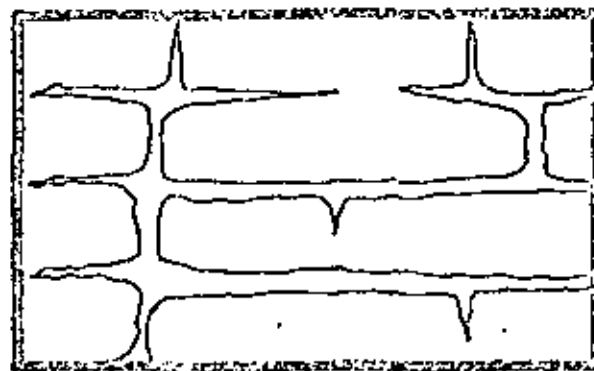
DEPOSITO SEDIMENTARIO DE GRANULOMETRIA HOMOGENA FORMADO POR ELEMENTOS QUE A SU VEZ SON POROSOS, POR TANTO POROSIDAD MUY ELEVADA



DEPOSITO SEDIMENTARIO DE GRANULOMETRIA HETEROGENEA Y ESCASA POROSIDAD



ROCA POROSA POR FRAGMENTACION

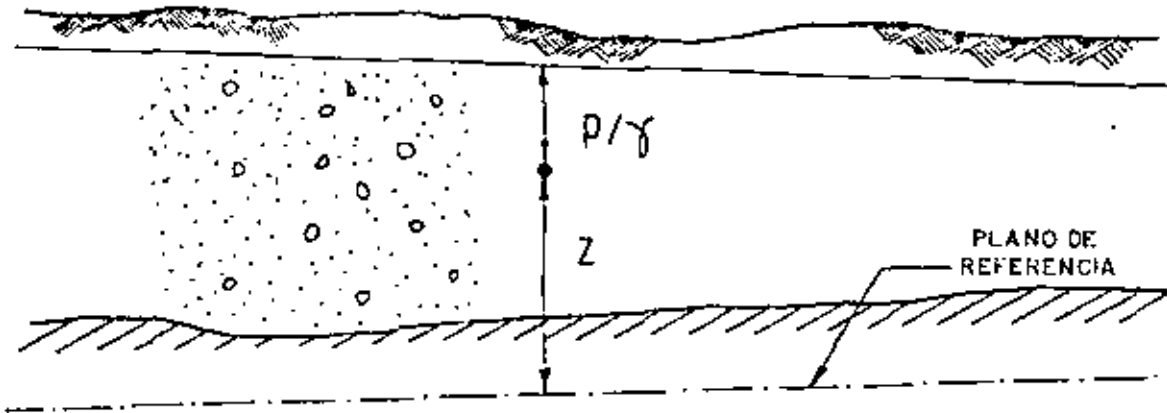


ROCA POROSA POR SOLUCION

o sea la suma de las cargas de posición (z), presión (p/γ) y velocidad ($v^2/2g$). Ahora bien, en un medio poroso, esta última es prácticamente despreciable respecto a las otras dos (una fracción de milímetro frente a varios metros), debido a que la velocidad de circulación del agua es muy pequeña. Por lo tanto, para fines prácticos, en la gran mayoría - de los problemas geohidrológicos la carga total o carga hidráulica se puede expresar:

$$h = z + p/\gamma$$

CARGA HIDRAULICA



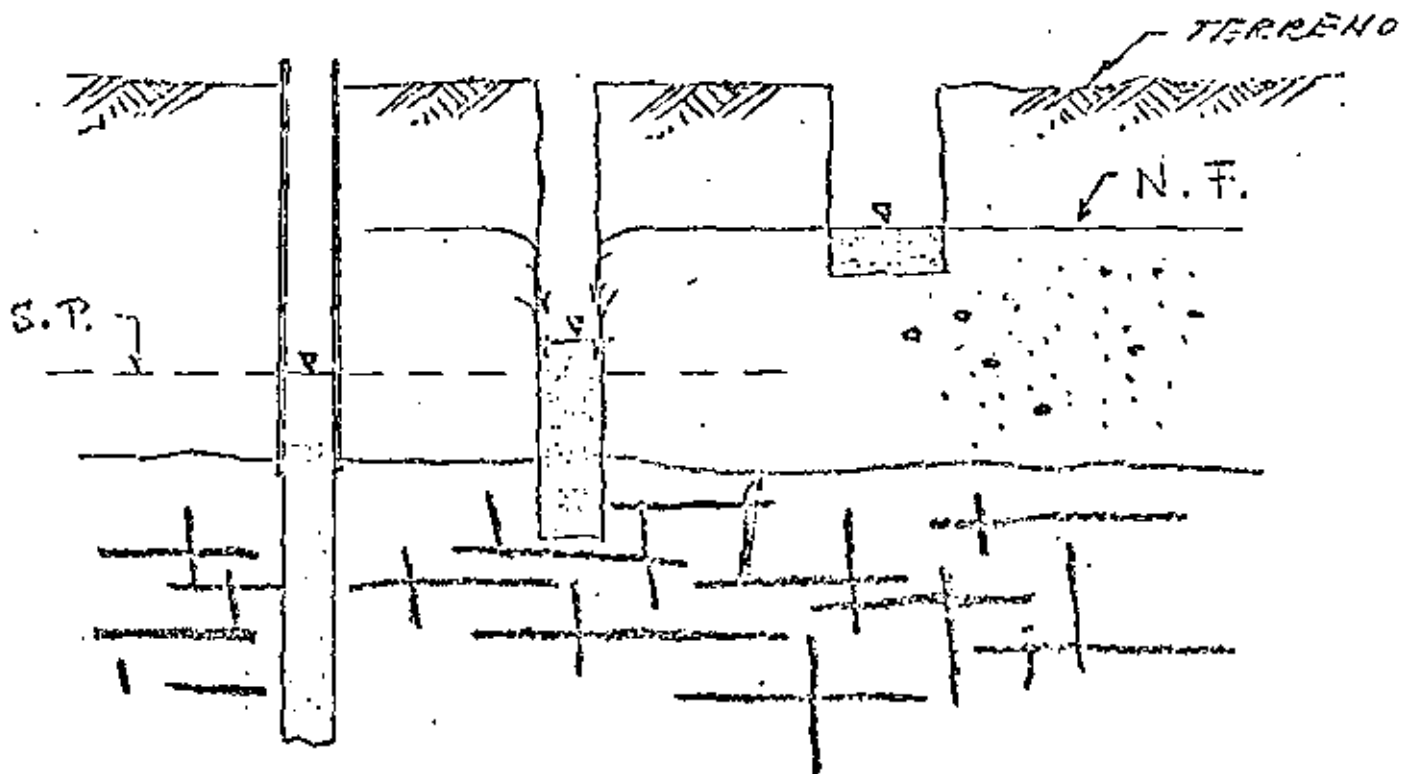
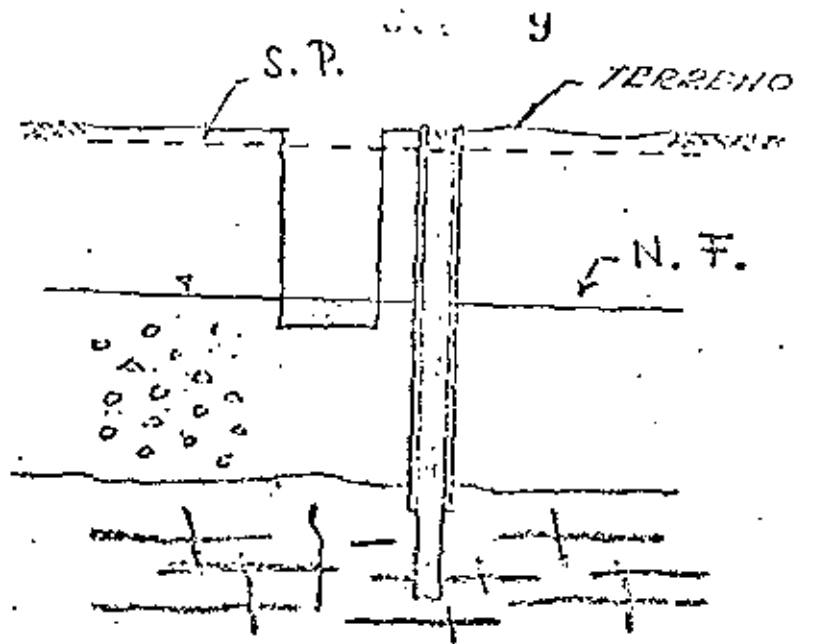
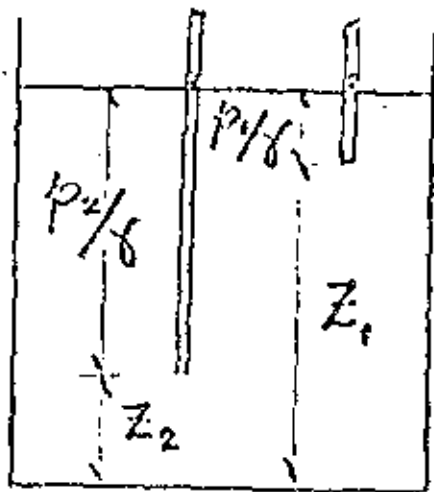
CARGA HIDRAULICA = CARGA DE POSICION + CARGA DE PRESION + CARGA DE VELOCIDAD (Despreciable)

$$h = z + p/\gamma + \frac{v^2}{2g}$$

Si en un punto de un acuífero se introduce la boca de un tubo desde la superficie, la presión del agua en ese punto hará que el agua ascienda dentro del tubo hasta una altura tal, que el peso de la columna de agua por unidad de área, equilibre la presión en el punto considerado. La altura del nivel del agua sobre éste es igual a la carga de presión.

La carga de posición es simplemente la altura del punto en cuestión sobre el plano o nivel de referencia.

El gradiente hidráulico (i) -también llamado pérdida de carga unitaria- definido como la pendiente de la superficie freática o piezométrica en el punto considerado, es un concepto de primordial importan



cia en el fenómeno del flujo subterráneo, ya que de su valor depende, en parte, la velocidad de circulación del agua. Es un parámetro adimensional.

3.5.- LA PERMEABILIDAD.-

Introducción.

La permeabilidad de un material es una de las características que mayor interés revisten para el ingeniero. Así, por ejemplo, en el campo de la Mecánica de Suelos la permeabilidad juega un papel muy importante en varios fenómenos, entre ellos el de la consolidación, y su conocimiento es indispensable para cuantificar el caudal de agua que circula a través del elemento permeable de una estructura o por debajo de ella. La característica en cuestión también interviene en forma preponderante en problemas agrológicos, tales como el diseño de sistemas de drenaje. En el campo de la Geohidrología la permeabilidad tiene importancia primordial: de ella depende fundamentalmente el rendimiento de las captaciones y la velocidad de circulación del agua subterránea; su conocimiento es esencial para cuantificar los caudales de flujo subterráneo y la velocidad de propagación de un contaminante en el subsuelo; así mismo, es uno de los datos básicos para simular el comportamiento de un acuífero. Y, probablemente, es en este campo donde su determinación plantea mayores dificultades.

La permeabilidad es la capacidad de una roca para permitir la circulación del agua a través de ella. Cuantitativamente su valor está dado por el Coeficiente de Permeabilidad, el cual se define como el caudal que circula a través de un área unitaria, transversal al flujo, bajo un gradiente hidráulico unitario. Esta propiedad depende de la forma, acomodo y distribución granulométrica de las partículas constituyentes, y del grado de compactación o cementación de las mismas, factores que controlan, a su vez, el tamaño e interconexión de los intersticios. El coeficiente de permeabilidad se expresa en unidades de velocidad; generalmente, en el sistema métrico, en m/seg o cm/seg.

En la tabla No. 1 se indican rangos representativos de porosidad, rendimiento específico y permeabilidad, para las rocas más comunes.

T A B L A N o . 1

R o c a	n(%)	S _y (%)	K (m/seg)
Arcilla	45 a 55	1 a 10	10 ⁻¹⁰ a 2x10 ⁻⁷
Arena	35 a 40	10 a 30	10 ⁻⁵ a 3x10 ⁻⁴
Grava	30 a 40	15 a 30	10 ⁻⁴ a 1.5x10 ⁻³
Grava y Arena	20 a 35	15 a 25	10 ⁻⁵ a 5x10 ⁻⁴
Arenisca	10 a 20	5 a 15	10 ⁻⁸ a 5x10 ⁻⁶
Caliza	1 a 10	0.5 a 5	muy variable

Es importante destacar que una elevada porosidad no implica -

necesariamente una elevada permeabilidad; por el contrario, en algunas rocas mientras mayor es la porosidad, menores son su permeabilidad y su rendimiento específico, como puede verse en la Tabla No. 1. De aquí se desprende una conclusión interesante: para que una roca sea favorable como acuífero, no basta que contenga un gran volumen de agua almacenada; es necesario, además, que permita su fácil circulación hacia las captaciones.

Determinación de la Permeabilidad.-

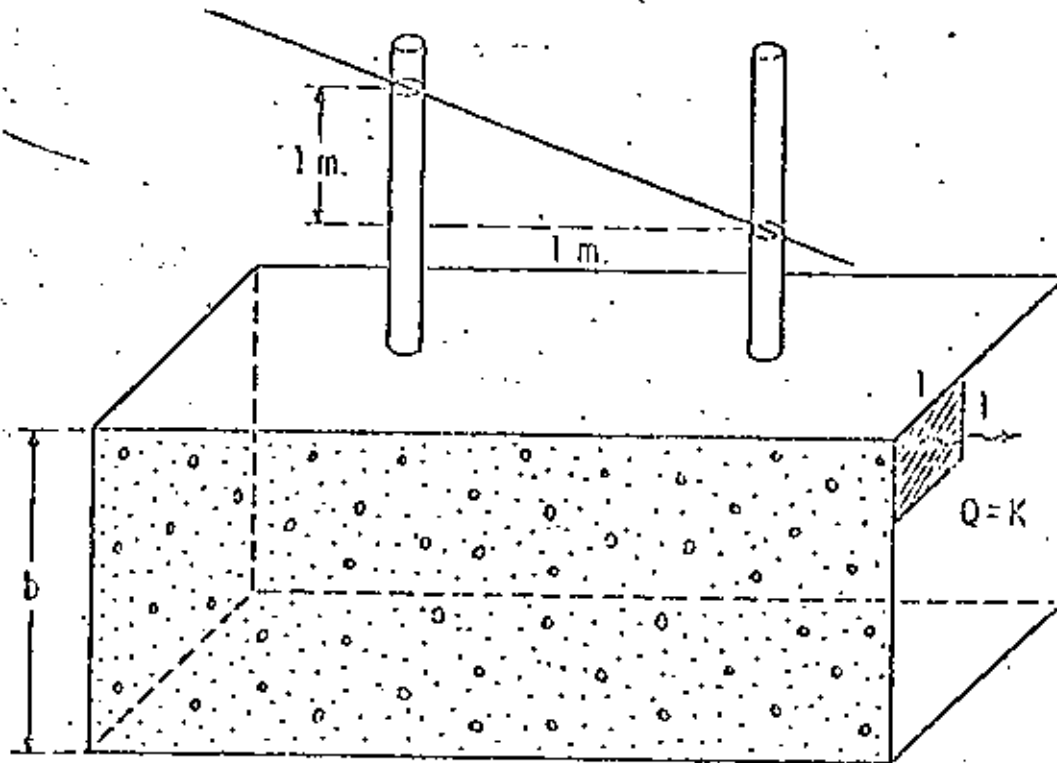
Existen varios procedimientos para determinar la permeabilidad de un material. Algunos de ellos consisten en la utilización de aparatos específicamente diseñados para tal fin, como los permeámetros; otros, en cambio, permiten determinar el valor del coeficiente en cuestión mediante pruebas que persiguen otro objetivo, tales como la prueba de consolidación y la prueba horizontal de capilaridad.

Todos estos procedimientos fueron desarrollados en el campo de la Mecánica de Suelos y proporcionan valores muy precisos de la permeabilidad. En la mayoría de los problemas tratados por esta Disciplina, el medio puede suponerse, para efectos prácticos, homogéneo con respecto a sus características hidráulicas, puesto que éstas muchas veces son controladas artificialmente; por consiguiente, el valor de la permeabilidad obtenido a partir del análisis de una o varias muestras puede considerarse representativo de todo el medio.

Sin embargo, en el campo de la Geohidrología las condiciones son totalmente diferentes: en el subsuelo todas las formaciones geológicas presentan una mayor o menor heterogeneidad, por lo que un valor prácticamente puntual de la permeabilidad, por preciso que sea, obtenido mediante los métodos antes señalados, resulta de muy poca utilidad; y esto independientemente de la gran dificultad que existe para reproducir en el laboratorio las condiciones que el material tenía in situ. Por esta razón, dentro de esta Especialidad se han desarrollado pruebas de campo tendientes a determinar más bien un valor medio de la permeabilidad correspondiente a un cierto volumen de material. Tal es el objetivo de las llamadas "Pruebas de Bombeo".

Ley de Darcy.-

En 1856 Henri Darcy estudió experimentalmente el fenómeno del flujo a través de filtros de arena. Como resultado de sus observaciones estableció la ley que lleva su nombre, la cual constituye una de las bases de la Teoría del Flujo en Medios Porosos. De acuerdo con esta ley, la velocidad con que circula un fluido a través de un material poroso es directamente proporcional a la pérdida de carga hidráulica e inversamente proporcional a la longitud recorrida, esto es, directamente proporcional al gradiente hidráulico.



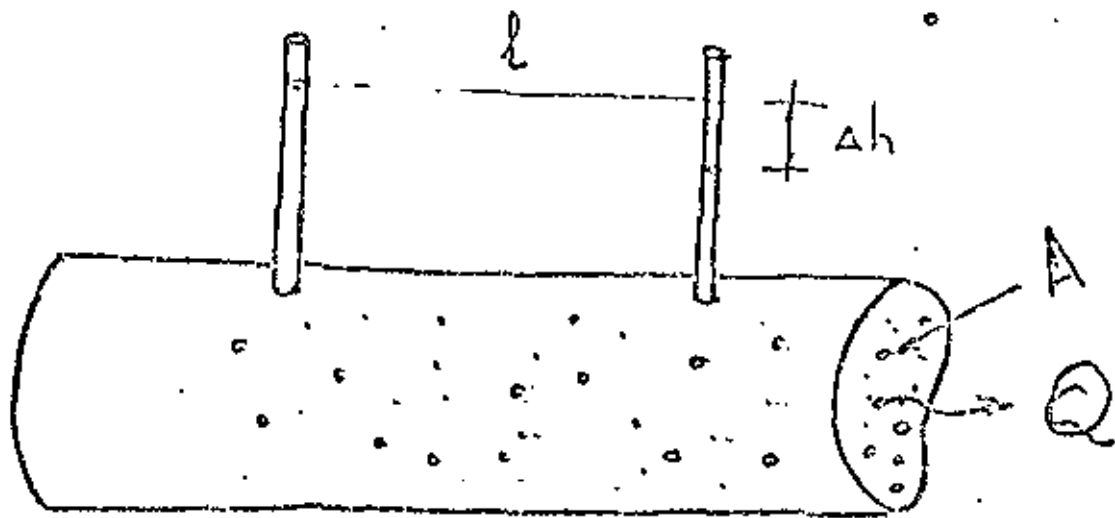
Matemáticamente, lo anterior puede expresarse:

$$v = K \cdot i$$

siendo: v , la velocidad aparente de flujo; i , el gradiente hidráulico, y K , el Coeficiente de Permeabilidad, también llamado Permeabilidad Efectiva y Conductividad Hidráulica.

De lo anterior resulta evidente que el coeficiente de permeabilidad tiene unidades de velocidad, ya que el gradiente es adimensional. Dicho coeficiente puede expresarse en diversas unidades consistentes; - en el sistema métrico decimal generalmente se expresa en cm/seg. En la tabla siguiente se presentan los rangos de valores de la permeabilidad correspondientes a los materiales granulares más comunes.

LEY DE DARCY



VELOCIDAD = PERMEABILIDAD × GRADIENTE

$$v = k \cdot \frac{\Delta h}{l} = k \cdot i$$

$$Q = v \cdot A = k \cdot i \cdot A$$

$$k = k_i \cdot \frac{\gamma}{\mu} = C d^2 \frac{\gamma}{\mu}$$

Permeabilidad
intrínseca

Medio
poroso

d - tamaño medio del poro

C - Factor de forma (distribución granulométrica, compactación, cementación...)

MaterialCoefficiente de Permeabilidad (cm/seg)

Arcilla	10^{-6}	-	10^{-9}
Arenas finas. Mezcla de arena, limo y arcilla.	10^{-3}	-	10^{-7}
Arena gruesa. Mezclas de grava y arena.	10^{-3}	-	1
Grava.	1	-	10^{-2}

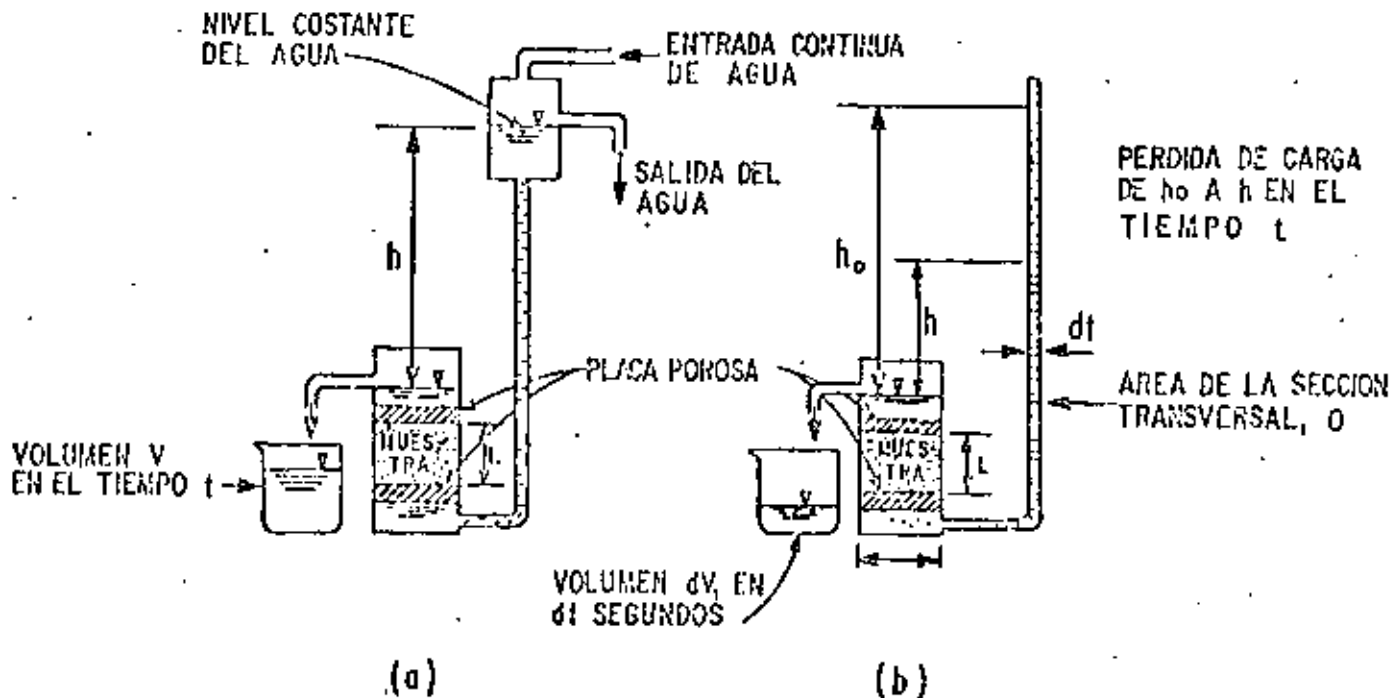


FIG. 7 PERMEAMETRO (a) CARGA CONSTANTE
(b) CARGA VARIABLE

Puesto que

$$Q = A \cdot v$$

se tiene

$$Q = A \cdot K \cdot i$$

de donde se desprende la siguiente definición de la característica de que se trata: la permeabilidad de un material poroso es la cantidad de fluido que pasa a través de una sección de área unitaria, transversal al flujo, bajo un gradiente hidráulico unitario.

Factores que Influyen en el Valor de la Permeabilidad.-

El valor del coeficiente K depende tanto de las características del medio como de algunas características del fluido. Se ha demostrado que para considerar separadamente la influencia de ambos factores, dicho coeficiente puede expresarse:

$$K = k_i \cdot \frac{\gamma}{\mu}$$

siendo: k_i , la permeabilidad intrínseca o específica dependiente exclusivamente de las características del material; γ y μ , el peso específico y la viscosidad dinámica del fluido, respectivamente.

A su vez, k_i puede expresarse en función de una longitud característica, llamada "Radio Hidráulico" del medio.

$$k_i = Cd^2$$

en que: d es el diámetro efectivo, y C, el llamado Factor de Forma, que toma en cuenta: forma y acomodo de los granos, estructura y estratificación, grado de compactación o cementación, presencia de agujeros o fisuras, etc.

Velocidad Aparente y Velocidad Real.-

En sus experimentos Henri Darcy hizo circular agua a través de un filtro de arena, aforó el caudal de flujo (Q), midió la sección transversal del filtro, calculó la velocidad de flujo como el cociente entre ambos términos ($=Q/A$) y midió la pérdida de carga entre varios piezómetros instalados en el filtro; después de repetir el experimento con varios caudales, correlacionó las velocidades resultantes con la pérdida de carga y la longitud de recorrido respectiva, derivando finalmente de todo ello la ley que lleva su nombre. Pero nótese que la velocidad dada por esta ley es una velocidad aparente, ya que en su cálculo se consideró la sección total del medio (sólidos y vacíos).

En realidad, como el agua circula únicamente a través de los es

pacios vacíos (poros, fisuras, fracturas...), el área de flujo es mucho menor que el área total de la sección y, por lo mismo, la velocidad de circulación es mucho mayor que la velocidad aparente.

El área de flujo (A_f) está dada por:

$$A_f = A \cdot n_e$$

siendo n_e la porosidad efectiva, la cual es menor que la porosidad total por tomar en cuenta la parte de los vacíos que es ocupada por agua pelicular adherida a la fase sólida. Por otra parte, la ecuación de continuidad establece que

$$Q = v \cdot A = v_f \cdot A_f$$

de donde

$$v_f = v \cdot \frac{A}{A_f}$$

en que v_f es la velocidad real de circulación del agua "Velocidad -- Real de Filtración".

Ahora bien, la porosidad efectiva es numéricamente equivalente al rendimiento específico, S_y , de la roca y la velocidad aparente está dada por la Ley de Darcy; por tanto, v_f también puede expresarse

$$v_f = \frac{K \cdot i}{S_y}$$

Puesto que S_y toma valores entre 0.05 y 0.3, resulta que puede ser de 3 a 20 veces la velocidad aparente.

El concepto de velocidad de filtración tiene primordial importancia en problemas de contaminación, pues representa la rapidez con que se propaga un contaminante en el subsuelo.

Rango de Validez de la Ley de Darcy.--

Por analogía con el flujo en tuberías se define un "Número de Reynolds", N_r , para el medio poroso, como sigue:

$$N_r = v \cdot d / \nu$$

en que: v es la velocidad aparente de flujo, dada por la Ley de Darcy; d , una longitud característica (diámetro medio o diámetro efectivo de los granos), y ν , la viscosidad cinemática del fluido.

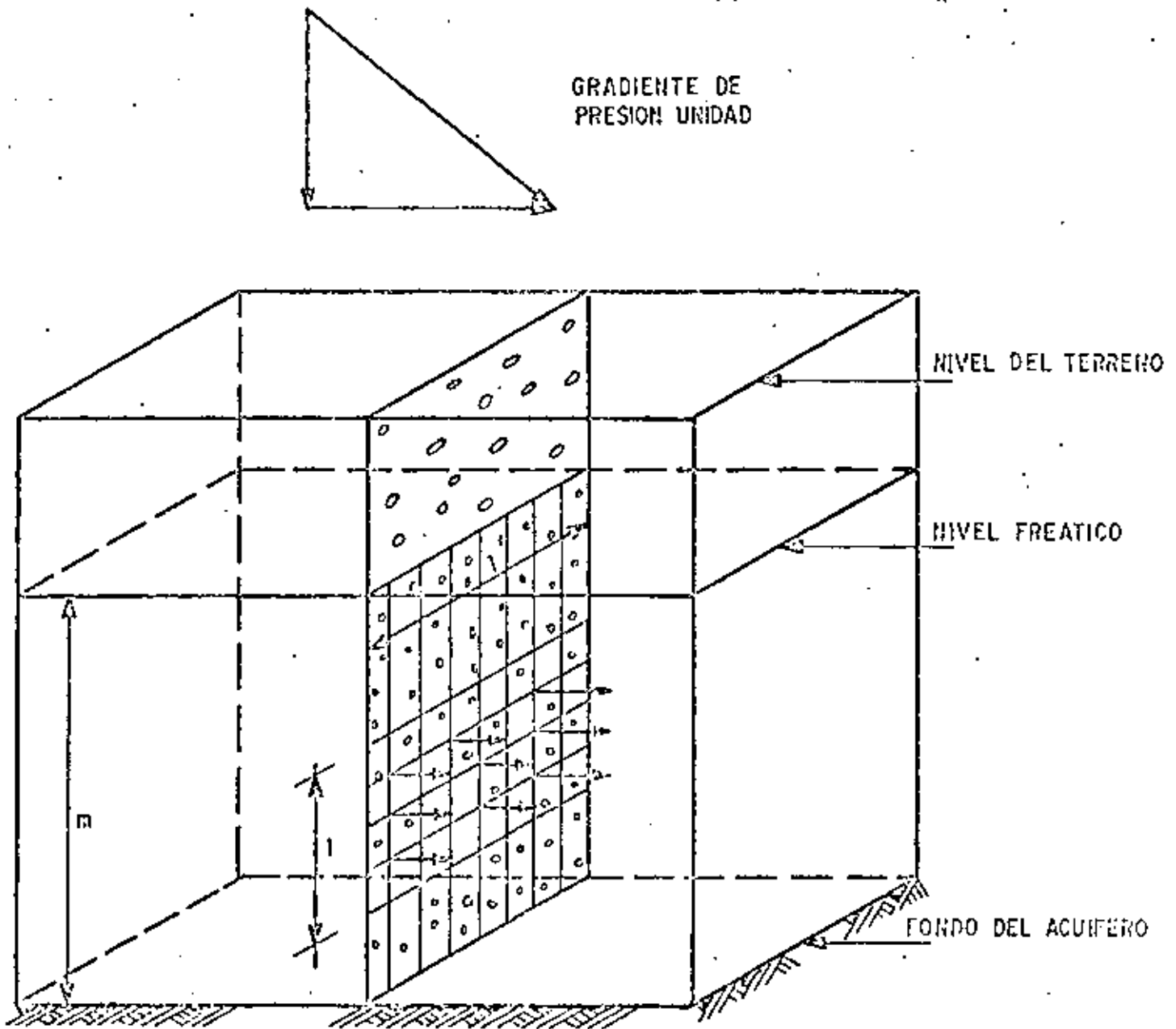
Tal número es un indicador del régimen de flujo. Mediante experimentos de laboratorio diversos investigadores han demostrado que cuando N_r toma valores menores de 1, el régimen es laminar; para valo-

res mayores de 10, es turbulento, y para valores entre 5 y 10 se presenta la transición entre ambos. Afortunadamente, en la gran mayoría de los casos el flujo a través de materiales granulares es laminar y, por tanto, la Ley de Darcy es aplicable.

3.6.- TRANSMISIVIDAD ($T=Kb$).

Un concepto relacionado con el de permeabilidad es el de Coeficiente de Transmisividad, el cual se define como el producto del coeficiente de permeabilidad y el espesor saturado del acuífero. Se expresa en m^2/seg o $m^2/día$.

ESQUEMA ILUSTRATIVO DE LAS DEFINICIONES DE PERMEABILIDAD Y TRANSMISIBILIDAD



3.7.- COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO ESPECIFICO (Ss) Y DE ALMACENAMIENTO (S).

En el subsuelo, un punto cualquiera está sometido a una presión total, p , cuyo valor es numéricamente igual al peso de la columna de material, de área unitaria, que gravita sobre el punto considerado; esto es:

$$p = \gamma_s \cdot Z$$

en que γ_s y Z son el peso específico del material y la profundidad a que se encuentra el punto con respecto a la superficie del terreno, respectivamente.

La presión total está soportada en parte por el esqueleto sólido de la roca, y en parte por el agua contenida en sus vacíos. A la presión, \bar{p} , que soporta el esqueleto se le denomina "presión efectiva" o "presión intergranular"; la presión a que está sometida el agua contenida en los vacíos recibe el nombre de "presión intersticial" o "presión de poro", y es numéricamente igual al peso de la columna de agua, de área unitaria, que gravita sobre el punto. Por tanto, la presión total puede expresarse, en términos de sus dos componentes, como sigue:

$$p = \bar{p} + \gamma h$$

siendo γ y h el peso específico del agua y la carga hidráulica sobre el punto, respectivamente.

Cuando la carga hidráulica desciende, la presión intersticial disminuye y, como consecuencia, las moléculas de agua se expanden; al mismo tiempo, puesto que la presión total es constante (a menos que se modifique artificialmente, por ejemplo, construyendo una estructura o efectuando una excavación), la presión efectiva aumenta en la misma proporción, lo que provoca la compactación del material. Como resultado de ambos procesos un cierto volumen de agua es liberado.

Se define como Coeficiente de Almacenamiento Específico, S_s , a la cantidad de agua liberada por unidad de volumen de material, cuando la carga hidráulica decrece una unidad. Se expresa en unidades de l/L (longitud).

Un concepto relacionado con el anterior es el Coeficiente de Almacenamiento, S , definido como la cantidad de agua liberada por una columna de área horizontal unitaria y altura igual al espesor saturado del acuífero, cuando la carga hidráulica decrece una unidad. Es un coeficiente adimensional.

De las definiciones anteriores se desprende que la relación entre ambos coeficientes es:

$$S = S_s \cdot b$$

en que b es el espesor del acuífero.

La compresibilidad del agua es muy reducida; por tanto, la cantidad de agua que puede liberar un acuífero confinado o semiconfinado depende fundamentalmente de la compresibilidad de su esqueleto sólido: mientras más compresible es el material mayor es la cantidad de agua que libera al compactarse. Así, por ejemplo, el coeficiente de almacenamiento de un estrato arcilloso es mucho mayor que el de una formación densa del mismo espesor.

Pese a que existen materiales muy compresibles el volumen de agua cedido por compactación es relativamente pequeño; por ello, el coeficiente de almacenamiento de acuíferos confinados o semiconfinados tiene valores muy reducidos: en el rango de 10^{-2} a 10^{-5} .

En cambio, en un acuífero libre, al volumen de agua liberado por compactación del acuífero y expansión del agua, se agrega el volumen liberado por el drenado del material (representado por el rendimiento específico). Como el primer volumen es muy pequeño en comparación con el segundo, se puede considerar que el coeficiente de almacenamiento de un acuífero libre es igual a su rendimiento específico.

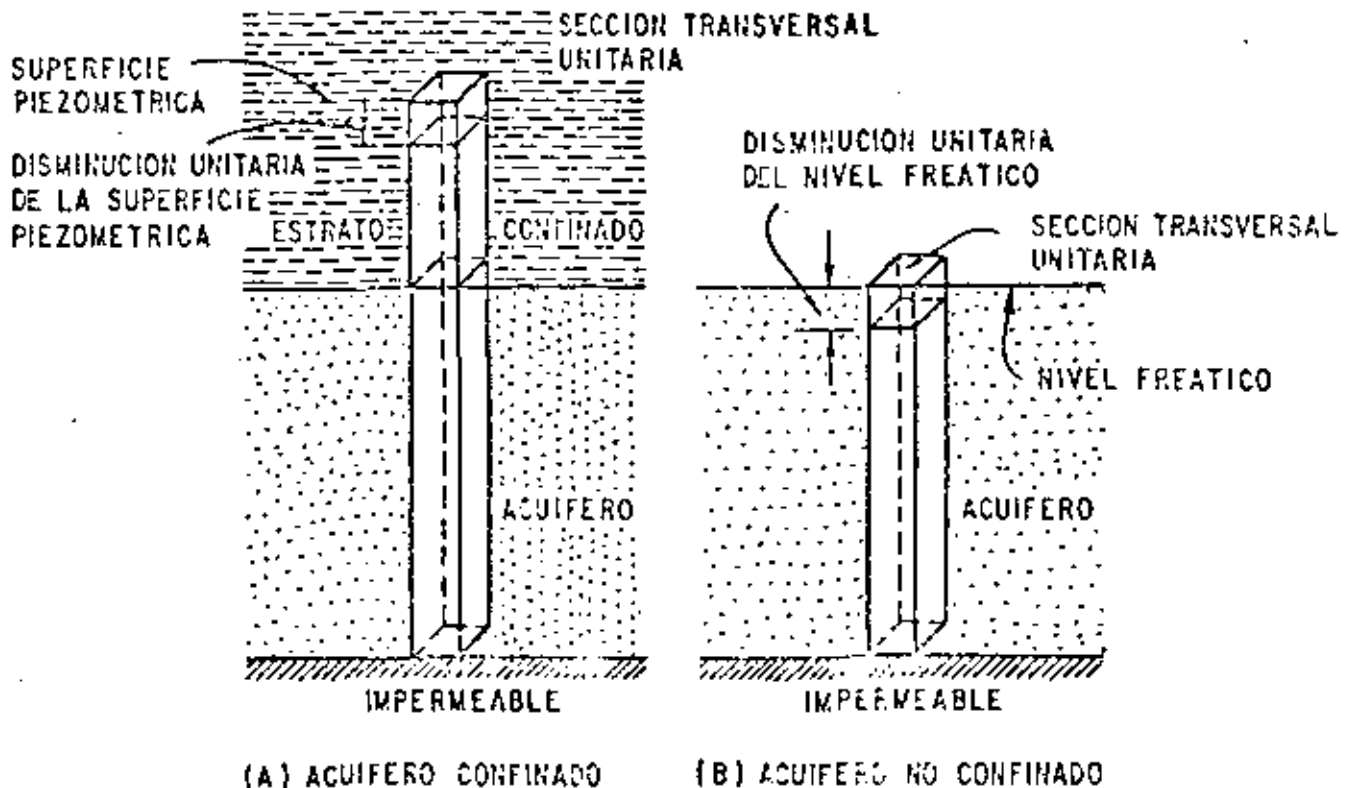


FIG. 5 DEFINICION DEL COEFICIENTE DE ALMACENAJE

IV.- ACUIFEROS.

Se llaman "acuíferos" a aquellos estratos que pueden proporcionar agua en una cantidad aprovechable. Desde luego, esta definición es muy relativa, pues depende de las condiciones existentes en cada zona: en una zona árida donde sea difícil la obtención de agua subterránea, una formación que proporcione unos cuantos litros por segundo puede considerarse un acuífero; mientras que en una zona con elevada disponibilidad de agua subterránea, esa misma formación podría considerarse como semi-impermeable. La figura No. 1 ilustra lo arriba descrito.

4.1.- TIPOS DE ACUIFEROS.

Desde el punto de vista hidráulico los acuíferos pueden clasificarse en tres tipos principales: confinados, semiconfinados y libres.

A un acuífero limitado superior e inferiormente por formaciones relativamente impermeables, que contiene agua a mayor presión que la atmosférica, se le da el nombre de "acuífero confinado".

Si un acuífero está limitado por formaciones menos permeables que él mismo, pero a través de las cuales puede recibir, o ceder, volúmenes significativos de agua, se le llama acuífero "semiconfinado".

En pozos que captan acuíferos confinados o semiconfinados, el nivel del agua asciende arriba del "techo" del acuífero. La superficie imaginaria definida por los niveles del agua de los pozos que penetran este tipo de acuíferos, recibe el nombre de "superficie piezométrica"; sus variaciones corresponden a cambios de la presión a que está sometida el agua en el acuífero, y puede encontrarse, en un punto dado, arriba o abajo del nivel freático. Cuando dicha superficie se encuentra arriba de la superficie del terreno, da lugar a pozos brotantes. Los acuíferos confinados y semiconfinados pueden transformarse en libres, cuando la superficie piezométrica desciende bajo el techo del acuífero.

Cuando un acuífero tiene como límite superior al nivel freático, se le da el nombre de acuífero "libre". Las variaciones de este nivel corresponden a variaciones en el espesor saturado del acuífero. En la figura No. 2 se ilustran esquemáticamente los diferentes tipos de acuífero. Haciendo una analogía con obras hidráulicas, puede decirse que el acuífero confinado funciona como una tubería a presión, y el acuífero libre, como un canal.

4.2.- COMPORTAMIENTO DE LOS ACUIFEROS.

Todo acuífero tiene mecanismos naturales de recarga y descarga, que pueden ser modificados mediante recarga y/o descarga artificiales.

La recarga natural del acuífero ocurre por la infiltración de agua de lluvia en formaciones permeables, aunque no toda el agua que

DIFERENTES TIPOS DE ACUIFEROS

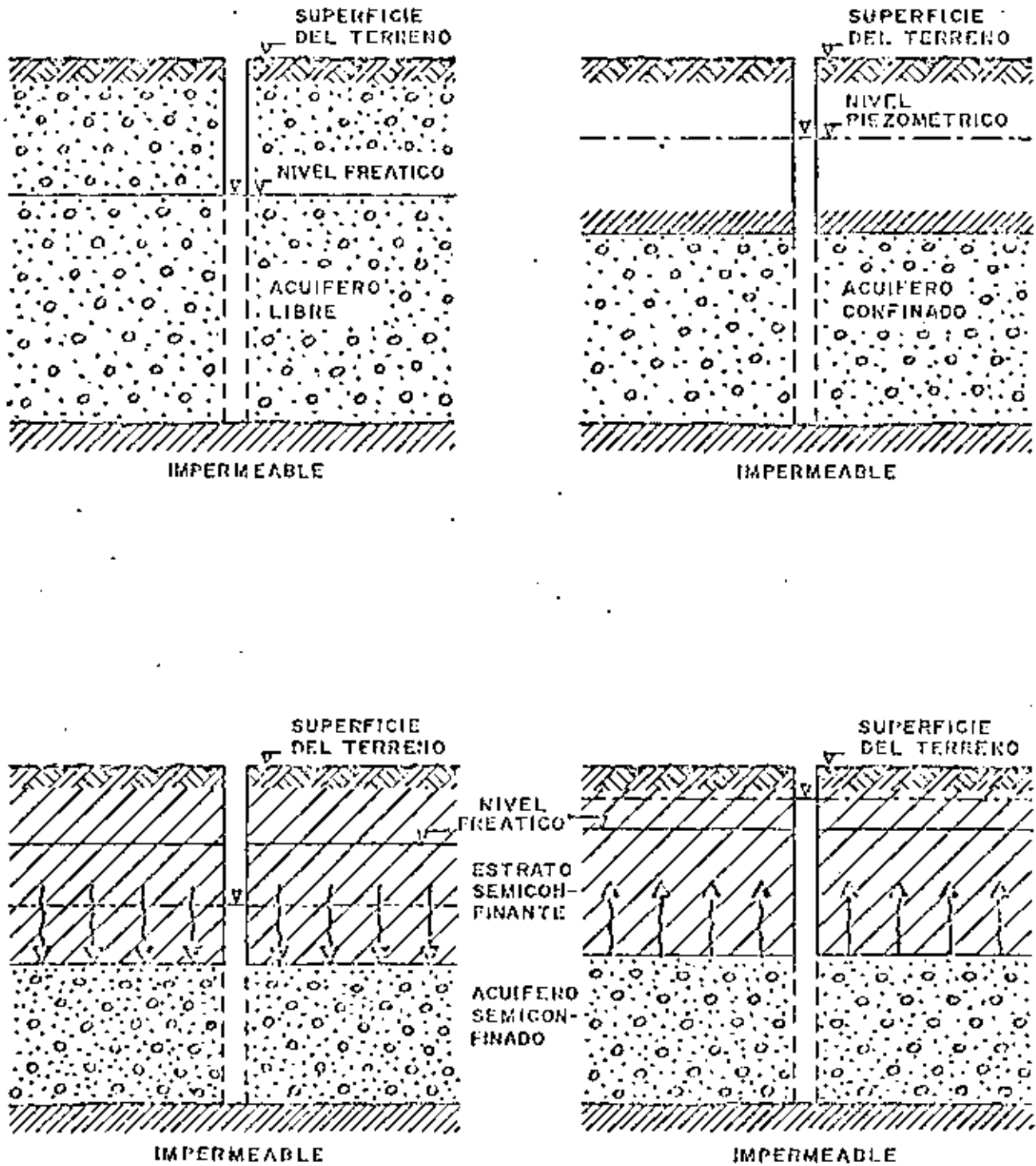


FIG. No. 2

se infiltra llega al acuífero, debido a que una parte de ella es retenida por las formaciones que se encuentran arriba del nivel freático. El acuífero puede ser recargado también artificialmente, mediante la infiltración de agua a través de obras construidas con ese fin.

La descarga natural tiene lugar a través de manantiales y cauces; por evapotranspiración en áreas con nivel freático somero, o subterráneamente al mar o a cualquier masa de agua superficial (laguna, lago, o vaso).

El agua se mueve en el acuífero, de las zonas de recarga a las de descarga, siguiendo las trayectorias de menor resistencia y a una velocidad que depende de la permeabilidad de las rocas y del gradiente hidráulico. La velocidad puede variar desde unos cuantos centímetros por año en materiales arcillosos, hasta varios cientos de metros por año en gravas; aunque en algunas rocas volcánicas y calizas, puede llegar a ser de varios kilómetros por año.

Los niveles freáticos y piezométricos oscilan continuamente respondiendo a la recarga y descarga del acuífero. Si el nivel del agua (freático o piezométrico) no está afectado por la operación de una captación, se le llama "Nivel Estático"; en caso contrario, se le llama "Nivel Dinámico".

El conocimiento de los mecanismos de recarga y descarga de un acuífero, es indispensable para cuantificar su potencialidad y planear su explotación racional, y requiere de la observación continua del comportamiento de los niveles del agua en pozos distribuidos en el área considerada.

13a

RECARGA DE LOS ACUÍFEROS

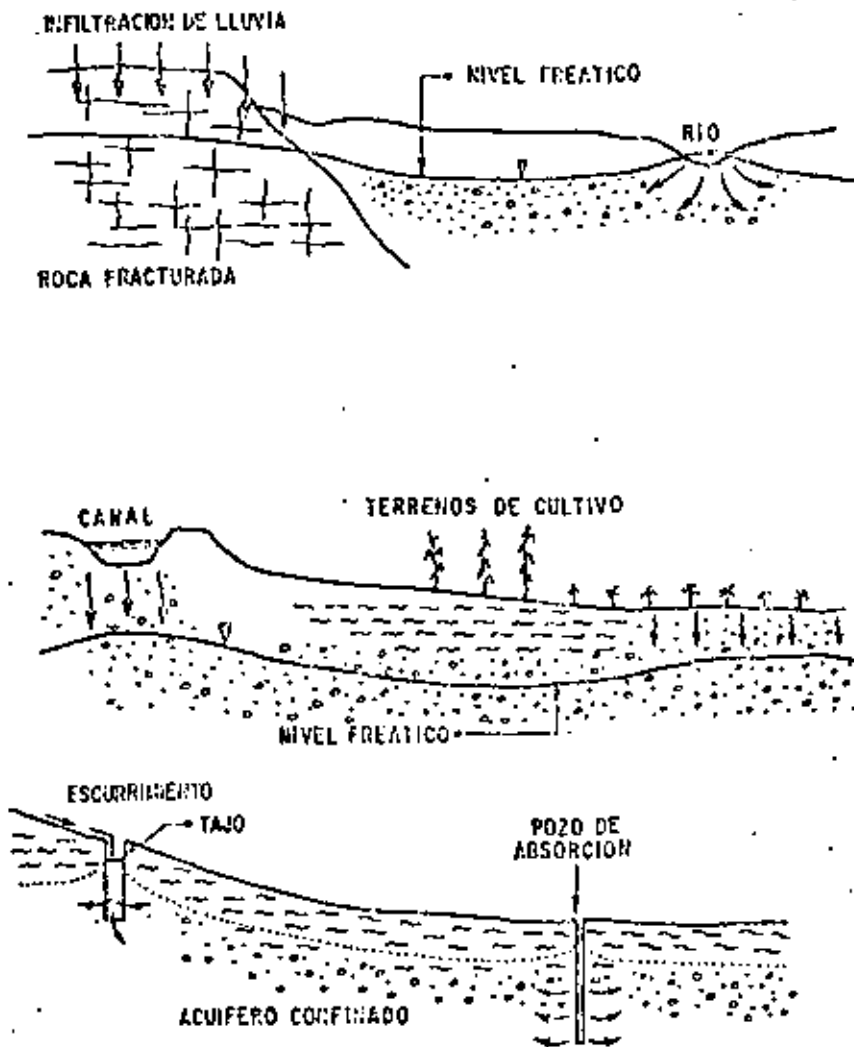
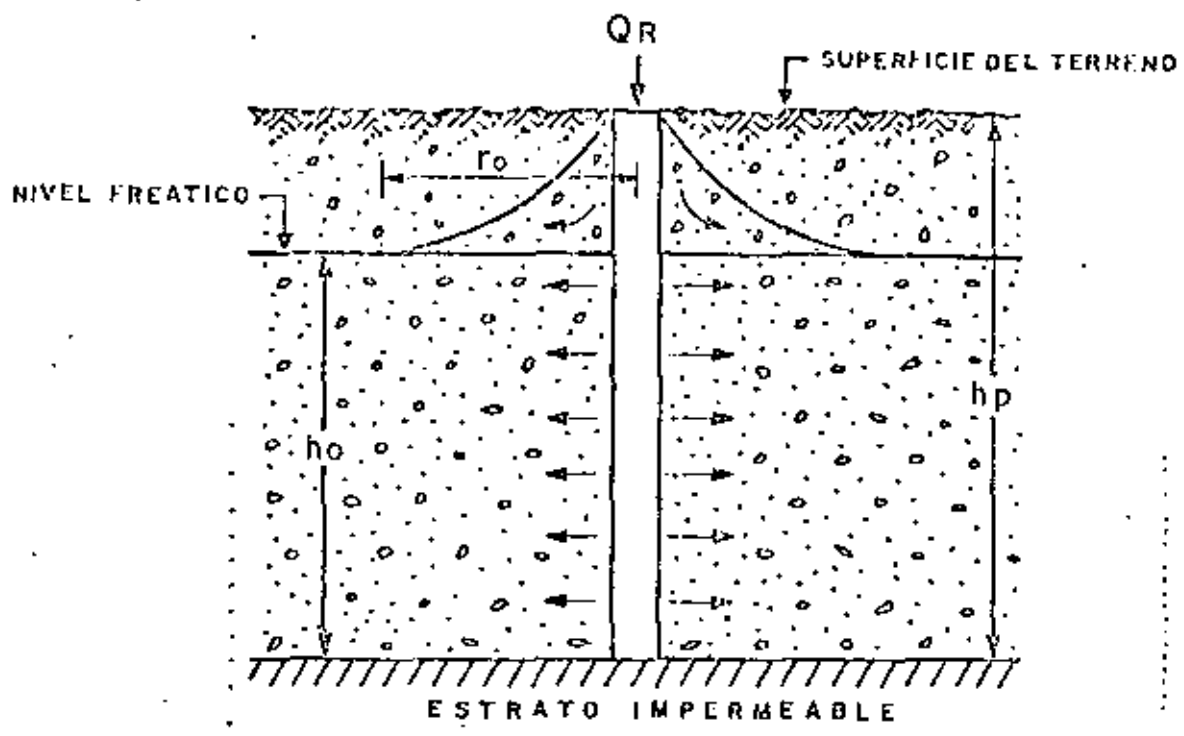
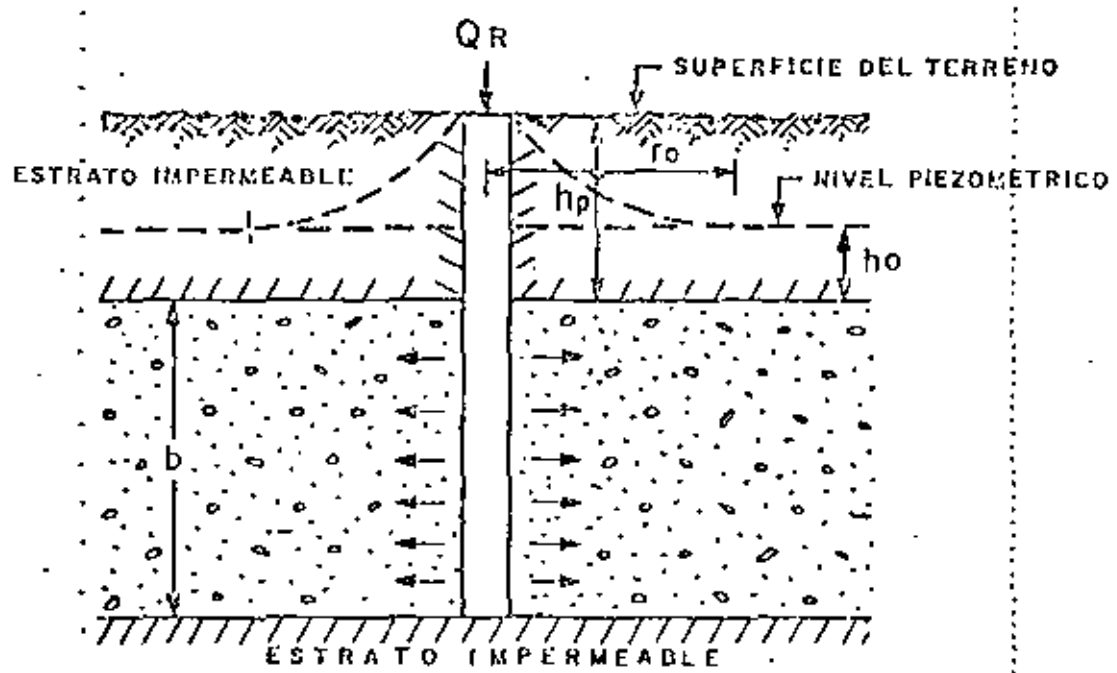


FIGURA No. 8

RECARGA ARTIFICIAL A TRAVES DE POZOS



a) CONDICIONES LIBRES



b) CONDICIONES CONFINADAS

FIG. No. 9

DESCARGA DE LOS ACUIFEROS

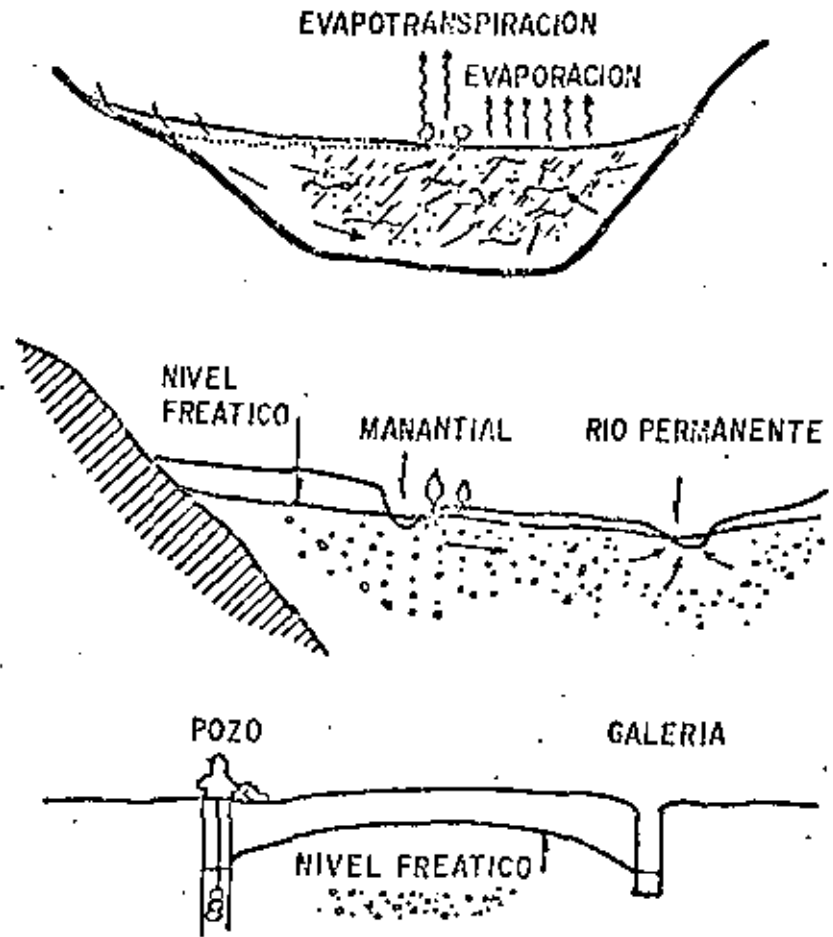


FIG. No. 10

R E F E R E N C I A S

GROUNDWATER RESOURCE EVALUATION

WALTON, ED. MC. GRAW-HILL

CAPTACION DE AGUAS SUBTERRANEAS

ALBERTO BENITEZ, ED. DOSSAT, S. A.

FLUJO EN MEDIOS POROSOS

RUBEN CHAVEZ GUILLEN, BOLETIN No. 1

DIVULGACION TECNICA, S. R. H.

HIDROGEOLOGIA

DAVIS AND WIEST

EDITORIAL ARIES



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

**EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO
DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS**

PROSPECCION HIDROLOGICA

ING. JORGE ANTONIO TRUJILLO CANDELARIA

MARZO, 1981



PROSPECCION GEOHIDROLOGICA

Por: Ing. Jorge Antonio Trujillo Candelaria.

I. - EL CICLO HIDROLOGICO.

El agua subterránea explotable es un recurso renovable que proviene de la lluvia.

Como es sabido, el agua de lluvia que se precipita sobre los continentes, tiene tres caminos por seguir: 1) evaporarse para formar las nubes 2) escurrir por la superficie del suelo formando arroyos y ríos que finalmente vierten sus aguas al mar; 3) infiltrarse en el subsuelo para formar acuíferos; (Fig. 1)

En esta etapa del Ciclo es donde nos interesa encontrar el agua.

II. - DEFINICIONES. -

Porosidad. - Poro significa intersticio, hueco. La porosidad de una roca es la relación del volumen de sus huecos con su volumen total (Fig. 2)

Permeabilidad. - La palabra permeable significa penetrable, un cuerpo es permeable si se deja atravesar por los fluidos o las radiaciones.

Para el caso que nos ocupa, la permeabilidad de las rocas es la propiedad de dejarse atravesar por el agua.

La permeabilidad de las rocas puede ser primaria cuando se forma al mismo tiempo que la roca, como los huecos que quedan en un depósito de grava al irse acumulando, o secundaria como en una roca compacta que por algún movimiento de la corteza terrestre se fractura y la adquiere.

III. - LAS ROCAS Y SU PERMEABILIDAD. -

Al iniciarse el estudio de un lugar determinado lo primero que se debe conocer es su litología, ya que cada tipo de roca tiene una permeabilidad característica: esta propiedad limita las áreas de interés, pues la búsqueda

da se enfoca a las zonas donde se encuentren rocas consideradas favorables.

Para dar una idea aproximada de esta selección desde el punto de vista litológico, se presenta la siguiente tabla en la que se muestran algunos de los tipos de rocas más comunes en nuestro País. (Tabla I).

En la tabla aparecen tipos de rocas con características diferentes, sin embargo, son solo cuatro de estas, las que ofrecen posibilidades de permeabilidad para constituir acuíferos importantes: gravas, arenas, basaltos y calizas.

Gravas y Arenas. - Las gravas y arenas son sedimentos no consolidados constituidos por fragmentos de rocas arredondados por efecto del arrastre de los ríos que las transportan en grandes cantidades, depositándolas en su propio cauce o en cuencas lacustres y marinas.

La permeabilidad de estos depósitos es mayor cuando tengan mayor uniformidad en el tamaño de los fragmentos. Si hay una gran diversidad de tamaños, los más pequeños rellenan los espacios entre los grandes disminuyendo en forma notable su permeabilidad. (Fig. 3)

Por su origen y medios de depósitos, las gravas están íntimamente relacionadas con las arenas y las arcillas, por lo que es común encontrarlas intercaladas en capas o mezcladas.

Los mayores afloramientos de gravas y arenas en el Altiplano Mexicano y en el Noroeste del País, son sedimentos de edad terciaria (Las Cuencas Lacustres Terciarias del Altiplano Mexicano, Jorge A. Trujillo C. 1975), y en ellos se localizan los principales acuíferos en explotación en el País. (Fig. 4)

Las principales diferencias entre sedimentos terciarios y aluviones recientes son:

1º Es común encontrar a los sedimentos terciarios intercalados o cubiertos por materiales volcánicos, riolíticos, andesíticos y basálticos.

2º Los sedimentos terciarios por lo común están afectados por tectonismo en mayor o menor grado.

3º Por medio de análisis micropaleontológico, ha sido posible datar la edad de los sedimentos terciarios gracias a que es frecuente que es-

tos contengan diatoméas fósiles.

4º El espesor de los sedimentos terciarios es en general, mayor que el de los aluviones recientes pues el País debido a su geomorfología, se encuentra actualmente en una etapa de erosión activa.

Algunas recomendaciones para dar localizaciones sobre gravas y arenas son:

1º Deben buscarse lugares donde las gravas y arenas estén bien seleccionadas por tamaños, procurando evitar las zonas donde el contenido de arcilla sea grande.

2º Deben evitarse dar localizaciones en parteaguas o en mesetas cortadas por barrancas profundas.

3º Si se pretende perforar sobre riolitas o andesitas con el fin de atravesarlas para encontrar subyacentes gravas y arenas terciarias debe primero determinarse aunque sea en forma aproximada el espesor de cubierta, ya sea por métodos geológicos o geofísicos, pues podría resultar demasiado potente y ser incosteable su perforación.

Basalto. - Es una roca ígnea, volcánica, básica; se presenta en forma de derrames lávicos, brechas, aglomerados, conos cineríticos y de tezontle. Su gran permeabilidad se debe a los espacios huecos entre coladas superpuestas, a la existencia de fracturas originadas por enfriamientos, a las grietas originadas por la resistencia a la deformación plástica de las corrientes de lava solidificada y a las zonas de tezontle.

La presencia de horizontes de depósitos lacustres y suelos arcillosos poco permeables es frecuente en las potentes series de derrames lávicos originado acuíferos colgados, generalmente de bajo potencial pero de gran importancia, debido a la escasez de otros tipos de acuíferos en esas zonas.

La porosidad y permeabilidad de las rocas volcánicas tiende a disminuir con el tiempo geológico, debido al sellamiento de los espacios huecos con los materiales arcillosos producto de la descomposición de las propias rocas.

Para dar localización sobre éste tipo de rocas donde la permeabilidad es generalmente grande, deben escogerse sitios bajos, respecto a la topografía regional, pues es común que el agua que se infiltra en ellos, se drene rápidamente.

Calizas. - Las calizas son rocas formadas principalmente por carbonato de calcio, originadas por procesos orgánicos y químicos en medios lacustres y marinos, las cuales han emergido a la superficie por medio de movimientos tectónicos.

Estas rocas tal como surgen a la superficie, por lo común presentan baja permeabilidad que puede ser primaria como la causada por la porosidad entre los fragmentos fósiles en las zonas arrecifales o en los planos de estratificación entre dos capas superpuestas o secundaria, como la que se presenta por fracturamiento y principalmente por la disolución de la roca por el agua de lluvia.

El agua de lluvia a su paso por la atmósfera se carga de ácido carbónico, el cual ataca fuertemente a las rocas calcáreas, disolviéndolas. Al caer sobre ellas, si encuentra alguna zona fracturada, así sea poco permeable inicia su infiltración y ataque ensanchando las grietas y produciendo conductos y cavernas, lo cual incrementa grandemente su permeabilidad.

Debido a la plasticidad de este tipo de rocas, es común que al verse afectados por movimientos tectónicos no se fallen y fracturen tan fácilmente sino que primero se pliegan, formando anticlinales y sinclinales.

Para dar localizaciones sobre este tipo de rocas, se deben localizar:

- a). - Zonas donde las calizas estén lo más pura que sea posible, o sea que su contenido de arcilla sea mínimo, pues mientras más contenga será menos soluble.
- b). - Las zonas donde se observan gran cantidad de cavernas y conductos de disolución son favorables.
- c). - Las zonas arrecifales, frecuentemente ofrecen buena permeabilidad.
- d). - Que no hayan capas de lutitas intercaladas en gran proporción.
- e). - El fracturamiento, por lo general es mayor en los lomos de los anticlinales y en los fondos de los sinclinales resultando sitios buenos para la perforación de pozos, sin embargo, los lomos anticlinales hay ocasiones en que son de difícil acceso y los sinclinales es frecuente que estén cubiertos por gruesos depósitos de formaciones impermeables, por lo que muchas de las perforaciones se dan en los flancos de estas estructuras.
- f). - Siendo la permeabilidad, entre estratos la más importante, es conveniente dar localizaciones de tal manera que corten el mayor número de estratos posible, siendo más favorables las zonas que han sido afectadas por tectonismo. Por lo que es recomendable situarlas en formaciones medianamente plegadas.

g). - Existen formaciones calcáreas que en un determinado lugar se presentan permeables y producen eficientemente y en distancia más o menos cortas se encuentran impermeables e improductivas. Uno de los principales motivos de éste comportamiento son los cambios laterales en su composición como por ejemplo, un aumento de su contenido en arcilla, lo que provoca una disminución en su solubilidad.

Otras Rocas. - Los demás tipos de rocas no deben desecharse totalmente, pues hay varios lugares donde algunas de ellas están produciendo en forma eficaz.

Sin embargo, deben considerarse con posibilidades, mucho menores pues su permeabilidad dependerá de zonas de fracturamiento, las cuales no siempre son fáciles de detectar a profundidad.

Hay ocasiones en que no se tiene otra alternativa y es necesario dar localizaciones para perforación sobre este tipo de rocas, en cuyo caso deben buscarse zonas afectadas por fallas y fracturas, tratando de cortarlas en forma y a la profundidad más conveniente. De ser posible se recomienda -- efectuar exploraciones directas con pozos de pequeño diámetro, con equipo de muestreo de núcleos.

IV. - MÉTODOS DE EXPLORACIÓN. -

Los métodos de exploración se dividen en directos e indirectos. Los métodos directos más comunes consisten en observaciones de campo y perforaciones; los indirectos en métodos geofísicos.

Métodos Directos. - En la Dirección de Geohidrología y de Zonas Áridas, los métodos directos de exploración más utilizados son:

Observaciones de campo. - En éstas se aplican, lo que se ha tratado de exponer en los párrafos anteriores. Para lo cual nos auxiliamos con planos geológicos, topográficos, climatológicos, fotografías aéreas y equipo de campo, esencialmente brújula, altímetro y martillo.

Perforaciones Exploratorias. - Consisten en perforaciones en diámetro de 3 a 4 1/2", con brocas de diamante o de roles, con o sin muestreo de núcleos. En estas perforaciones se obtienen los siguientes datos:

- a). - Columna litológica.
- b). - Nivel estático.
- c). - Calidad del agua.
- d). - Una idea sobre las posibilidades de producción de acuerdo con las pérdidas de fluidos de perforación, sifonco, extracciones con émbolo, - inyección de agua, etc.

Además se puede obtener el registro eléctrico del pozo.

Métodos indirectos. - La característica principal de estos métodos es que las mediciones de ciertos parámetros físicos (resistividad, elasticidad, etc.) se realizan desde la superficie del terreno, y en base a éstos es posible inferir ciertas condiciones del subsuelo. Dentro de esta clasificación se encuentran los métodos geofísicos, de los cuales, los mayormente utilizados en la prospección para el agua subterránea son:

- a). - Método Eléctrico de resistividad.
- b). - Método Sísmico de refracción.

Los cuales nos ayudarán entre otros, a definir la geometría del sistema acuífero y auxiliarnos en diversos problemas de tipo estructural.

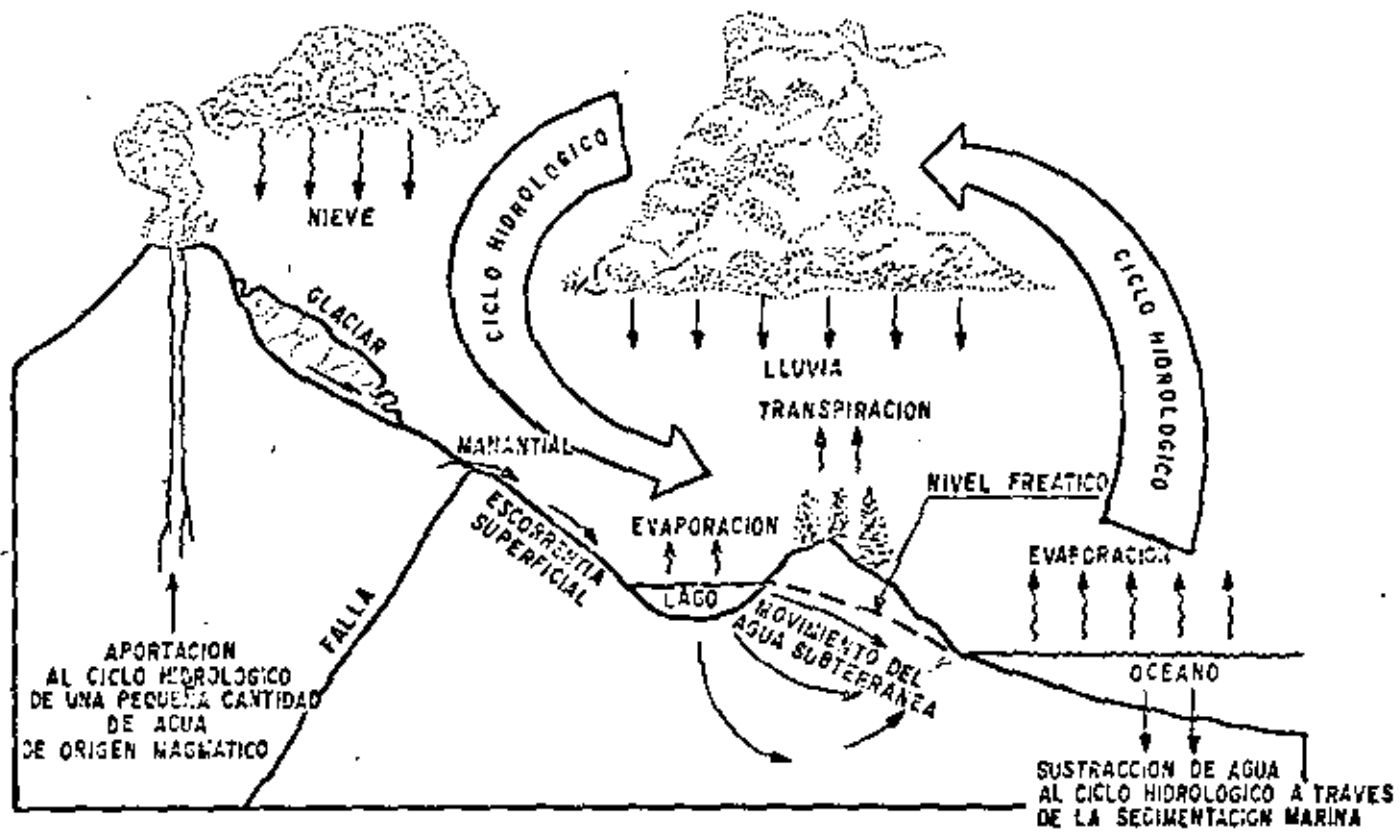
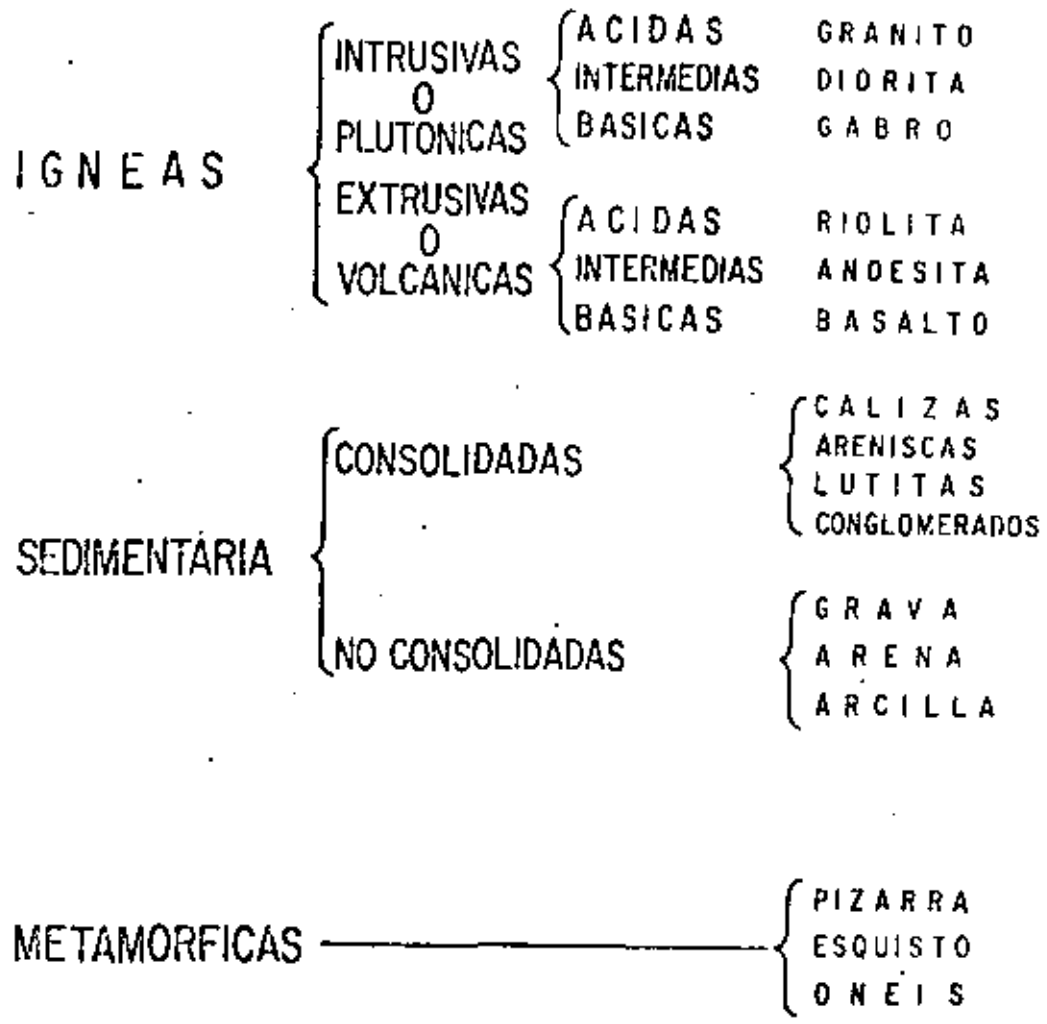
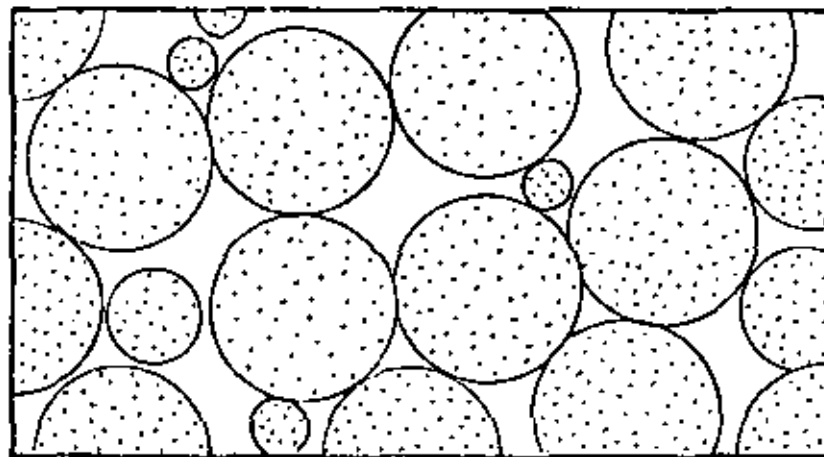


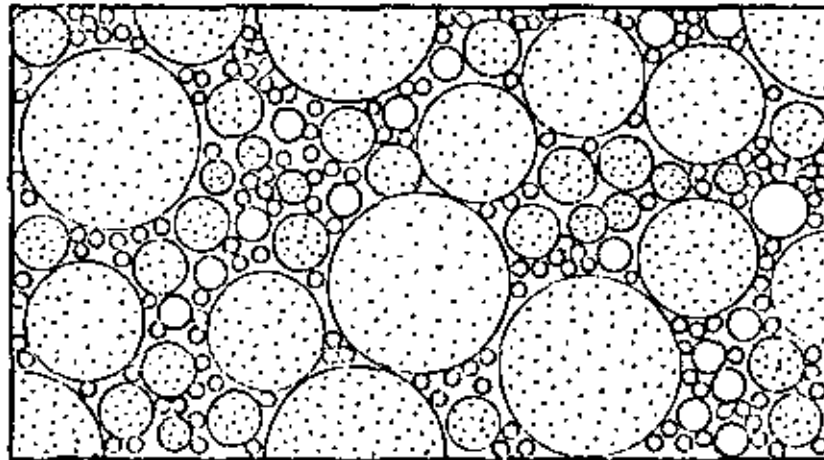
FIG. - 1



T A B L A 1



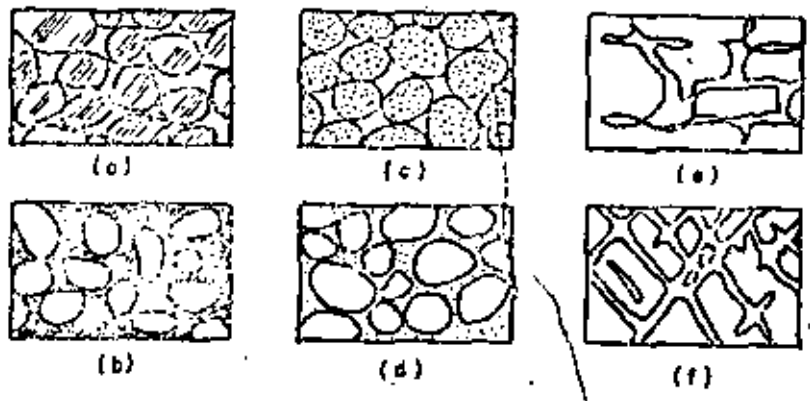
POROSIDAD 32%



POROSIDAD 17%

Variación de la porosidad debida al grado de homogeneidad del tamaño de los granos. Los números que figuran al pie de cada dibujo indican el porcentaje de porosidad de la muestra.

FIG. - 2



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 di solución. f) Rocas porosas por fracturación.

FIG. - 3

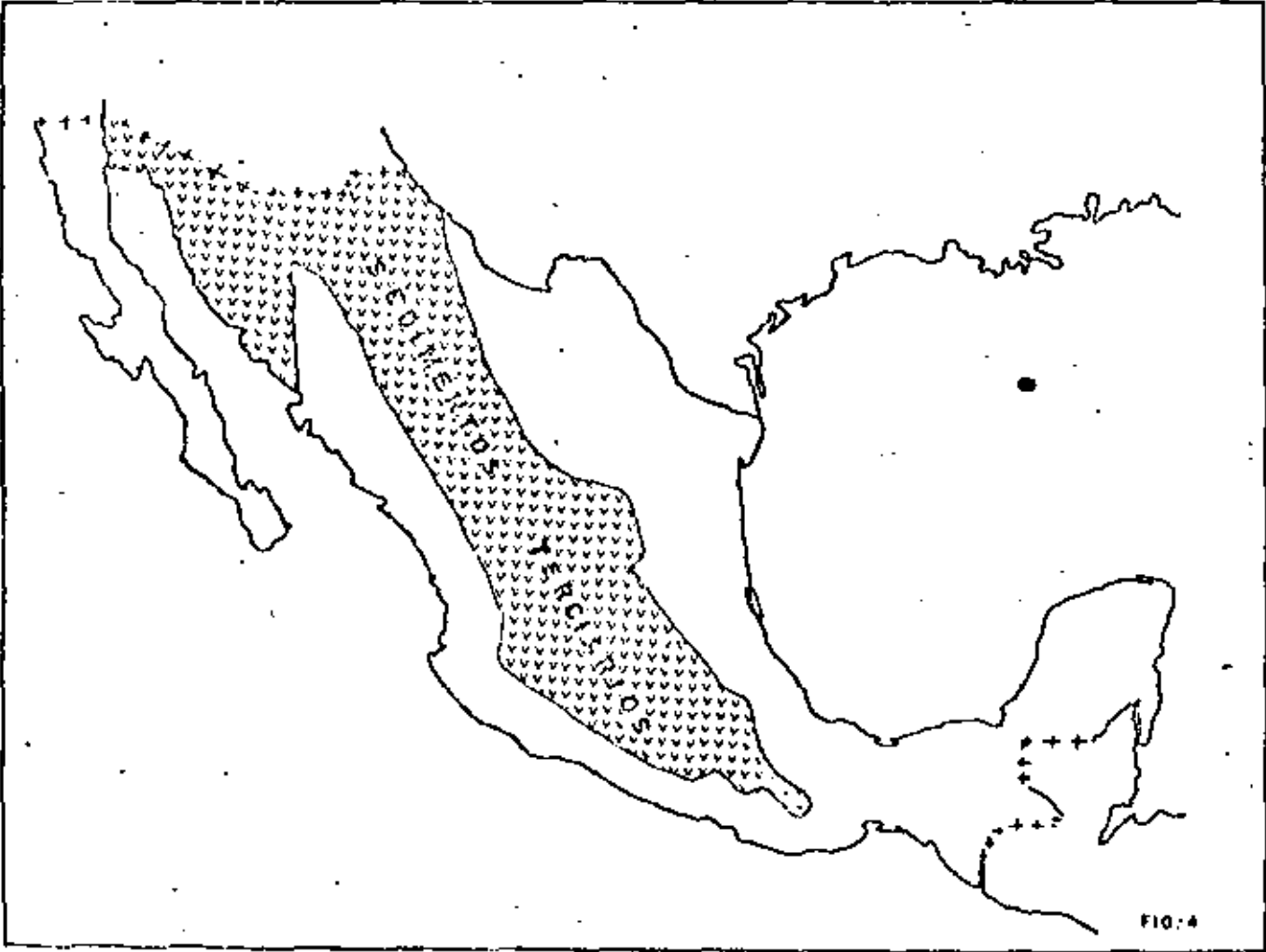


FIG. 4





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

**EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO
DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS**

H I D R O G E O L O G I A

Clasificación e Identificación de las Rocas

ING. ANSELMO ORDAZ AYALA

MARZO, 1981

CLASIFICACION E IDENTIFICACION DE LAS ROCAS

Por el Ing. Anselmo Ordaz

En esta guía se hará una descripción sencilla de las rocas observadas macroscópicamente, además se presentarán diagramas que se utilizan para la clasificación de las rocas, considerando su origen, textura y composición mineralógica.

La descripción y clasificación de las rocas se iniciará con las de origen magmático, después con las sedimentarias y posteriormente se tratarán las rocas metamórficas.

I.- ROCAS IGNEAS.

La determinación macroscópica de las rocas ígneas depende de dos propiedades fundamentales que son: la textura y la composición mineralógica; es por eso que la clasificación que aquí se utiliza está basada en la textura y contenido de cuarzo. En la tabla I aparecen tabulados los cuatro tipos principales de rocas; a saber: las ácidas, las intermedias, las máficas y las ultramáficas.

La textura de las rocas expresa las condiciones en las cuales tuvo lugar el enfriamiento del magma. Como es sabido, las rocas ígneas tienen dos modos de ocurrencia, ambiente de gran profundidad y somero, representando a las rocas intrusivas y a las rocas extrusivas, respectivamente.

Los minerales que se presentan en las rocas ígneas pueden clasificarse como ESENCIALES, ACCESORIOS y SECUNDARIOS. Los dos primeros son productos de la cristalización magmática y son, por tanto, también minerales primarios. Los minerales secundarios son aquellos formados por alteración siguiente a los introducidos por soluciones circulantes. Los minerales esenciales son aquellos que son necesarios para el diagnóstico y denominación de la roca, y cuya disminución o ausencia motivarían el cambio de una roca a otra. Por ejemplo: el cuarzo es esencial en el GRANITO, la sanidina en la TRAQUITA y la nefelina en la FONOLITA. El cuarzo se presenta en cantidad considerable en el GRANITO, en mucho menor cantidad en la TONALITA, y está casi ausente en la DIORITA. El feldespato alcalino domina entre los elementos minerales constitutivos de la SIENITA, pero puede pasar inadvertido en la DIORITA. A los demás minerales de una roca se les llama accesorios, si están presentes en cantidades suficientes para justificar incluirlos en la denominación de la roca, se les llama característicos; por ejemplo: en el granito de biotita-muscovita, el basalto de olivino, la andésita de hornblenda, la diorita de hornblenda y el gabbro de olivino. A los minerales que están presentes en cantidades pequeñas se les llama accesorios menores, de los cuales son ejemplos comunes la magnetita, la apatita, la ilmenita y el zircón. Ejemplos de minerales secundarios son las zeolitas en los rellenos amigdaloides de las volcánicas y los minerales arcillosos formados por alteración del feldespato alcalino en las rocas intrusivas. La presencia o

ausencia de los accesorios menores y la de los secundarios no son importantes para definir el tipo de roca.

Entre muchos de los minerales formadores de roca, el cuarzo se identifica fácilmente y puede estimarse con rapidez su cantidad relativa. Por esta razón, en la mayoría de las clasificaciones mineralógicas, el mineral cuarzo desempeña un papel importante. Cuando el porcentaje de cuarzo en volumen es de 10 por ciento, o mayor, puede observarse en un ejemplar de mano. En cambio, si la cantidad presente de cuarzo es menor de 10 por ciento, es difícil de reconocer y aún puede escapar de ser notado. En este caso, la respuesta es obvia en cuanto a cuál ha de ser la línea divisoria para el cuarzo. El porcentaje crítico es 10.

Si el porcentaje de cuarzo en volumen es menor de 10 por ciento, es una sienita más bien que granito. En algunos casos, cuando el contenido de cuarzo es menor de 10 por ciento, el cuarzo es un mineral característico, como sucede en el GABRO de cuarzo y con la monzonita de cuarzo.

Los feldspatos están presentes prácticamente en todas las rocas ígneas, con excepción de las ultramáficas, y en muchas de ellas son los minerales principales o esenciales. Además la composición y el hábito de los feldspatos presentes en una roca son muy significativos para sugerir el modo de ocurrencia y la etapa de evolución magmática. Es obvio que la composición del feldespato y la relación de feldespato alcalino a plagioclasa se consideran factores importantes en casi todas las clasificaciones mineralógicas de las rocas ígneas. En esta obra, el mineral ortoclasa de la tabla 1 abarca a todos los feldspatos alcalinos tales como la ortoclasa, la microclina, la perthita, la sanidina y la anortoclasa. Por conveniencia, se subdividió la plagioclasa en las variedades sodica y cálcica. El número de divisiones que deben hacerse sobre la base de la composición y la proporción del feldespato es un asunto de elección. Algunas autoridades se conforman con dos divisiones: rocas con más feldespato alcalino que la plagioclasa y rocas con menos. Pero otros prefieren tres divisiones, en las que los feldspatos alcalinos forman menos de una tercera parte, entre una tercera y dos terceras partes, y más de dos terceras partes del feldespato, respectivamente. Para el objeto de la determinación macroscópica fácil, se adopta el primer esquema; es decir; el de dos divisiones. Sin embargo, no se modifican en forma alguna las presentes sugerencias para la determinación de rocas aunque se adopte el esquema de tres divisiones de los feldspatos.

La trama de una roca refleja las condiciones en las cuales tuvo lugar la solidificación del magma. Las texturas características comúnmente exhibidas por las rocas volcánicas y plutónicas, son afaníticas las primeras y faneríticas las segundas; en la siguiente descripción se encuentran algunas de las tramas esenciales para distinguir las rocas extrusivas de las intrusivas.

GUIA PARA IDENTIFICACION MACROSCOPICA DE LAS ROCAS IGNEAS

Guía para identificación de las rocas. - Con la tabla determinativa (tabla 1) y el esquema de clasificación de las rocas bosquejado arriba, parece simple el método de identificación de las rocas. En la tabla, las rocas están ordenadas atendiendo a su modo de ocurrencia natural en el campo, es decir, considerando que las rocas intrusivas ocurren a profundidad, mientras que las extrusivas se forman a poca profundidad o sobre la superficie de la tierra. Por esta razón debe leerse la tabla de abajo hacia arriba. También esta tabla determinativa está dividida convencionalmente por la línea divisoria del cuarzo. Esta disposición permite al estudiante hacer su primera elección sobre la roca bajo investigación. Ahora bien, la primera cosa que hay que hacer es el tratar de identificar una roca es la determinación de su textura: si la textura de la roca es granular o fenerítica se encuentra en las rocas inferiores de la tabla, por el contrario, si la textura de la roca es microlítica o afanítica se encuentra en las rocas de la parte superior de la tabla. Habiéndose ubicado la roca en el grupo correspondiente, es decir, dentro de las ígneas intrusivas o extrusivas, se ha eliminado casi la mitad de la tabla, entonces el siguiente paso es la identificación del cuarzo y su cantidad relativa. Todas las rocas ácidas con 10 por ciento, o más, de cuarzo se encuentran al lado izquierdo de la línea divisoria del cuarzo. Todas las demás, con menos de 10 por ciento, o nada de cuarzo, se encuentran del lado derecho de la línea divisoria del cuarzo. El cuarzo se reconoce por su lustre grasoso vítreo, por su color blanco a gris ahumado, dureza de 7 y su carencia ordinaria de forma de cristal, ya que es el último mineral que cristaliza a partir de un magma fundido y por ser obligado a llenar las cavidades interespaciales que quedan entre los minerales ya formados. Toma muy poco tiempo determinar si la roca en cuestión debe situarse en el lado izquierdo o derecho de la línea divisoria del cuarzo.

Supóngase ahora, que la roca contiene más de 10 por ciento de cuarzo la roca se encuentra en el lado izquierdo de la línea divisoria. Si la textura de la roca es granular, se encuentra en las rocas inferiores de la tabla, pero del lado izquierdo de la línea divisoria. Si la cantidad de cuarzo es aproximadamente 10 por ciento, la roca puede ser cualquiera de las cuatro excepto el GRANITO; el factor decisivo está en la relación de ortoclasa a plagioclasa, como se indica claramente en la tabla. Si hay más plagioclasa que ortoclasa, la roca es GRANODIORITA. En la tonalita o diorita de cuarzo, la plagioclasa sobrepasa con mucho a la ortoclasa. Si la cantidad de cuarzo fuera considerable, por ejemplo, de 20 hasta 40 por ciento, no cabría duda de que la roca es GRANITO, cualquiera que fuere el color, siendo mayor la ortoclasa que la plagioclasa.

Si la roca es granular y está compuesta de feldespatos, dicha roca es intermedia o máfica y se encuentra en la parte inferior de la tabla, pero a la derecha de la línea divisoria, la roca puede ser SIENTITA, MONZONITA, GABRO, dependiendo del feldespato predominante.

Verifíquese con la tabla para decidir cual. Si la roca esta compuesta enteramente por minerales básicos, la roca es ultramáfica; la determinación de los minerales máficos prominentes debe permitir decidir de cual de las cinco rocas ultramáficas se trata. Debe mencionarse que algunas son un tanto brechadas y de grano fino, asemejandose a las rocas volcánicas. Esto se debe a que ciertas peridotitas son productos de explosión violenta y que sus minerales principales son susceptibles de serpentización.

La diabasa que se caracteriza por la textura diabásica es intermedia respecto a su ocurrencia en el campo, entre los derrames basálticos y el gabro intrusivo. Para asegurarse respecto a la identificación del feldespato, se recuerda al lector la mineralogía y los métodos de determinación del mismo.

Pero, una breve descripción dada aquí es alguna ayuda. En las rocas ígneas, los feldespatos tienden a formar cristales de forma más o menos perfecta, é invariablemente presentan una dureza cercana a la del cuarzo, por ejemplo $H = 6$, y cruceros bien desarrollados. La distinción entre la ortoclasa y la plagioclasa se logra mejor observando, con ayuda de una lente y a la luz brillante, la presencia de líneas paralelas diminutas (estriaciones y maclación) sobre ciertas caras de crucero en la plagioclasa, su ausencia en la ortoclasa. Además, la ortoclasa es de color carne o rojiza, y la plagioclasa en numerosas ocasiones es gris.

Si la textura es porfirítica con abundancia de fenocristales, por ejemplo, 50 por ciento, o más en una pasta granular, la roca es un pórfido. Si la cantidad de fenocristales fuera mucho menos impresionante, se usaría el término porfirítico como adjetivo calificativo, como por ejemplo, GRANITO PORFIRITICO, MONZONITA DE CUARZO PORFIRITICA, y así sucesivamente. Determinando los feldespatos pueden identificarse los pórfidos.

Al tratar ahora las rocas ígneas extrusivas, diremos que la presencia de vidrio, no solo asegura el origen ígneo de la roca, sino que también indica su caracter volcánico. Así la textura es de vítrea a afanítica (de grano fino) o pórfido-afanítica, la roca es volcánica. En general, las rocas volcánicas estan mal cristalizadas; se deben estudiar e identificar todos los fenocristales disponibles críticamente - para obtener alguna idea de la roca en cuestión. El número de fenocristales puede ser grande, o bien apenas unos cuantos, pero aunque así sea, la identificación de los fenocristales es de gran ayuda en la determinación de las rocas volcánicas. El nombre de roca pórfido, cuarzo-oso es una expresión general; es de valor cuando sólo están presentes fenocristales de cuarzo o cuando los fenocristales de feldespatos asociados son indeterminables. Al identificar las rocas volcánicas es mejor dar al ejemplar un nombre correcto más o menos generalizado que uno más específico que puede ser erróneo. Se puede nombrar a la roca por su color más bien que suponer la presencia de minerales. El térmi-

2. ANÁLISIS DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS

no general felsita es de valor para referirse a todas las rocas volcánicas de color claro. Entre los vidrios volcánicos, la obsidiana es el más común, variando su composición desde la riolítica hasta la dacítica. Su color oscuro y lustroso y su factura fácilmente concoidea son características de diagnóstico. La hematita pulverizada dispersada puede dar a la obsidiana un color rojo o café profundos. Las piedras pez son riolitas vítreas con lustre semejante al de la pez más bien que un lustre vítreo. La perlita es un vidrio con grietas concéntricas o perlíticas y lustre aperlado.

Si la roca bajo investigación presenta una textura microlítica o afanítica entonces se localizará en la parte superior de la tabla (1). Y si el contenido de cuarzo es mayor que el 10 por ciento entonces se investigará entre las rocas que se encuentran a la izquierda de la línea divisoria del cuarzo; (riolita, cuarzolita o dacita) por el contrario si el contenido de cuarzo no sobrepasa al 10 por ciento entonces la roca se buscará entre las que se encuentran hacia la derecha de dicha línea divisoria. (traquita, latita, andesita o basalto).

Si la roca es vítreo y de grano fino; los minerales de alta temperatura hacen su aparición. Con frecuencia son indistinguibles el BASALTO y LA ANDESITA. La diferencia principal radica en la composición de la plagioclasa, conteniendo la ANDESITA la variedad más sódica. La presencia de hornblenda y biotita indica por lo general ANDESITA, puesto que estos minerales se asocian más comúnmente con la plagioclasa sódica. También, el color de la ANDESITA es claro, mientras que el del BASALTO es oscuro. Todas las rocas volcánicas pueden ser porfiríticas, como la DACITA PORFIRITICA o PORFIDO DACITICO, o la RIOLITA PORFIRITICA o PORFIDO RIOLITICO, dependiendo de las cantidades de fenocristales.

Cuando se ha reconocido una roca, el mineral característico prominente debe incluirse en el nombre de la misma, tal como GRANITO DE MUSCOVITA, DIORITA DE HORNBIENDA, ANDESITA DE HORNBIENDA, BASALTO DE OLIVINO y BASALTO DE LEUCITA. Con esto, la determinación macroscópica de la roca es completa.

Por lo anterior, es claro que el cuarzo y los feldespatos juntos con las texturas de las rocas, son dos factores que ayudan a situar la roca bajo investigación en alguno de los compartimientos de la tabla. El procedimiento completo toma muy poco tiempo. Debe ponerse énfasis en que cada paso hay que tomarlo con actitud crítica. Por razones de práctica, el alumno debe estudiar primero las rocas volcánicas de grano fino. En la tabla solo se han incluido las rocas más comunes, pero durante el aprendizaje de los principios básicos de identificación de las rocas el estudiante puede aplicar un término arbitrario a las demás.

CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS IGNEAS

TABLA N° 1

006. 6

CARACTERÍSTICA TEXTURA

Característica	Textura	Toba	Lapilli	Brecha	Volcánica	Aglomerado			
consolidaciones fragmentarias y pestas expelidas	poelástica vítreo	vidrio rico en sílice: obsidiana, perlita, reténita, piedras pomez y per				vidrio pobre en sílice: taquilita y palagonita			
corrientes superficiales o diques de poca profundidad	granítica y porfídica	rialita	cuarzolita	dacita	trapita	latita	andesita	basalto	
diques o cuerpos de poca profundidad somera	porfídica y panidionmorfica	aplitas o pegmatitas			lamprocidos		diabasa o dolerita		
diques profundos o intrusivos grandes	granítica o granular	granito	granodiorita	tonalita	sienita	monzonita	diorita	gabro	denita harzburgita wholerita píroxenita hornblendita
componentes mineralógicos de las rocas		cuarzo, ortoclasa mayor que oligoclasa, biotita, hornblenda	cuarzo, oligoclasa mayor que ortoclasa, biotita, hornblenda	cuarzo, oligoclasa, hornblenda, biotita.	ortoclasa, hornblenda, biotita.	oligoclasa, andesita, hornblenda, biotita.	andesita, hornblenda, augita.	labradorita, bytownita, augita, olivino.	olivino, augita, hornblenda.
		rocas ácidas o felsicas			rocas intermedias		rocas maficas	rocas ultramaficas	

II.- ROCAS SEDIMENTARIAS

II.1. Clasificación

Cualquier consideración de las rocas sedimentarias abarca su clasificación. Como sucede con la mayoría de las rocas, tal tarea es delicada a causa de la variación que se observa de una forma de sedimentos a otra y de la mezcla de materiales de distinta composición, origen y deposición por agentes diferentes. Sin embargo, es imprescindible tener alguna clasificación, aunque no sea por otra razón que la de la propia conveniencia.

Las propiedades de las rocas sedimentarias proporciona una base para su clasificación atendiendo a las semejanzas en su forma de origen, su trama, su composición y otras características. Hace muchos años A.W. Gräbau dividió a las rocas en dos amplios tipos, las endogenéticas y las exogenéticas, cristalizando las primeras a partir de una disolución y formándose las segundas a partir de los productos del intemperismo y la erosión.

Por razones de simplicidad, se han distinguido dos amplias clases de rocas sedimentarias. Ellas son las clásticas y las no clásticas. Las primeras son acumulaciones mecánicas de fragmentos de mineral y roca, mientras que las segundas son las depositadas por medios químicos o bioquímicos. La tabla II-2, presenta una clasificación de las rocas sedimentarias basada en las dos amplias formas de origen: a saber; la mecánica y la bioquímica, entrelazada con otras características de composición y textura, proporcionando así un sistema de clasificación que abarca los rasgos notables descriptivos y los aspectos genéticos extensos.

CLASIFICACION DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

Las rocas clásticas, como es sabido, están constituidas por fragmentos de rocas o minerales de diferente forma y tamaño, considerando que, si los fragmentos son mayores de 2 mm y son redondeados, se denominan cantos rodados, quijarros, quijas y gránulos. En cambio si son angulosos, éstos reciben el nombre de bloques y gravas. Por lo que toca a los fragmentos cuyo tamaño varía entre 2 y 0.0625 mm., son denominados arenas y, si son más pequeños, se conocen como limos y arcillas.

Si los procesos de litificación (transformación del sedimento a roca) actúan sobre los cantos rodados y gravas, la roca se denomina conglomerado; si actúan sobre las arenas, la roca será una arenisca (grauvaca, subgrauvaca, arcosa, subarcosa, proto-cuarcita u ortocuarcita) y por último los limos y arcillas, se convertirán en limolitas y lutitas, respectivamente.

Las rocas no clásticas, son todas aquellas que han sido formadas por la precipitación de minerales a partir de una solución en un medio lacustre o marino, o por la acción de los organismos; de esta forma, los sedimentos carbonatados constituyen a las calizas y a las dolomitas, los sulfatos, al yeso, anhidrita y barita; los silíceos, al pedernal, jaspe, diatomita y radiolarita; los fosfatos, a la caliza fosfática y fosforita, y los haluros, a la sal gema (halita), silvita y carnalita.

II.2. El Tetraedro Fundamental.

La mayoría de las rocas sedimentarias son mezclas de componentes clásticos y no clásticos. Por ejemplo, la mayoría de las areniscas contienen arcilla y material calcáreo mezclados; la mayoría de las calizas y dolomías contienen fracciones arcillosas o arenosas, y la mayoría de las lutitas contienen carbonato, arena y elementos de fango. Esto puede expresarse usando un adjetivo calificativo como arena arcillosa o calcárea, caliza arenácea o arcillosa, y así sucesivamente. Los dos grupos principales de componentes, los clásticos y los no clásticos - comprenden a los miembros extremos clásticos (destríticos) y no clásticos (químicos) descritos en una sección anterior.

Es conveniente recordar que las bien marcadas especies - de las clasificaciones hechas por el hombre sólo raras - veces son adoptadas por las rocas representativas naturales. En las rocas sedimentarias, así como en las rocas ígneas y metamórficas, son comunes las gradaciones, y muchas rocas están comprendidas entre dos o más miembros - extremos. Las rocas con cuatro componentes pueden representarse por medio de un tetraedro, en el que cada una - de las cuatro caras triangulares representa mezclas de - tres componentes. Las mezclas más simples de dos componentes se representa por las aristas del tetraedro, y -- los sedimentos casi puros se representan por los cuatro vértices.

En la figura 2-1, (c) al centro, se representa el tetraedro fundamental de Pettijohn mostrando los principales - elementos constitutivos clásticos y no clásticos de los sedimentos. Los cuatro componentes más comunes, cuarzo, arcilla, carbonato y pedernal, ocupan los cuatro vértices del tetraedro, representando a la arenisca, la lutita (shale), la caliza y los sedimentos silíceos formados químicamente. Cualquier sedimento que contiene más de 5 por ciento de estos cuatro miembros extremos se representa por un punto interior al tetraedro. Entre los sedimentos de los miembros extremos están las rocas de composición intermedia. Por ejemplo, la caliza arenácea y la arenisca calcárea se encuentran entre los vértices del carbonato y el cuarzo (figura 2-1 (a y b)), y la lutita arenácea y la arenisca arcillosa se encuentran entre los vértices de la arcilla y el cuarzo (figura 2-1 (a y e)). Las mezclas de estos miembros extremos son sistemas de dos componentes situados a lo largo de las aristas de los diagramas triangulares.

Los estimativos visuales de la composición de un sedi--

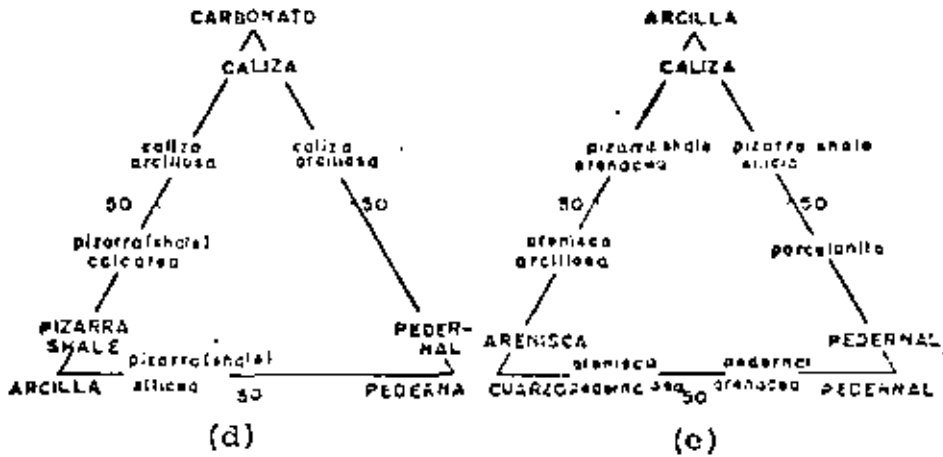
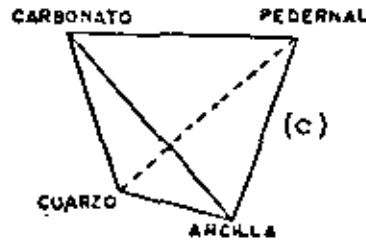
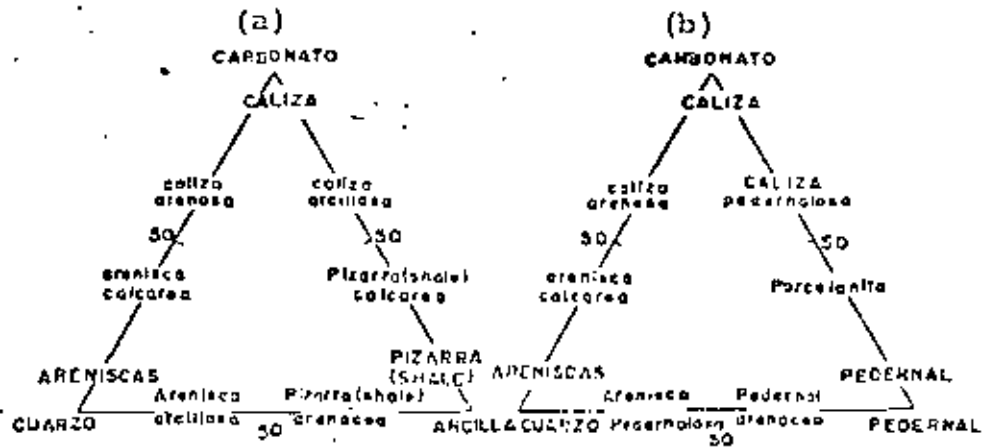


FIG. 2-1

mento se expresan en función del porcentaje de los diversos miembros minerales presentes. Una arenisca calcárea, arcillosa, puede tener 70 por ciento de granos de cuarzo, 20 por ciento de carbonatos y 10 por ciento de minerales arcillosos. Estos porcentajes son transportados gráficamente a lo largo de los ejes del triángulo que bisecta el ángulo del vértice correspondiente, y se obtiene así un punto del diagrama. Tal punto representa la composición en función de los tres componentes.

En el tetraedro fundamental puede suceder que uno de sus miembros extremos se cambie por otro componente de modo de formar tetraedros adicionales. Por ejemplo el tetraedro de la figura 2-1(c) puede tener su miembro extremo pedernal cambiado por materia orgánica o por sulfato. Así se desarrollan dos tetraedros para indicar los sistemas carbonato-cuarzo-arcilla-materia orgánica y carbonato-cuarzo-arcilla-sulfato, respectivamente. El tetraedro y sus caras triangulares derivadas pueden usarse para demostrar todas las mezclas posibles de composición entre las rocas sedimentarias. Además, los cuatro miembros extremos del tetraedro fundamental representan no solamente cuatro elementos constitutivos principales, sino también las peculiaridades de textura de los sedimentos. Por tanto, las rocas sedimentarias pueden estudiarse por la selección apropiada de los elementos de composición y textura de sus miembros extremos.

II.3. Guía para la determinación macroscópica de las rocas sedimentarias.

La mayoría de las rocas sedimentarias se componen de fragmentos variados de forma redondeada o angulosa conocidos como clastos, los cuales se encuentran unidos por un cementante en mayor o menor cantidad, y el nombre de la roca es determinado más por el tamaño y la forma de los clastos que por su composición; por ejemplo, areniscas. Estas son las rocas sedimentarias clásticas. Por otra parte, los nombres de las rocas sedimentarias densas, no clásticas y de textura cristalina, son determinados por su composición química o mineralógica, por ejemplo las calizas.

Además de los minerales resistentes, como el cuarzo, el feldespatos, la mica y otros, que se encuentran en las rocas ígneas o metamórficas, debe familiarizarse uno con la calcita, la dolomita, el ópalo, la calcedonia, la limonita, el yeso arcilloso, la anhidrita, la halita y quizá otros. Todos éstos son fáciles de indentificar por simples pruebas de dureza, crucero, fractura, reacción con los ácidos y olor.

Las rocas sedimentarias, siendo por lo general mezclas en todas proporciones, son de carácter gradual y debe dárseles un adjetivo, por ello, frecuentemente se hace referencia a areniscas calcáreas, calizas arcillosas, lutitas arenáceas, etc. Otras variedades útiles de composición, como pedernalosa, carbonácea, bituminosa, dolomítica, feldespática, ferruginosa, yesífera, micácea, fosfática y tobácea se aplica con facilidad a la mayoría de los nombres de las rocas sedimentarias. Además se aplican los términos estructurales como masiva, laminada, várvida, estratificada en manto grueso, estratificada en manto delgado, de estratificación cruzada, fosilífera, concrecionada, oolítica y pisolítica.

La tabla 3 ha sido preparada de modo de hacer sencilla la determinación macroscópica de las rocas sedimentarias, a la vez que satisfactoria. En dicha tabla aparecen tabuladas las rocas caracterizadas por las texturas clástica y no clástica respectivamente.

La naturaleza de las texturas clástica y no clástica de las rocas sedimentarias ha sido completamente descrita. Aquí el término clástico se aplica a la trama de cualquier agregado cuyo carácter fragmentario original sea claramente reconocible y cuya porosidad intergranular sea visible. Una textura no clástica típica consta de cristales entrelazados tan moldeados entre sí que tienen la apariencia de un mosaico; a esta textura se le denomina comúnmente granular cristalina.

Con la tabla 3 y el reconocimiento de las texturas clásticas y no clásticas, aparece sencillo el método de identificación de muchas rocas sedimentarias comunes.

Las rocas sedimentarias con textura clástica se encuentran en la parte superior de la tabla. Si las partículas de una roca tienen más de 2mm de diámetro, la roca es de grano grueso. (psanita) puede tratarse de un conglomerado, una brecha, un fanglomerado o una tillita. Los rasgos de diagnóstico que se encuentran a la derecha de la tabla deben permitirle a uno identificar la roca de grano grueso en cuestión. Debe mencionarse que el fanglomerado puede confirmarse solamente en el campo con el fin de determinar si las partículas de grano grueso petrificadas son de un abanico aluvial o de depósito de piedemonte; lo mismo debe hacerse también con la tillita glacial, en la cual las partículas de roca son característicamente estriadas. A un agregado compuesto principalmente de granos del tamaño de la arena, 1/16 a 2 mm, se le llama arenisca (psanita) cuando está petrificada. Las seis clases de arenisca anotadas en la tabla pueden

TABLA PARA LA DETERMINACION MACROSCOPICA

DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS CLASTICAS

TAMAÑO DE LA PARTICULA	COMPONENTES: PARTICULAS DE ROCAS Y MINERALES	RASGO DIAGNOSTICO	OBSERVACIONES DE CAMPO	ROCA SEDIMENTARIA	
S O	PSEFITAS	PREDOMINAN PARTICULAS REDONDEADAS O SUBREDONDEADAS.	DE TAMAÑO Y GRADO DE ESTRATIFICACION VARIABLE	CONGLOMERADO	
		FRAGMENTO DE PIE DE MONTE O DE POCO TRANSPORTE		FANGLOMERADO	
		PRINCIPALMENTE FRAG. ANGULARES		BRECHA	
		FRAGMENTOS DE ROCA ESTRIADA Y MAL CLASIFICADA		TILLITA	
I C F S A H C	PSAMITAS	>25% DE CUARZO >15% DE ARCILLA	FORMADO POR CORRIENTES DE TURBIDEZ	DE COLOR OSCURO O GRIS VERDOSA Y GRAN DUREZA	GRAVVACA
		<75% DE CUARZO >25% DE FELDES	FORMADA POR CORRIENTES FLUVIALES	DE COLOR ROSA O GRIS PALIDO ESTRATIFICACION ENTRECruzADA	ARCOSA
		<75% DE CUARZO >25% FRAG.ROCA	FORMADA POR LAS CORRIENTES DE SUBOLEAJE	DE COLOR GRIS Y DE ESTRATIFICACION GRADUADA	SUBGRAVVACA
		>75% DE CUARZO <25% DE FELDES	FORMADA POR LAS CORRIENTES FLUVIALES	DE COLOR GRIS PALIDO A ROSADO Y DE ESTRATIFICACION ENTRECruzADA	SUPARCOSA
		>75% DE CUARZO <25% FRAG.ROCA	FORMADA POR LAS CORRIENTES DE SUBOLEAJE	DE COLOR GRIS CLARO Y ESTRATIFICACION VARIABLE	PROTOCUARCITA
		>95% DE CUARZO	BIEN REDONDEADO Y SELECCIONADO	DE COLOR Y ESTRATIFICACION ONDULADA	ORTO CUARCITA
		PRINCIPALMENTE MINERALES ARCILLOSOS FRAGMENTOS MUY FINOS	SE MOJARSE SE HACE PLASTICA	ROCA DURA DE CUALQUIER COLOR Y ASPECTO MASIVO	ARCILLITA
C	PELITAS		IGUAL QUE LA ARCILLA PERO DE GRANO MAS GRUESO	LIMOLITA	
			ROCA DURA CON CLARA PLASTICIDAD	LUTITA	
			ROCA LUTITA CON METAMORFISMO INCIPIENTE	ARGILITA	

TABLA PARA LA DETERMINACION MACROSCOPICA
DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS NO CLASTICAS

TAMAÑO DE LA PARTICULA	COMPONENTES: PARTICULAS DE ROCA Y MINERALES	RASGO DIAGNOSTICO	OBSERVACIONES DE CAMPO	ROCA SEDIMENTARIA	
EN CRISTALES FINOS O EN FORMA DE MOSAICO	PRINCIPALMENTE CALCITA EN INTRACLASOS, OOLITAS, FOSILES, ETC.	REACCIONAN FACILMENTE CON HCL FRIO	EN ESTRATOS O EN FORMA MASIVA	CALIZA	
	PRINCIPALMENTE DOLOMITA	NO REACCIONAN FACILMENTE CON HCL FRIO	POR REEMPLAZAMIENTO EN LA CALIZA PRINCIPALMENTE	DOLOMITA	
	CALCITA	BLANCO A GRIS CLARO MUY DESMENUSABLE	DE GRANO FINO	CRETA	
	CALCITA Y MINERALES ARCILLOSOS	GRIS CLARO DESMENUSABLE	DE ESTRATOS DELGADOS Y DE GRAN DUREZA	MARGA	
	SILICE; EN OPALO, CALCEDONIA, ETC.	ABIGARRADO, DUREZA LUSTRE MATE Y FRACTURA CONCOIDEA	EN LENTES O NODULOS	PEDERNAL	
	YESO, ANHIDRITA, HALITA	SE RAYAN CON LA UÑA Y NO EFFERVECE CON HCL FRIO	EN ESTRATO DELGADOS Y EN FORMA MASIVA	YESO, ANHIDRITA, HALITA (SAL GEMA)	
	MINERALES FOSFATICOS Y FRAG DE HUESO	CON ANALISIS QUIMICOS O LA DETERMINACION DE LOS FOSILES.	EN ESTRATOS MASIVOS.	POSPORITA	
	LUMUS, CARBONO Y HUMEDAD	COLOR PAVO O CAFE.	FRACTURA PRISMATICA	EN DELGADOS LENTES Y ESTRATOS	CARBONES: LICHITO
		FRACTURA PRISMATICA			BITUMINOSO
FRACTURA CONCOIDEA		ANTRACITA.			

ser determinadas por la composición, la madurez y la pureza; o bien examinando el grado de clasificación y redondez de las partículas. Si las partículas son más finas que la arena ($1/16$ mm), la roca es un sedimento de grano fino (pelita). La determinación de los sedimentos de grano fino depende principalmente de las características de textura más bien que de la composición mineral, porque los minerales presentes son todos de grano demasiado fino para permitir la identificación macroscópica. Entre las rocas de grano fino, la lutita se caracteriza por su propiedad física única, a saber, la hendibilidad o fisilidad. La limolita o piedra de fango es la de grano más grueso entre las rocas de grano fino, y es enteramente carente de hendibilidad. La argilita y el esquisto arcilloso (de lodo o barro) están esencialmente constituidos por minerales arcillosos, son densos, de apariencia más o menos uniforme. Mientras que la argilita mojada es claramente plástica, la piedra de lodo no lo es, debido a la presencia de elementos barrosos.

Por otra parte, las rocas no clásticas son de textura claramente granular cristalina. Ellas están agrupadas en la parte inferior de la tabla. La mayoría de las rocas sedimentarias no clásticas o depositadas bioquímicamente son esencialmente monominerálicas. Entre las rocas no clásticas, las de carbonatos son, con ventaja, las más abundantes. La caliza está compuesta de calcita y debe reaccionar vigorosamente con el HCl diluido frío; si la reacción es débil, la caliza es dolomítica, si no tiene lugar ninguna reacción cuando se aplica el HCl diluido, la roca de carbonato es probablemente dolomita. La creta es una roca calcárea, pero su coherencia es tal que la roca es desmenuzable (friable). El pedernal o sillex (chert) está compuesto predominantemente por cuarzo criptocristalino y calcedonia de grano fino; se distingue por su dureza superior ($H = 7$) y su fractura concoidea. Las evaporitas comunes, como la roca yesífera, la roca anhidrita y la sal de roca (sal gema), pueden identificarse por su elemento mineral principal. Los diferentes carbonos se reconocen por propiedades físicas de diagnóstico tales como el lustre, el color, la fractura, la dureza y la presencia o ausencia de fósiles de plantas; las observaciones dadas en la tabla pueden ser de valor en la identificación del carbón mineral.

Naturalmente muchas rocas sedimentarias, como la diatomita, la fosforita, etc., no están incluidas en la tabla, pero por el aprendizaje del procedimiento apropiado para la identificación de las rocas puede asignárseles un nombre provisional. Aunque la tabla y el procedimiento

esbozados arriba, simplifican la identificación de las rocas, es importante el conocimiento de la petrogénesis sedimentaria para la comprensión y la determinación de las rocas sedimentarias.

III.- CLASIFICACION DE LAS ROCAS METAMORFICAS.

Hay muchos modos de cómo pueden clasificarse convenientemente las rocas metamórficas. El método más sencillo y práctico -- consiste en dividir las en rocas foliadas y no foliadas, -- como lo han hecho Pirson y A. Knopf.

Los criterios de campo son fundamentales en el estudio de las rocas metamórficas. Algunas rocas térmicamente metamorfoseadas están íntimamente asociadas con las intrusiones ígneas; -- otras rocas deformadas cinéticamente están localizadas a lo largo de las bases de las fallas de empuje o zonas de cizalle o intenso; y aun otras rocas metamorfoseadas dinamo-térmicamente están relacionadas en una escala regional con la deformación de la corteza. Los estudios de campo de las asociaciones de rocas arrojan importante luz sobre la causa última del metamorfismo y el origen de las rocas metamórficas. Por ejemplo, los criterios de los orígenes ígneo o sedimentario son comúnmente las relaciones de campo. El paso gradual de una roca metamórfica a sedimento o ígnea es una buena evidencia. La conservación de rasgos estructurales originales o trama relicta (velada, pero no borrada), tan conclusivos respecto al origen de las rocas metamórficas, se demuestra mejor en el campo. -- Los amigdaloides, los diques o las pegmatitas indican orígenes ígneos; y la estratificación, las guijas, los fósiles de corriente indican sedimentos. Finalmente, la observación cuidadosa de campo puede delinear zonas de contacto progresivo, -- así como también de metamorfismo regional.

La constitución del agrupamiento mineral producido por el metamorfismo es el mejor criterio de la temperatura y la presión. Los minerales proporcionan también cierta indicación de la naturaleza de la roca madre. Por ejemplo, la estauroлита es típicamente un mineral de los esquistos de derivación pelítica. El grafito se deriva en su mayoría de un sedimento. Los minerales se han usado extensamente para calificar el grado o intensidad del metamorfismo.

La textura de las rocas metamórficas determinada tanto en el campo como en el laboratorio, por métodos, tales como la investigación macroscópica y la petrotrama, constituye un registro completo de la intensidad y clase de deformación que intervienen en el metamorfismo.

Como ambos criterios, el mineralógico y el estructural, pueden ser reconocidos con facilidad en los ejemplares de mano, el método macroscópico es el medio más simple y práctico de clasificar las rocas metamórficas. Por esta razón se ha preparado la tabla 3-1 de manera que incluya a las rocas metamórficas comunes, dispuestas según las tres texturas distintas; a saber: cataclástica, no foliada y foliada.

Los tipos de metamorfismo, minerales metamórficos y tramas (estructura y textura) metamórficas ya antes tratados, indican que las rocas metamórficas tienen un campo único de ocurrencia y formación física. Ciertas rocas metamórficas formadas en un ambiente metamórfico particular se caracterizan por minerales y texturas metamórficas diferentes. Por ejemplo, las rocas térmicamente metamorfoseadas, como los mármol y los skarns, se caracterizan por su textura granoblástica, originada porque el esfuerzo desempeñó un papel muy pequeño en su formación. Por otra parte, las rocas metamorfoseadas regionalmente, como las pizarra (slates) y los esquistos, formadas bajo un potente esfuerzo, se caracterizan por su diversas texturas foliadas. Por lo tanto, para identificar las rocas metamórficas es esencial reconocer las texturas metamórficas comunes en tres texturas distintas; a saber: la cataclástica, la no foliada y la foliada. Una vez que se ha determinado la textura, puede uno acercarse más a la roca que se tiene bajo investigación. Entre las rocas no foliadas, como el mármol, la cuarcita y el hornfels, las texturas pueden ser de grano fino, mediano o grueso. Entre las rocas típicamente granulosas y típicamente esquistosas, algunas pueden ser de transición; tales rocas pueden manejarse usando un adjetivo calificativo, como gneis bandeados, mármol esquistoso y cuarcitas esquistosas.

La textura cataclástica se manifiesta por la fragmentación intensa o por una apariencia de mosaico granular que afecta a toda la roca excepto los centros de los elementos minerales constitutivos más grandes de una roca metamórfica como resultado de la deformación mecánica ocurrida durante el metamorfismo de dislocación o el cataclástico. Las rocas metamórficas con textura cataclástica, como la brecha triturada, las rocas flaser, la milonita, etc., son difíciles de estudiar en los ejemplares de mano y deben comprobarse en el campo.

El término "foliación", se refiere al paralelismo mutuo o alineamiento de los minerales laminares, como la biotita, la muscovita, la clorita, el talco, etc., en las rocas metamórficas. Como uno de estos minerales tiene su cruce en hojas delgadas, las rocas en las que están alineados se parten fácilmente en una dirección con superficies regularmente lisas. Esta orientación paralela con hojas delgadas y fácil de dividirse, es la textura común de muchas rocas metamórficas, como las pizarras (slates), las filitas, los esquistos, etc. Los gneis pueden estar burdamente foliados, con hojas gruesas y superficies ásperas, debido a la preponderancia de los minerales cuarzo-feldespáticos sobre otros componentes micáceos.

La textura descrita como granoblástica se realiza principal--

mente en las rocas compuestas esencialmente de minerales equidimensionales, como el cuarzo, el feldespatos, la calcita, la augita, la diópsida, etc. Por tanto las rocas no son foliadas.

Entre las rocas metamórficas no foliadas, los skarns (rocas de silicatos de calcio) y los hornfelsos son difíciles de clasificar en los ejemplares de mano. Son esenciales para su identificación las relaciones de campo con las intrusiones ígneas. Los mármoles o rocas de carbonatos, desde la de grano fino hasta la de grano grueso, son fáciles de determinar, muchos minerales que se encuentran en los mármoles, como la diópsida, la wollastonita, la vesuvianita, la grosularita, son únicos, y no están presentes comúnmente en las rocas carbonatadas prometamórficas. Las cuarcitas son rocas metamórficas compuestas principalmente de cuarzo que ha sufrido recristalización. Su durabilidad y resistencia provienen del mutuo entrelazamiento de los cristales de cuarzo.

Entre las rocas finamente foliadas, el grado de recristalización, el tamaño del grano y el lustre, aumentan desde la argilita y la pizarra (slate) hasta la filita. Las argilitas están firmemente endurecidas y son tan similares a las pizarras (slates) que es necesario el estudio en el campo para confirmar su identidad. Las pizarras (slates) exhiben una esquistosidad planar perfecta, aunque por lo general los minerales no pueden determinarse macroscópicamente. Las filitas son rocas esquistosas de grano fino que ocasionalmente muestran fajeado producido por segregación incipiente; característicamente, los planos de esquistosidad tienen un lustre satinado originado por la abundancia de muscovita y de clorita.

Los esquistos son productos de metamorfismo regional, y todos los esquistos son fuertemente esquistosos. Los minerales de hábito laminar son particularmente abundantes en los esquistos y su orientación subparalela hace notable la esquistosidad; la formación de capas por segregación está generalmente bien regulada. El tamaño del grano de los minerales principales permite su fácil identificación en los ejemplares de mano. Sobre la base de los minerales característicos prominentes, pueden identificarse los esquistos de todas clases con exactitud, como esquistos de clorita, esquistos de biotita, esquistos de actinolita, etc.

Los gneis son rocas de grano grueso, fajeadas irregularmente en las que la foliación está deficientemente definida a causa de la preponderancia de los minerales granoblásticos sobre los laminares. Las variedades comunes del gneis son el gneis de granito, el gneis de grabo, etc.

Las anfibolitas son rocas de grano mediano a grueso, compuestas

principalmente de hornblenda y plagioclasa su foliación se debe al alineamiento paralelo de los prismas de hornblenda, pero es menos clara que en los esquistos típicos.

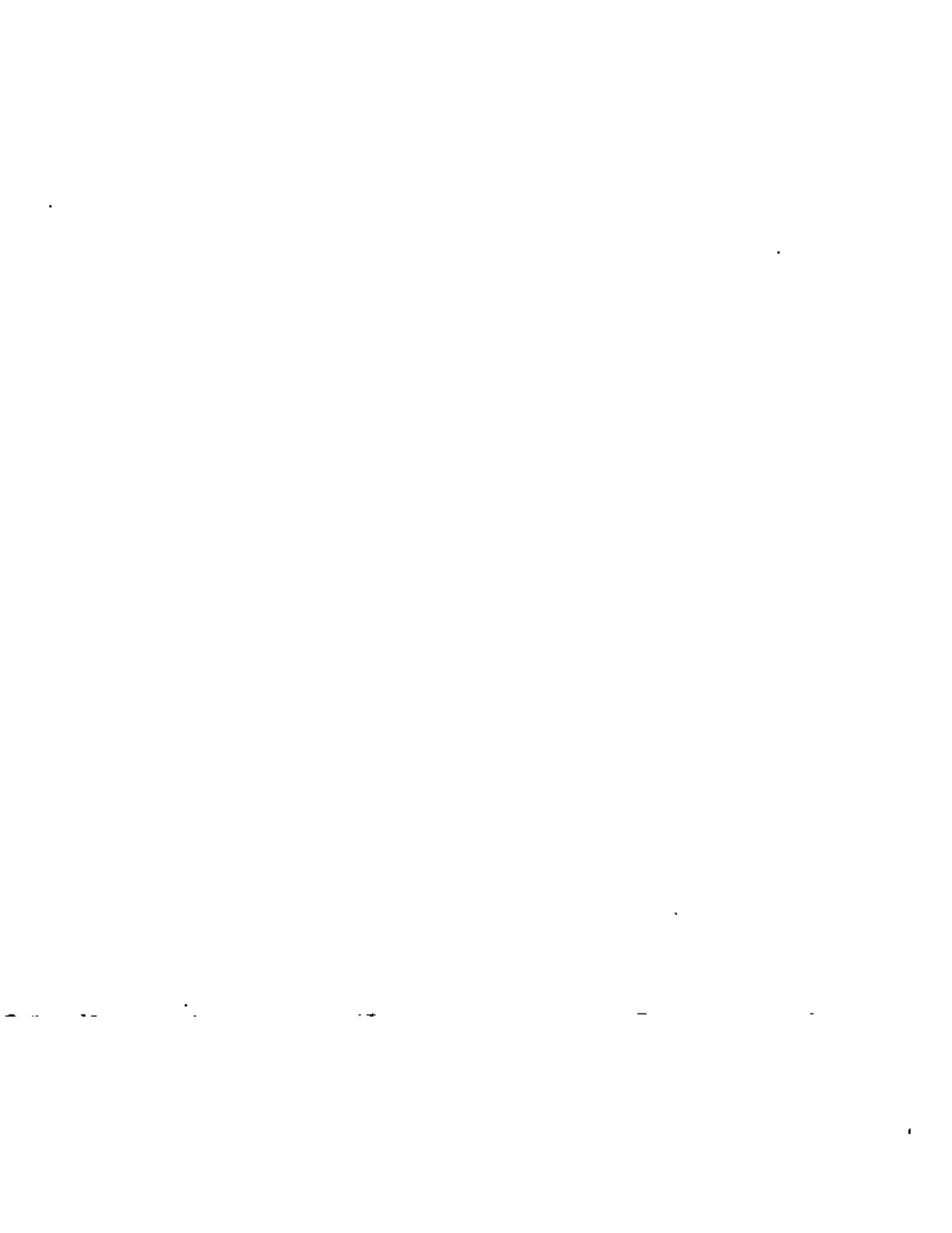
Las granulitas son rocas metamórficas granoblasticas de grano uniforme formadas por metamorfismo regional a temperatura y presión elevadas. Las rocas no son manifiestamente esquistosas; la foliación que está presente se debe a la orientación paralela de lentes planas compuestas de cuarzo, feldespato, hiperstena y granate.

La charnockita y la eclogita son rocas raras. Son productos de metamorfismo regional o de metamorfismo plutónico, formados a extrema presión y elevada temperatura, y su aparición se limita a las áreas de escudo precámbricas. La charnockita incluye a las rocas graníticas portadoras de hiperstena y a las variedades intermedias y máficas afines. La eclogita es una roca muy densa, compuesta principalmente de omfacita, piropo-almandina y rutilo.

Las migmatitas son rocas mezcladas y ocurren como rocas de la zona de los bordes en torno de los plutones ígneos, o bien están limitadas a las áreas de escudo precámbricas. El entremezclamiento del material granítico y metamórfico tiene lugar a una escala tan fina que es difícil distinguirlo en un ejemplar de mano.

La tabla y la breve descripción que se presentan deben simplificar la clasificación y la determinación del origen de las rocas metamórficas comunes así como su determinación macroscópica.

TEXTURA	NOMBRE DE LA ROCA	TIPO DE METAMORFISMO	ROCA PREMETAMORFICA
<p>FOLIADA</p>	<p>PIZARRA</p> <p>FILITAS</p> <p>ESQUISTOS DE MICA</p> <p>ESQUISTOS DE ESTAUROLITA</p> <p>ESQUISTOS DE.....</p>	<p>REGIONAL</p>	<p>LUTITAS</p> <p>CUALQUIER TIPO DE ROCA</p>
	<p>GNEIS DE CUARZO Y FELESP.</p> <p>GNEIS DE</p>		<p>CUALQUIER TIPO DE ROCA</p>
<p>NO FOLIADA</p>	<p>HORNFELS O CORNEANA</p> <p>SKARN</p> <p>MARMOL</p> <p>METACUARCITA</p>	<p>DE CONTACTO</p> <p>DE CONTACTO</p> <p>DE CONTACTO O REGIONAL</p> <p>DE CONTACTO O REGIONAL</p>	<p>DE CUALQUIER TIPO DE ROCA</p> <p>CALIZAS IMPURAS</p> <p>DE CALIZAS</p> <p>ARENISCAS RIOLITAS GRANITO</p>
<p>CATACLASTICA</p>	<p>BRECHA DE FALLA</p> <p>MILONITA</p> <p>FILONITA</p> <p>CATACLASITA</p>	<p>CATACLASTICO</p>	<p>DE CUALQUIER TIPO DE ROCA</p>





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

**EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO
DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS**

H I D R O G E O L O G I A

**Posibilidades Acuíferas en Sedimentos Continentales
Terciarios de la República Mexicana**

ING. JORGE ANTONIO TRUJILLO CANDELARIA

MARZO, 1981



T 10

POSIBILIDADES ACUIFERAS EN SEDIMENTOS
CONTINENTALES TERCIARIOS DE LA
REPUBLICA MEXICANA.

R E S U M E N

Actualmente, la principal producción de agua subterránea del País, se obtiene de acuíferos en sedimentos clásticos continentales, constituidos por gravas, arenas y arcillas. Hasta hace poco tiempo, a estas unidades acuíferas se les consideraba simplemente rellenos aluviales y se les asignaba Edad Cuaternaria. Recientes investigaciones efectuadas por la Dirección de Geohidrología y de Zonas Áridas, de la S.A.R.H., han demostrado que la mayor parte de los sedimentos clásticos continentales del Altiplano y del Noroeste del País, fueron depositados durante el Período Terciario, en cuencas lacustres y aluviales, en épocas de gran actividad volcánica y tectónica.

Esta situación abre a la prospección geohidrológica, zonas antes desechadas por estar ocupadas por rocas volcánicas impermeables, como las tobas riolíticas, ya que de acuerdo con este nuevo concepto, dichas rocas pueden estar cubriendo o intercaladas con materiales clásticos permeables, lo cual ha sido comprobado en numerosas perforaciones en los estados de Zacatecas, San Luis Potosí, Aguascalientes, Querétaro y Guanajuato.

ING. JORGE A. TRUJILLO CANDELARIA.

- I -

POSIBILIDADES ACUIFERAS EN SEDIMENTOS CONTINENTALES Terciarios
DE LA REPUBLICA MEXICANA

Ing. Jorge Antonio Trujillo Candelaria.

INTRODUCCION. -

En el País, las aguas subterráneas se encuentran principalmente en tres diferentes tipos de rocas:

1. - Sedimentos clásticos continentales.
2. - Rocas volcánicas basálticas.
3. - Sedimentos marinos.

Actualmente la producción acuífera más importante, tal vez el 70% del total, se obtiene de los primeros.

Los sedimentos clásticos continentales están constituidos esencialmente por gravas, arenas y arcillas, con diferentes grados de selección y consolidación.

Hasta hace poco tiempo, a las unidades litológicas formadas por estos elementos clásticos, se les denominaba simplemente rellenos aluviales y se les consideraba de edad Cuaternario.

Recientes investigaciones efectuadas en la Dirección de Geohidrología y de Zonas Áridas de la S. A. R. H., han demostrado

que la mayor parte de las unidades litológicas clásticas del Altiplano y del Noroeste del País, son en realidad de edad terciaria, depositados en cuencas lacustres y aluviales, en épocas de gran actividad volcánica y tectónica.

Para dar una idea de la formación de las cuencas en que se depositaron los clásticos continentales durante el Período Terciario, enseguida se presenta una interpretación sintetizada de la Geología Histórica de México desde el Cretácico hasta nuestros días.

GEOLOGIA HISTORICA. -

Período Cretácico. -

El Período Cretácico, tuvo una duración de 60 millones de años, (Fig. 1), durante ese tiempo, gran parte de lo que ahora es territorio mexicano, estuvo ocupado por mares, permaneciendo emergidas parcialmente algunas áreas que en la actualidad forman la Sierra Madre Occidental, la Península de Baja California, en aquel tiempo unida longitudinalmente al Continente y la Sierra Madre del Sur. (Fig. 2). El resto del País se encontraba sumergido en mares de diferentes profundidades, en los que se depositaron sedimentos predominantemente calcáreos, que alcanzaron espesores de miles de metros.

Cerca del final del Cretácico, grandes movimientos de la corteza terrestre de la Orogenia Laramide, provocaron que los fondos marinos se plegaran iniciándose la formación de la Sierra Madre Oriental.

Período Terciario. -

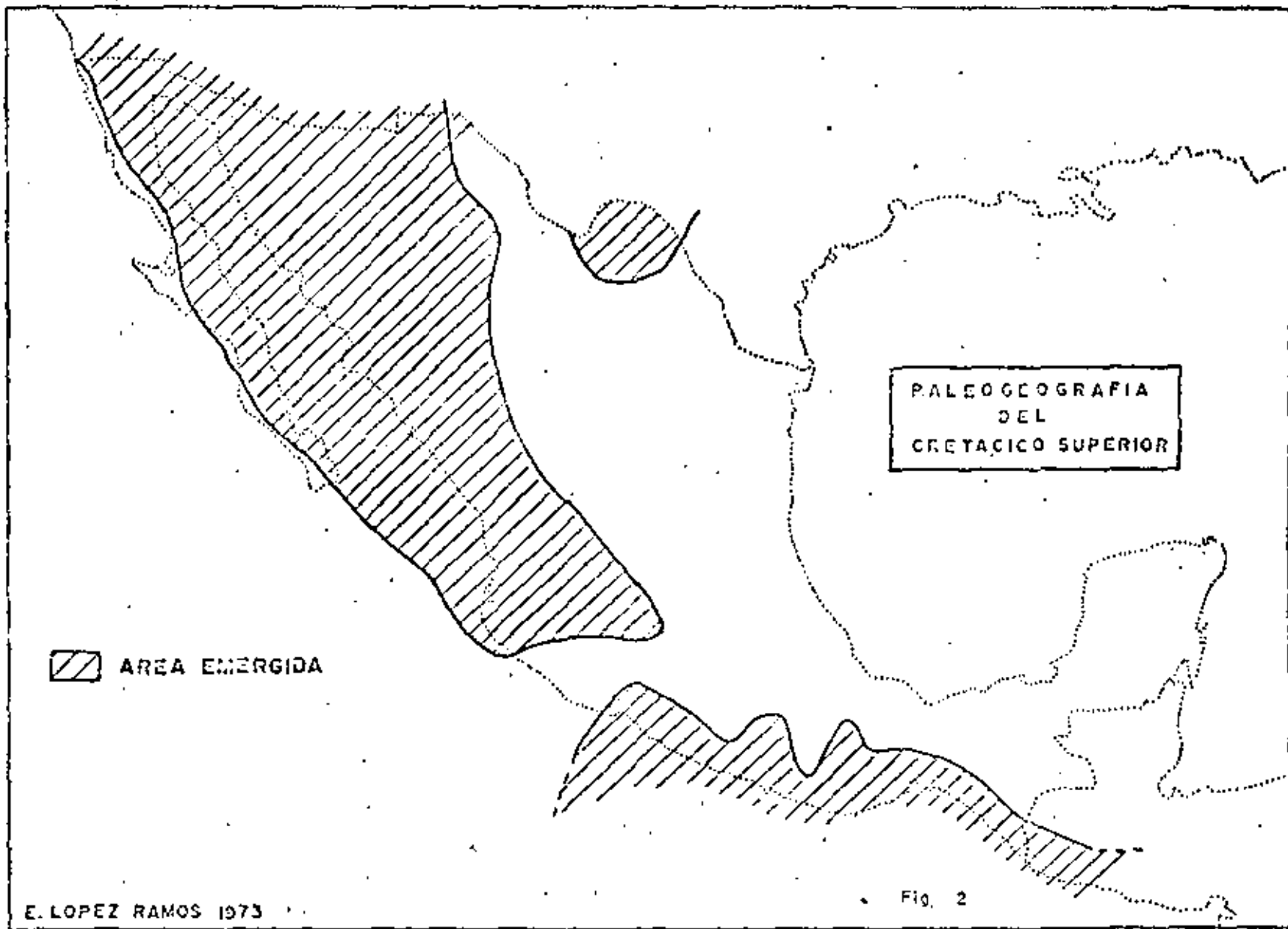
Terminado el Período Cretácico, hace unos 70 millones de años, se inició el Período Terciario, el cual se divide en cinco épocas que son de más antigua a más joven; Paleoceno (10), Eoceno (20), Oligoceno (15), Mioceno (15), Plioceno (9). Los números entre paréntesis indican su duración en millones de años.

ESCALA DEL TIEMPO GEOLOGICO

ERA	PERIODO	EPOCA	MILLONES DE AÑOS ANTES DEL PRESENTE
C E N O Z O I C A	CUATERNARIO	RECIENTE	
		PLEISTOCENO	1
	TERCIARIO	PLIOCENO	10
		MIOCENO	25
		OLIGOCENO	40
		EOCENO	60
		PALEOCENO	70
M E S O Z O I C A	CRETACICO	SUPERIOR	
		INFERIOR	130
	JURASICO	SUPERIOR	
		MEDIO	
		INFERIOR	180
	TRIASICO	SUPERIOR	
		MEDIO	
		INFERIOR	230

TOMADA DE GEOLOGICAL TIME TABLE COMPILADO POR E. W. B. VAN EYSINGA, MODIFICADO

Fig. 1.



Al comenzar el Período Terciario, durante el Paleoceno y Eoceno Inferior, la actividad de la Orogenia Laramide se incrementó notablemente acelerando el plegamiento y levantamiento de las sierras y transformando en áreas emergidas el Norte y Centro del País. (Fig. 3.)

En el Eoceno Medio, la Orogenia Laramide terminó y como consecuencia de ella se había formado una gran cuenca cerrada, limitada al W por la Península de Baja California (unida al continente) y la Sierra Madre Occidental, al S por la Sierra Madre del Sur y al E por la recién formada Sierra Madre Oriental. Hacia el Norte la cuenca se prolonga entre la Sierra Nevada y las Montañas Rocosas, en territorio de los Estados Unidos de Norteamérica.

En esa cuenca se depositaron en condiciones aluviales y lacustres, grandes volúmenes de sedimentos clásticos de tipo Molasse, característicos de la fase final de una etapa orogénica, los cuales están representados en toda el área por unidades litológicas que se conocen con el nombre genérico de Conglomerados Rojos, esta etapa estuvo acompañada de vulcanismo. (Fig. 4).

En el Oligoceno continuó el vulcanismo, al Sureste, la Península de Yucatán emergió parcialmente y al Noroeste la Peñín-

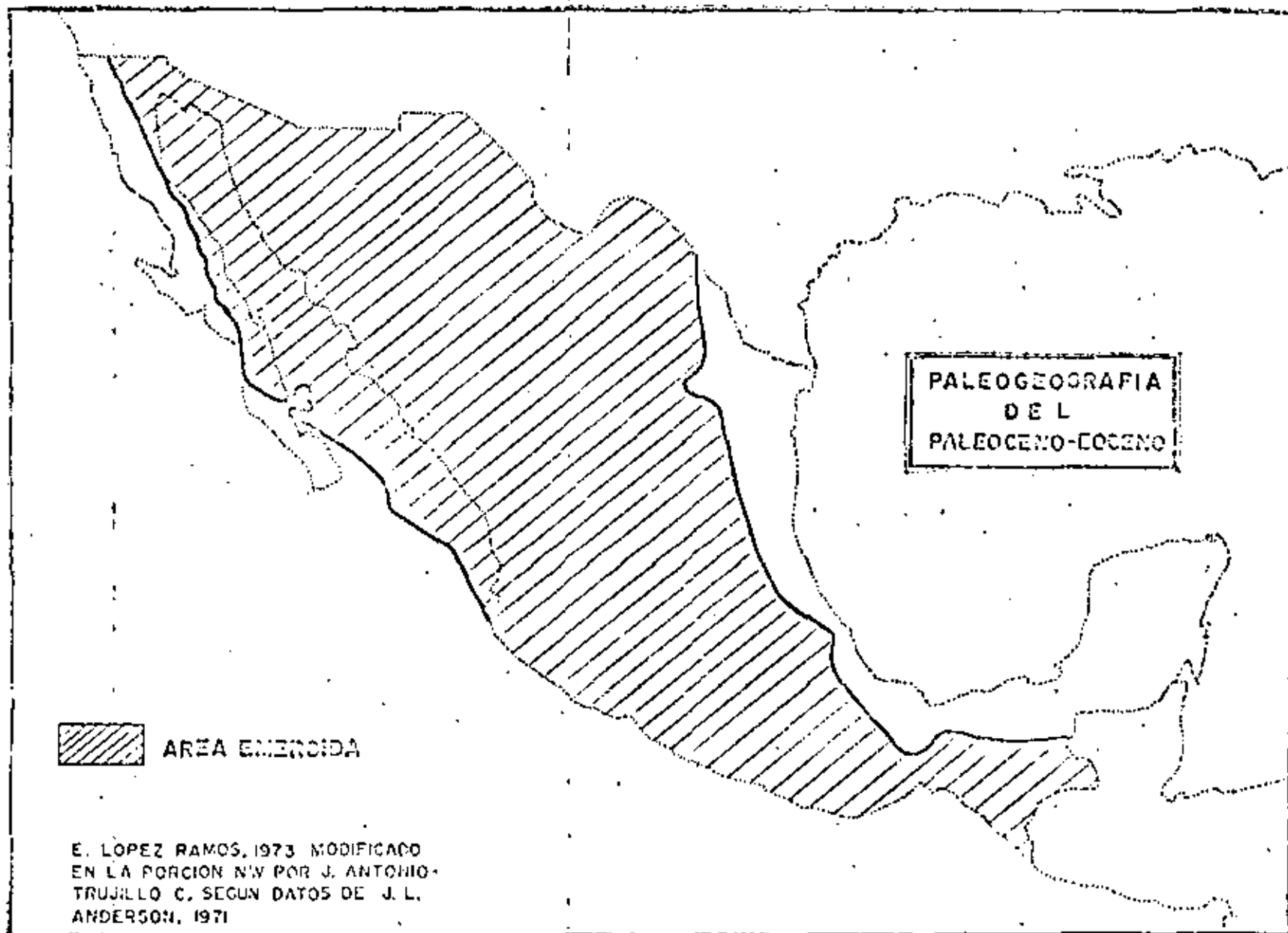
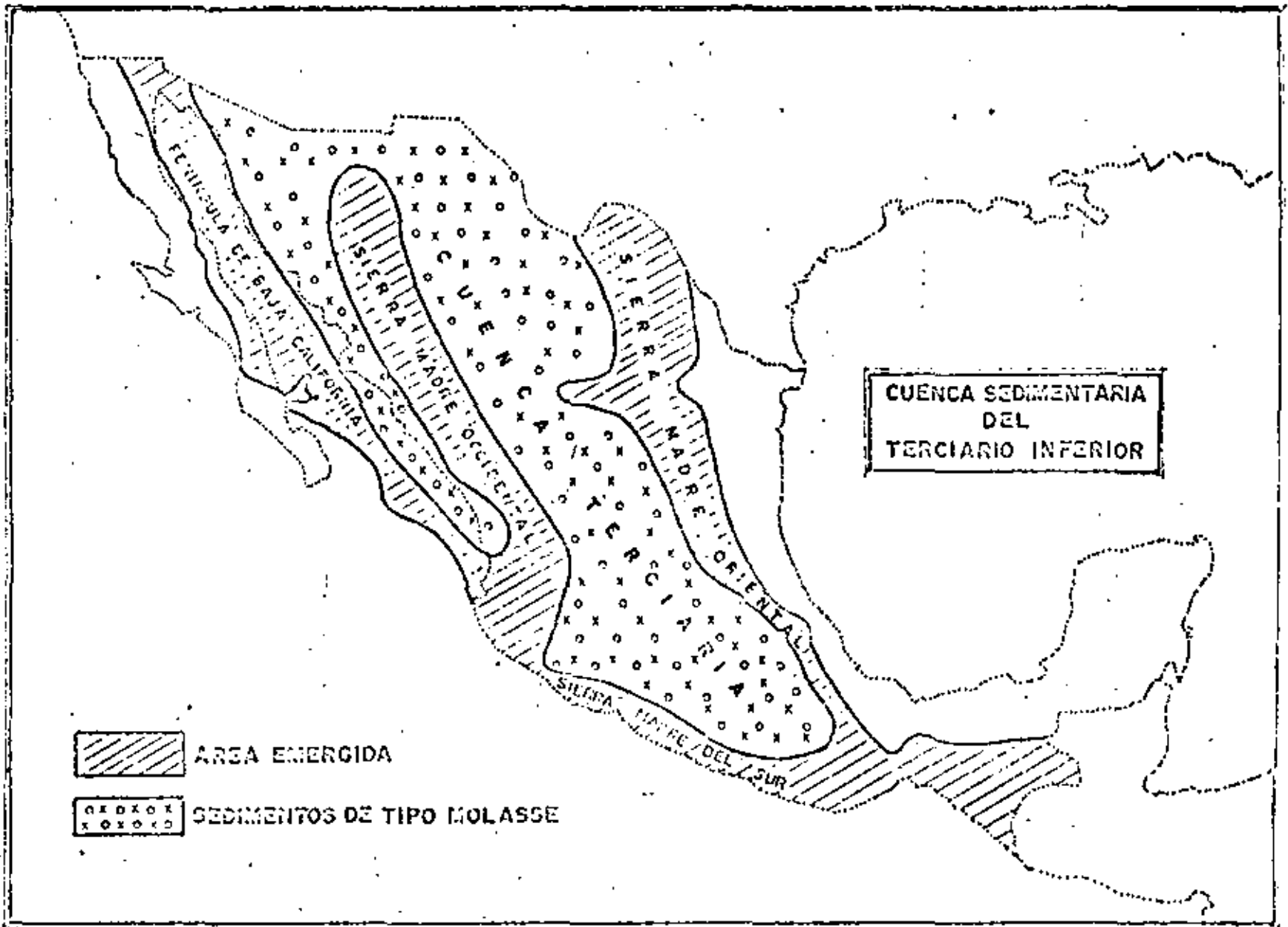


Fig. 3



CUENCA SEDIMENTARIA
DEL
TERCARIO INFERIOR

AREA EMERGIDA
SEDIMENTOS DE TIPO MOLASSE

FIG. 4

sula de Baja California inició su despegue del Continente.

Durante el Mioceno y Plioceno, existió gran actividad volcánica; en ese tiempo, a lo largo de la Sierra Madre Occidental, se formaron gigantescas acumulaciones de rocas efusivas predominantemente riolíticas cuyo afloramiento está considerado como uno de los más grandes del mundo. En la parte Central del País, una ancha franja que va de Puerto Vallarta, Jal., en el Océano Pacífico a las cercanías de el Puerto de Veracruz en el Golfo de México, se vió afectada por un movimiento de placas tectónicas el cual dió lugar a la formación de profundos gravens y a la aparición de numerosos volcanes de tipo andesítico y basáltico, iniciándose la formación del Eje Neovolcánico. (Fig. 5).

La acumulación de materiales volcánicos en la gran cuenca propició el bloqueo de drenes, dando lugar a la formación de extensas zonas lacustres en los que se depositaron enormes cantidades de sedimentos clásticos, constituidos por gravas, arenas y arcillas, derivados principalmente de rocas volcánicas, provenientes de la erosión de las montañas circundantes. En esas zonas lacustres se presentaron, ocasionalmente, condiciones que facilitaron la depositación de yesos y calizas.

Intervalos de estabilidad permitieron el desarrollo de vida acuática, predominando las diatomeas, cuyos restos fósiles microscópicos, han ayudado a determinar la edad y el medio ambiente de depósito

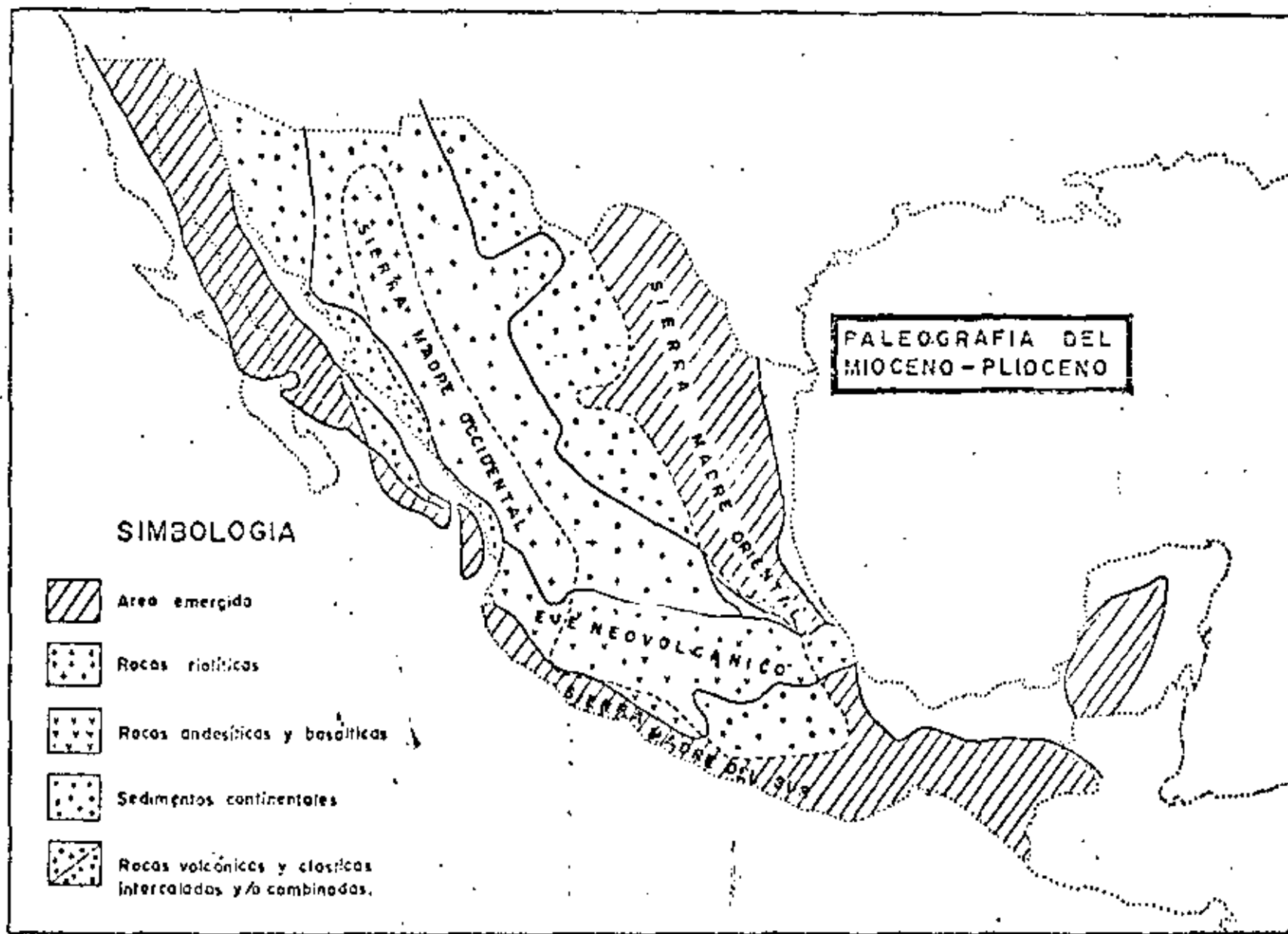


Fig. 5

11
10

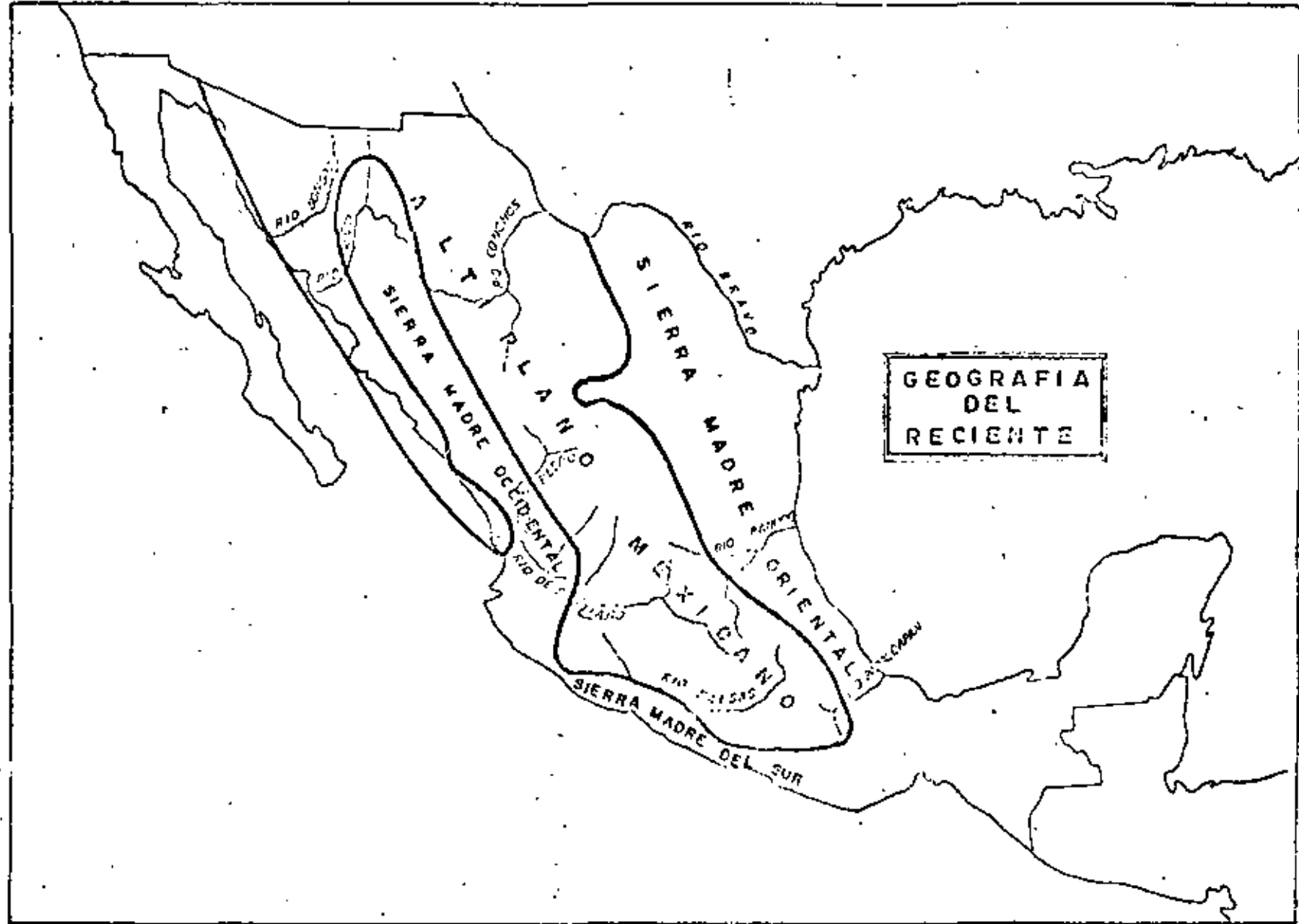
El vulcanismo y la sedimentación se presentaron simultáneamente en esta época, por lo que sus productos se encuentran intercalados y en ocasiones mezclados, formando rocas volcanoclásticas de composición compleja.

La gran cuenca, que al principio del Terciario - debió presentar un relieve demasiado abrupto, al final del mismo presentaba las características de un altiplano, pues los productos de la erosión de las montañas y los depósitos volcánicos habían rellenado las partes bajas - dándole un aspecto relativamente plano, y una altura media de unos 2000 - m. s. n. m.

Período Cuaternario. -

Al iniciarse el Período Cuaternario, hace aproximadamente 1 millón de años, los ríos del Pacífico y del Golfo, iniciaron el drenado del Altiplano, desapareciendo paulatinamente los lagos y sometiendo a toda el área a un proceso de intensa erosión que persiste en nuestros días, el cual es propiciado por la geomorfología del territorio, ya que las corrientes que lo drenan, debido al gran desnivel entre el Altiplano y la - - Costa, tienen regímenes turbulentos con gran capacidad de arrastre. Fig. 6

Dadas las condiciones en que se está desarrollando el Cuaternario en el País; caracterizado más por la erosión que por el depósito, se considera que el espesor de los sedimentos de ésta edad es muy reducido.



GEOGRAFIA
DEL
RECIENTE

FIG. 6

13 -

En este período, el vulcanismo se ha presentado principalmente a lo largo del Eje Neovolcánico, produciendo rocas andesíticas y basálticas.

E S T R A T I G R A F I A

Se describe la columna estratigráfica del Terciario Continental, de la base hacia la cima.

Conglomerados Rojos, (Eoceno-Oligoceno). -

Descansando discordantemente sobre rocas cretácicas o más antiguas, se observan en numerosas localidades del Altiplano, unidades litológicas, constituídas por conglomerados formados por fragmentos arredondados de caliza, riolitas, andesitas, rocas metamórficas, granitos, etc.; Predominando algunos de ellos según la región de que se trate, empaquetados en una matriz arcillosa o arcilloarenosa de color generalmente rojo, razón por la cual se les conoce como Conglomerados Rojos. (Fig. 7)

Intercalados con los conglomerados, se encuentran capas de lutitas, areniscas, calizas lacustres, yeso y tobas de composición riolítica y andesítica.

Normalmente se presentan en estratos bien definidos con echados fuertes, afectados por fallas y fracturas, siendo por lo contrario muy raros los pliegues.

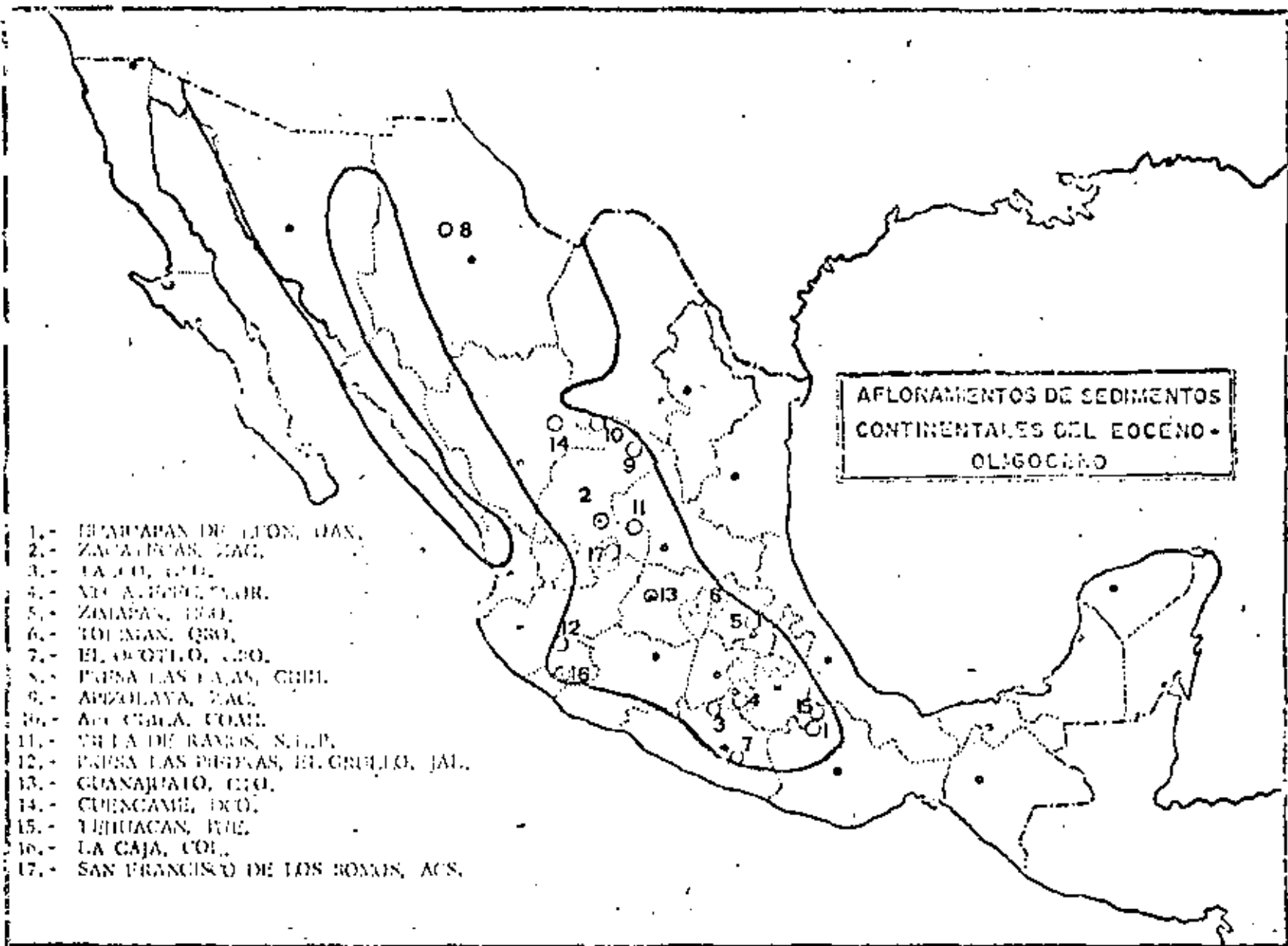


Fig. 7

Los siguientes autores han estudiado algunas formaciones de este tipo:

G. P. SALAS 1949 FORMACION HUAJAPAN en OAX.

J. D. EDWARDS 1956 CONGLOMERADOS ROJOS en ZACATECAS, GUANAJUATO Y TAXCO.

C. FRIES JR. 1960 GRUPO BALSAS en MORELOS Y GUERRERO.

K. BRYAN 1948 GRUPO EL MORRO en HIDALGO Y MEXICO.

ROGERS et al 1961 FORMACION AHUICHILA en COAH., ZAC., Y DGO.

Su espesor es muy variable aún en cortas distancias. J. D. Edwards 1956, midió secciones de 2,000 mts., 418 mts. y 475 mts., en Guanajuato, Zacatecas y Taxco respectivamente.

No ha sido fácil determinar la edad de los Conglomerados Rojos debido a su escasez de fósiles, sin embargo, en base a restos del cráneo de un pequeño roedor colectado por C. Fries Jr. 1952 en Guanajuato se le dió edad Eoceno-Oligoceno, la que se ha ido corroborando por otros medios como se verá más adelante.

ROCAS INTRUSIVAS (Eoceno-Oligoceno). -

Es frecuente encontrar cuerpos intrusivos afectan

do a los Conglomerados Rojos, como el Tronco de Riodacita de La Imagen en Acahuizotla, Gro., 25 kms., al Sur de Chilpancingo, el cual intrusióna al Grupo Balsas. A éste cuerpo se le determinó por métodos radiométricos una edad de 39 ± 5 millones de años antes del presente, (Z. de Cserna 1974), lo que equivale a Eoceno Superior;

En el Estado de Morelos, el Tronco de Granodiorita de Tlaica, 10 kms., al Sureste de Cuautla intrusióna al Grupo Balsas y se le determinó, por el mismo método que al anterior, una Edad de 30 ± 3 millones de años antes del presente, lo que equivale a Oligoceno Superior (Z. de Cserna 1974).

ROCAS VOLCANICAS (OLIGOCENO). -

Intercaladas hacia la cima de los Conglomerados Rojos y cubriéndolos, se observan en toda el área, unidades volcánicas de tipo riolítico y andesítico. Algunas de estas unidades ya han sido estudiadas, como la Riolita Tilzapotla (C. Fries Jr. 1960), la cual en Morelos y Guerrero cubre al Grupo Balsas. En la localidad tipo tiene un espesor de 250 mts. Su edad se determinó por el método radioactivo plomo-alfa, aplicado sobre Circón y resultó 25 ± 10 millones de años antes del presente (H. W. Jaffe et al, 1958), lo cual equivale a Oligoceno Superior, afianzando la edad Eoceno Oligoceno de los Conglomerados Rojos subyacentes.

Otros afloramientos de este tipo son:

Grupo Pachuca (K. Segerstrom 1961) consistente de rocas volcánicas andesíticas, riolíticas y basálticas las cuales en el Estado de Hidalgo y Norte del Estado de México descansan sobre los Conglomerados Rojos del Grupo El Morro.

Su espesor puede ser algo mayor de 1,000 mts., y su edad por correlación estratigráfica se considera Oligoceno.

Formación Vizcarra (S. Enciso de la Vega 1968). - Descansa sobre la Formación Ahuichila en el Area de Cuencamé, Dgo., y consiste de tobas riolíticas y algunos derrames andesíticos y basálticos. - Por posición estratigráfica se le ha dado edad Oligoceno-Mioceno.

MIOCENO-PLIOCENO. -

Descansando discordantemente sobre los Conglomerados Rojos o sobre rocas más antiguas, se encuentran en el Altiplano Mexicano y el Noroeste del País, una gran cantidad de clásticos continentales y materiales volcánicos de edad Mioceno-Plioceno.

Muy pocas de estas unidades litológicas han sido descritas como formaciones e inclusive, frecuentemente se les ha confundido con sedimentos recientes.

En seguida se presenta una relación de formaciones consideradas de ésta edad.

- FORMACION TARANGO (K. Bryan 1948) Clástico y volcánico, basáltico y andesítico, aflora en el D. F., Méx. e Hgo. Edad por estudios de diatomeas; Plioceno Medio-Plioceno Superior (J. Jiménez R. 1977).
- FORMACION TEPOZTLAN (C. Fries Jr., 1950) Clástica y volcánica andesítica, aflora en Edo. de Morelos, Edad por posición estratigráfica Mioceno Inferior.
- FORMACION CUERNAVACA (C. Fries Jr., 1950) Clástico y volcánica andesítica. Aflora en el Edo., de Morelos. Edad por Diatomeas: Plioceno Superior (según J. Jiménez R. 1977).
- TOBA DON GUINYO (K. Segerstrom 1961) Volcánica riolítica, aflora en el Estado de Hidalgo, Edad por restos de plantas, Plioceno Inferior.
- FORMACION SANTA INES (J. Pantoja-Alor 1963) Conglomerados de caliza y de rocas volcánicas, aflora en el Edo., de Durango Edad por posición estratigráfica Plioceno Superior Pleistoceno.
- FORMACION CHILPANCINGO. (Ordoñez-Rose 1899) Clástica lacustre aflora en el Edo. de Guerrero (Z. de Czerna 1965) le da edad Plioceno y la correlaciona con la formación Cuernavaca.
- FORMACION LA ZORRA (S. Enciso de la Vega 1968) Volcánica basáltica con intercalaciones de arenisca, aflora en Durango. Edad por posición estratigráfica Mioceno-Plioceno.
- FORMACION SAN JOSE (S. Enciso de la Vega 1968) Clástica, aflora en el área de Cuencamé, Dgo., Edad por posición estratigráfica Plioceno Superior.
- FORMACION SANTO DOMINGO. (J. Carrillo Bravo, 1971) Clásticos, lacustres y fluviales, aflora en S. L. P. Edad por diatomeas plioceno superior (según J. Jiménez R. 1977).

Para la datación de edades de unidades sedimentarias lacustres del Altiplano, se han practicado análisis palinológicos a base de diatomeas. Algunos resultados se muestran en la Tabla N° 1.

PERIODO CUATERNARIO.

Se considera que los sedimentos depositados durante este período, en el Altiplano, son en general de poco espesor, dado que el área se encuentra en una etapa de intensa erosión.

En el valle de México, aflora la Fm. Becerra constituida por sedimentos lacustres (Arellano 1953), el límite Sur del Valle, lo constituyen rocas basálticas del Grupo Chichinautzin (C. Fries Jr. 1960)

GEOLOGIA ESTRUCTURAL.

Las unidades litológicas del Terciario Inferior Continental, tanto clástico como volcánicas, se presentan en estructuras complejas, afectadas por fallas que se produjeron durante el Eoceno, al finalizar la Revolución Laramide. Durante el Oligoceno, continuó la deformación debido al emplazamiento de numerosos cuerpos intrusivos.

TABLA DE CORRELACION CRONOESTRATIGRAFICA BASADA EN
DIATOMIAS

ZONA	LOCALIDAD	UNIDAD	EDAD
1	7 KM. AL SE DE CUAPIAX- TLA, TLAX.	TERCIARIO LACUSTRE	PLIOCENO MEDIO.
3	KM. 10 CARRETERA IXMI- QUILPAN, TULA, HGO.	FORMACION ATOTONILCO	PLIOCENO MEDIO.
5	KM. 8.5 CARRETERA HUI- CHAPAN-TEOZZAUTLA, HGO.	FORMACION TARANGO.	PLIOCENO SUPERIOR
9	JOCOTEPEC, JAL.	FORMACION CHAPALA	PLIOCENO MED-SUP
12	POBLADO LA PLAYA MANUEL DOBLADO, GTO.	TERCIARIO LACUSTRE	PLIOCENO MED-SUP
15	JALPA, ZAC.	TERCIARIO LACUSTRE	PLIOCENO MEDIO.
16	ALMOLOYA DE ALQUISIRAS, EDO. DE MEX.	FORMACION CUERNAVACA	PLIOCENO SUPERIOR.
20	LOMA LARGA VILLA DE REYES, S.L.P.	FORMACION STO. DOMINGO	PLIOCENO SUPERIOR.

ANALISIS EFECTUADOS POR J. JIMENEZ R. 1977.

TABLA No. 1.

Durante el Mioceno y Plioceno, el intenso vulcanismo y el fallamiento, dieron lugar al bloqueo de corrientes y a la formación de fosas tectónicas, dando origen a extensas y profundas zonas lacustres y valles aluviales donde se depositaron grandes volúmenes de sedimentos. En El Bolsón de El Hueco, en el área de Ciudad Juárez, los sedimentos lacustres y fluviales del Grupo Santa Fé del Mioceno-Plioceno tienen 3000 metros de espesor (Mattick 1967).

En muchos lugares, etapas volcánicas y sedimentarias sucesivas produjeron la alternancia de ambos tipos de rocas. El tectonismo, la erosión y la perforación de pozos han puesto en evidencia esta situación.

En la Cuenca del Valle de México, hace años se perforó, con fines de exploración acuífera el Pozo Texcoco N° 1 en terrenos del antiguo lago. La profundidad del pozo fue 2065 metros, habiéndose atravesado una secuencia formada por rocas volcánicas y sedimentarias encontrando en el fondo, yesos y conglomerados del Grupo Balsas.

En lo que va del Período Cuaternario, la erosión es el agente que más ha actuado en la conformación de las estructuras del área en estudio, salvo a lo largo del Eje Neovolcánico donde se han presentado grandes emisiones volcánicas tan recientes como la de El Parícutín en el año de 1943 en el Estado de Michoacán.

GEOHIDROLOGIA.

El interés de estudiar las posibilidades acuíferas de los sedimentos continentales Terciarios, se despertó en el autor, en el año de 1973 al analizar los resultados de un pozo perforado por la Dirección de Geohidrología y de Zonas Áridas junto al poblado de San Alto, en la porción Noroccidental del Estado de Zacatecas, (Fig. 8). En ese pozo, la producción acuífera importante, se encontró al atravesar una capa de toba riolítica que cubre un depósito de grava y arena, de gran permeabilidad; una revisión de campo comprobó que en un lugar relativamente cercano aflora una secuencia geológica semejante a la cortada en el pozo.

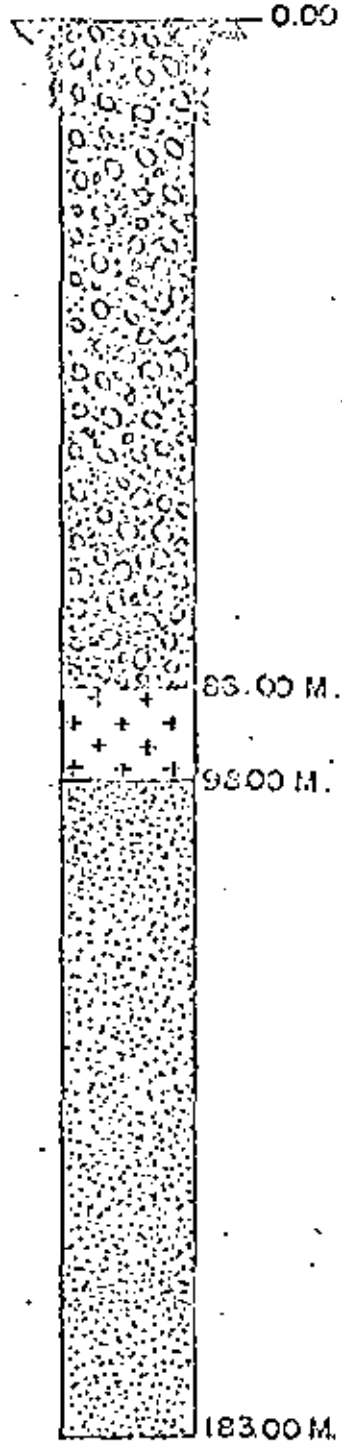
Dado que las rocas riolíticas y andesíticas del área son consideradas de edad Terciaria Medio y Superior, se les tomó como "Horizontes Índices", así las rocas subyacentes a ellas se consideran de edad terciaria a más antigua.

Existen grandes afloramientos de sedimentos continentales terciarios en los que la cubierta volcánica no se presenta, ya sea porque se erosionó o porque nunca se depositó, en estos lugares su identificación como sedimentos terciarios se dificulta más, dada su semejanza con sedimentos recientes, siendo necesario recurrir a análisis palinológicos.


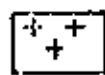

Como siguiente paso, se revisaron gran número de cortes litológicos de pozos, seleccionando los que habían logrado atravesar rocas volcánicas y alcanzado sedimentos clásticos continentales, así mismo, se visitaron y estudiaron afloramientos que presentaban esas características, primero en el propio

POZO SAN ALTO, ZAC.

LITOLOGIA



SITIOLOGIA

-  CONGLOMERADO
-  TOSA RIOLITICA
-  GRAVA Y ARENA.

NIVEL ESTATICO ----- 15.13 M.

NIVEL DINAMICO ----- 25.33M.

CAUDAL ----- 100. L.P.S.

AGUA TERMAL.

Estado de Zacatecas y luego en los Estados vecinos; de este modo, el área de estudio fue creciendo hasta abarcar todo el Altiplano y recientemente la porción Noroeste del País.

TERMALISMO.

Conforme se ha ido desarrollando el estudio de los acuíferos en sedimentos terciarios, se ha podido observar que en un gran porcentaje de los aprovechamientos estudiados, el agua presenta termalismo, sobre todo -- cuando dichos sedimentos están relacionados con rocas ácidas como las tobas riolíticas, lo cual es muy frecuente en nuestro País.

Este termalismo tiene algunas características especiales:

a). - Generalmente el agua no tiene temperatura arriba de los 42° C.

b). - El termalismo es de tipo regional, o sea que en ocasiones abarca áreas de varios cientos de Km² como es el caso del Valle de San Luis Potosí, Jaral de Berrio, Gto.

c). - El agua que aportan es generalmente inodora y de buena calidad.

LITOLOGIA. 000

POZO CRISOSTOMOS

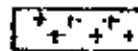
EJIDO DE CRISOSTOMOS

MPIO. A SIENITOS. I.

EDO. AGUASCALIENTES.

CLAVE: PA5-30

SIMBOLOGIA



TOBA RIOLITICA



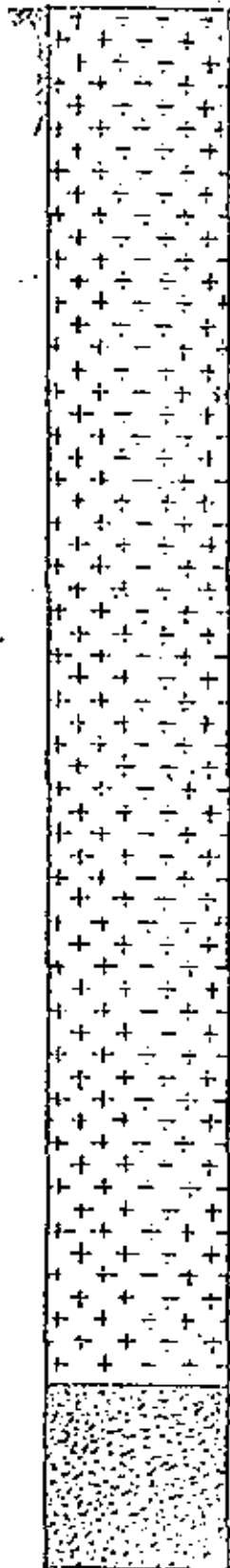
ARENA Y GRAVA

N. E. = 5.95 M.

N. D. = 6.50 M.

CAUDAL = 33 L.P.S.

TEMPERATURA = 30°C

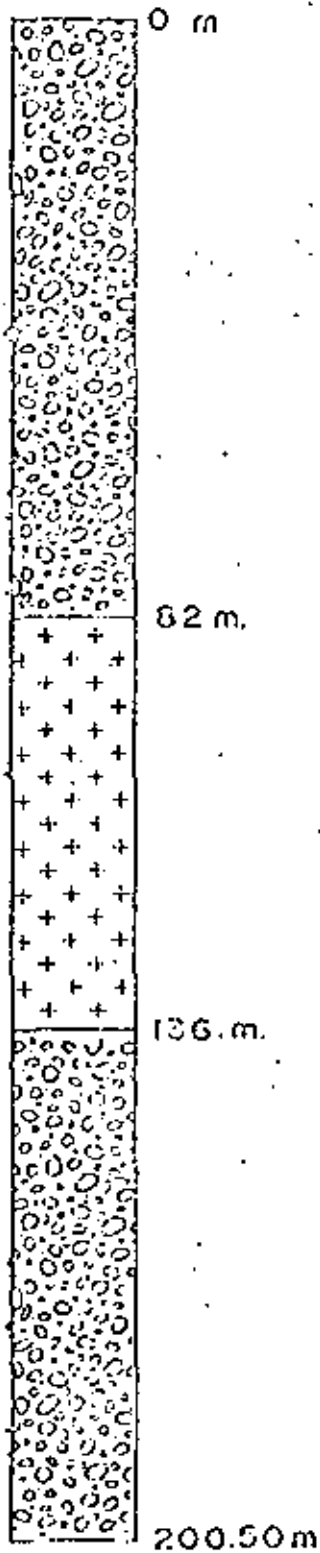


374.00

435.35 MTS.

MARAVILLAS MPIO DE NORIA DE ANGELES, ZAC.

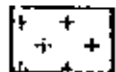
LITOLOGIA



SIMBOLOGIA



Grava y arena



Toba riolítica

N. E. = 27.41 m

N. D. = 70.07 m

Q. = 81.75 Lps

AGUA TERMAL

Fig. 10.

86

R2

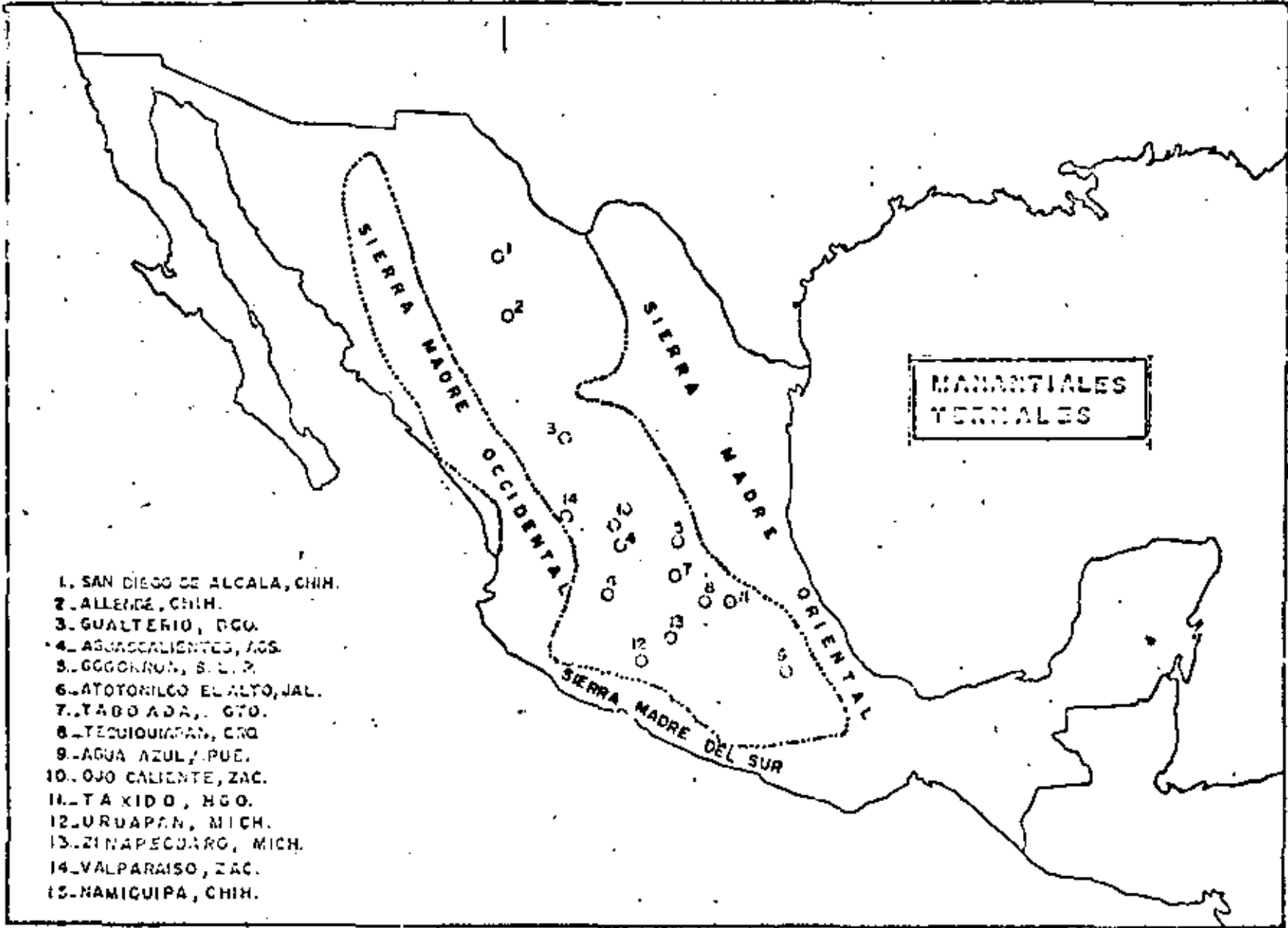


Fig. II

Se considera que el agua adquiere calor al estar en contacto con rocas ácidas o sedimentos que contienen minerales en decaimiento radioactivo.

Este tipo de termalismo relacionado con sedimentos y rocas ácidas se diferencia del originado por cámaras magmáticas jóvenes de tipo basáltico o andesítico en lo siguiente.

- a). - Muy alta temperatura.
- b). - Abarca áreas pequeñas.
- c). - El agua generalmente tiene mal olor y es de mala calidad.

Un ejemplo es la zona geotérmica de Ixtlán de los Hervores en el Estado de Michoacán.

CONCLUSIONES. -

1). - Se ha comprobado que grandes afloramientos de sedimentos clásticos continentales considerados hasta hace poco tiempo de edad cuaternaria, son en realidad de edad terciaria.

2). - La mayor proporción del agua subterránea que se explota en el País, proviene de acuíferos en sedimentos clásticos continentales de edad terciaria.

3). - Es factible obtener buena producción acuífera mediante la perforación de pozos sobre rocas riolíticas o andesíticas impermeables, ya que se ha comprobado que en algunos lugares, estas descansan o están intercaladas con unidades constituidas por clásticos continentales permeables. Esto abre a la explotación acuífera extensas áreas del País, antes desechadas por estar ocupadas superficialmente por rocas volcánicas impermeables. (Fig. 9 y 10)

4). - Los límites fisiográficos de una cuenca, si están formados por rocas volcánicas impermeables, no necesariamente serán los límites hidrológicos de la misma, pues puede existir circulación subterránea de agua a través de sedimentos clásticos subyacentes.

5). - Una gran proporción de pozos y manantiales en este tipo de acuíferos produce agua termal (Fig. 11) y este termalismo está asociado principalmente a rocas de tipo riolítico.

6). - Algunas unidades de sedimentos terciarios continentales, son tan impermeables que pueden actuar como confinantes.

A principios de 1975 presenté este nuevo concepto geohidrológico al Ing. Heinz Lesser Jones, Director de Geoh. y Zonas Áridas, de la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos habiéndolo recibido su apoyo para el desarrollo del estudio a detalle que se está llevando a cabo.

México, D. F., Enero de 1978.


ING. JORGE ANTONIO TRUJILLO CANDELARIA.

BIBLIOGRAFIA

- Bryan, K. 1948. - Los Suelos Complejos y Fósiles de la Altiplanicie de México, en relación a los cambios climáticos. Bol. - Soc. Geol. Mexicana, XIII: (1a. Parte).
- Schulze Gustavo. - 1953. - Conglomerados Terciarios Continentales en la Comarca Lagunera de Durango y Coahuila y sus Relaciones con Fenómenos Igneos Geomorfológicos y Climatológicos. Boletín N^o. 30 del Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales.
- De Cserna Zoltán. - 1955-56. - Congreso Geológico Internacional XX Sesión México Excursiones A-9 y C-12, Hoja N^o 7.
- Edwards John D. - 1956. - Estudio Sobre Algunos de los Conglomerados Rojos del Terciario Inferior del Centro de México, XX Congreso Geológico Internacional.
- Carl Fries Jr. 1956. - Bosquejo Geológico de las partes Central y Occidental del Estado de Morelos y áreas contiguas de Guerrero y México. Cong. Geol. Intern. XX Sesión México, 1956. Libroto Guía de la Excursión C-9
- W. R. Lowell, 1956. - Tertiary Geologic History of the Rocky Mountains in Montana, U. S. A. XX Congreso Geológico Internacional. México.
- Carl Fries Jr. 1957. - Bosquejo Geológico de la Región entre México, D. F. y Acapulco, Gro. -Boletín N^o 5 y 6 del Volumen IX de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.
- De la Vega, Enciso. 1963. - Hoja Cuencamé 13 R-1 (7) Instituto de Geología UNAM
- Villalobos Crescencio I. 1969. - El Probable Gran Acuífero Taboada. Cogorrón. Folleto Técnico N^o 22 del Inst. de Geología y Metalurgia. Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- De Ford, Ronald K. -1969. - Some Keys to the Geology of Northern Chihuahua. - Guidebook, Twentieth Field Conference The Border Region. Chihuahua and the U. S. A. New Mexico Geological Society.
- Córdoba, Diego 1969. - Hoja Ciudad Juárez 13 R-a (3) Instituto de Geología U. N. A. M.
- Dietz Robert S. y Holden John C. 1970. -La Desintegración de la Pangca. Selecciones de Scientific American.

- Dewey John F. 1972. - Placas Tectónicas. Deriva Continental y Tectónica de Placas. Seleccionadas de Scientific American.
- Maltick R. E. 1967 A Seismic and Gravity Profile Across The Hucco Bolson, - Texas U. S. G. S. Prot. Paper 575-D. Bibliografía citada por Tom Cliett 1969.
- Tom Cliett 1969. - Groundwater Occurrence of the El Paso Area and Its Related Geology. New Mexico Geological Society-twenty Field Conference.
- Kenneth Segerstrom. - 1961. - Geología del Suroeste del Estado de Hidalgo y del Noroeste del Estado de México. Boletín N° 3 y 4 del Volumen XIII de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.
- Guillermo P Salas 1949. - Bosquejo Geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca. Boletín N° 2 del Volumen I de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.
- Ernesto López Ramos. 1961. - Comentarios sobre la tectónica de México. Boletín N° 9 y 10 del Volumen XIV de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.
- Manuel Alvarez Jr. 1961. - Orogenias Pre-Terciarias en México Boletín N° 1 y 2 del volumen XIV de La Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.
- H. Alonso Espinoza. - L. F. de Anda y F. Mooser 1964. - Focos Termales en la República Mexicana. Boletín N° 7 y 8 del Volumen XVI de La Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.
- Cármén J. Schlaepfer y Liberto de Pablo Galan 1971. - Minerales arcillosos e interpretación sedimentológica de las Capas Rojas de la Formación Yanhuítlan, Oaxaca. Boletín N° 7-12 del Volumen XXIII de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros
- Kenneth Segerstrom. 1961. - Estratigrafía del área Bernal Jalapan, Estado de Querétaro. Boletín N° 5 y 6 del Volumen XIII de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.
- Francisco Viniegra. 1965. - Geología del Macizo de Teziutlan y la Cuenca Cenozoica de Veracruz. Boletín N° 7 12 del Volumen XVII de La Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.
- Ernesto López Ramos. 1974. - Geología General y de México Edición Escolar.
- F. J. Pettijohn. 1963. - Rocas Sedimentarias. Editorial Universitaria de Buenos Aires.

Frederic H. Lahee, 1955. - Geología Práctica. Editorial Omega.

Don. L. Anderson, 1971. - Deriva Continental y Tectónica de Placas. Se-
lecciones de Scientific American.



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

**EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO
DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS**

H I D R O G E O L O G I A

**Fotointerpretación y su Aplicación en la Prospección
de Aguas Subterráneas**

MARZO, 1981



FOTOINTERPRETACION Y SU APLICACION EN LA PROSPECCION DE AGUAS SUBTERRANEAS.

Notas tomadas del curso de Geohidrología impartido en 1972 en la Sección de Graduados E.S.I.A I.P.N. formuladas por Ing. Robi sol Chiñas L.

I.- INTRODUCCION

En la planeación de los Recursos Hidráulicos, se plantea la necesidad de elaborar proyectos integrales de aprovechamientos tanto del agua superficial como subterránea basados en la evaluación de dichos recursos. En estas actividades el agua subterránea ocupa un renglón muy importante, y requiere para su investigación, de la participación interdisciplinaria y la aplicación de varias tecnologías.

En nuestro país donde existen muchas áreas con escasa información geohidrológica, se hace necesario iniciar prácticamente con la prospección o búsqueda del agua subterránea, fijando los sitios para las exploraciones geofísicas o para las perforaciones y posteriormente, en otras etapas, dentro de la metodología de investigación de los recursos hidráulicos, es conveniente establecer un marco geohidrológico o modelo conceptual que sirva de base para la interpretación del funcionamiento de los acuíferos a fin de definir las zonas de explotación más convenientes o en su caso regular la extracción del agua subterránea.

Mucha de la información necesaria para llegar a estos objetivos puede ser obtenida con rapidez y bajo costo, mediante la interpretación de fotografías aéreas, ya que ellas ofrecen una visión regional del terreno, de todos los aspectos que interesan al estudio del agua subterránea, tales como la geomorfología, el drenaje superficial, las fronteras superficiales de unidades geohidrológicas, la vegetación y uso del suelo, y por esa razón es útil también para aquellas zonas que ya están en explotación o que cuentan con cartas geológicas, pues éstas generalmente no registran toda la información útil para el estudio del agua subterránea.

Por ser de mucha utilidad y por la riqueza de información que se obtiene de las fotografías aéreas, en estas notas se señalan los alcances y procedimientos de la fotointerpretación en el estudio del agua subterránea y sobre la manera más conveniente de registrar la información obtenida.

II.- INTERPRETACION DE FOTOGRAFIAS AEREAS.

La interpretación de fotografías aéreas es una técnica basada en la observación y análisis de las imágenes fotográficas a fin de deducir el significado de ellas: la calidad y cantidad de información que se puede obtener, depende de la formación y experiencia del fotointerprete y del tipo de material fotográfico utilizado.

La técnica de fotointerpretación proporciona información eminente de tipo cualitativo y requiere de la identifi--

cación análisis y clasificación de los rasgos de los objetos fotografiados a fin de conceptualizar la interrelación que existe entre cada uno de los factores que condicionan un terreno determinado, que está en proceso de observación. Esta actividad de ninguna manera desecha los trabajos de campo, pero se ve considerablemente reducida, en virtud de que previamente se pueden ubicar en las fotografías aéreas los sitios de muestreo y se puedan programar los recorridos a los lugares de interés.

En los estudios de fotointerpretación intervienen distintos factores que influyen en la calidad de la fotointerpretación; entre los más importantes se tienen los siguientes.

- a).- Característica de la fotografía aérea
- b).- La imagen estereoscópica
- c).- Característica de la fotointerpretación

Fotografías aéreas. - La fotografía es una proyección central que registra todos los objetos visibles en superficie terrestre cuyas características geométricas resultan incorrectas debido al desplazamiento causado por el relieve y por la distorsión de la cámara fotográfica. Existen numerosas características de la fotografía aérea que influyen en la fotointerpretación y que son: calidad de la imagen, tipo de cámara, tipo de películas, tipo de filtro, proceso de revelado, estación durante la cual fue tomada la fotografía, escala, dirección del vuelo.

Entre la variedad de películas existentes, la película pancromática (blanco y negro) tiene el mayor uso y tradicionalmente es la que se ha utilizado en los trabajos de fotointerpretación, sin embargo actualmente con el avance de las nuevas técnicas de percepción remota, se han desarrollado nuevos tipos de película y filtros permitiendo mejorar también la calidad de la fotointerpretación y consecuentemente obtener una mayor riqueza de información.

En la práctica de la fotointerpretación la utilización de las fotografías a color e infrarrojo a color ha dado buenos resultados en los estudios de cobertura vegetal, suelos y cuerpos de agua, ya que por la calidad de la información, se disminuye considerablemente la verificación de campo.

La escala de la fotografía está determinada por la relación que existe entre la distancia focal de la cámara y la altura de vuelo. La elección de las escalas fotográficas depende mucho del tipo de trabajo por desarrollar; comunmente se recomienda la escala 1:25,000 a 1:50,000 para trabajos de reconocimiento y 1:10,000 a 1:20,000 para trabajos de detalles; sin embargo debe tenerse presente dos factores que influyen en el uso de la fotografía y que son el relieve y la vegetación. Para fines geomorfológicos a veces es conveniente contar con fotografías de escala chica ya que en una sola fotografía pueden aparecer estructuras geológicas de conjunto, que a una escala mayor, registrados parcialmente, pudieran pasar desapercibidos.

Esterescopía. - La interpretación de fotografías aéreas requiere primordialmente de la utilización de fotografías estereoscópicas y éstas no son más que fotografías que contienen rasgos y objetos registrados desde posiciones diferentes del avión y que al examinarlos a través de un estereoscopio se puede observar tridimensionalmente.

En general puede decirse que cuando los objetos son observados con un solo ojo (visión monocular) estos se perciben únicamente en dos dimensiones y solamente la sensación de profundidad se obtiene utilizando los dos ojos (visión binocular). La visión estereoscópica es la reproducción artificial de la visión binocular y se puede obtener utilizando estereocópios o anagliefos. Comúnmente en los trabajos de fotointerpretación se utilizan estereoscópios de lentes, prismas y espejos.

Características de la fotointerpretación. - La parte más importante de los trabajos de fotointerpretación la constituye el elemento humano y a las finalidades a la que va orientada la fotointerpretación; en la mayoría de los casos, la calidad depende fundamentalmente de la experiencia y formación profesional del interprete.

La práctica de la fotointerpretación aconseja que los trabajos con fines geológicos, agua, suelos, bosques, urbanismo, actividades agrícolas, etc, sean desarrollados por personas con una formación acorde a esas disciplinas; las cuales deben reunir ciertas condiciones fisiológicas y psicológicas favorables para aplicar la técnica inductiva y deductiva que se utiliza en la fotointerpretación.

Para el caso de una interpretación geohidrológica los fotointerpretes, deben tener una base de conocimientos geológicos e hidrológicos y de uso del suelo; para poder conceptuar a través de fotografías una zona en proceso de estudio geohidrológico.

De todas maneras, en términos generales; la fotointerpretación utiliza una serie de criterios para identificar, analizar y clasificar los rasgos fotográficos, bajo una visión estereoscópica, como son:

Criterios derivados de las características físicas de la fotografía como son: textura, tono y color fotográfico.

Criterios derivados de las características de tamaño y forma de los objetos fotografiados.

Criterios derivados de las características topográficas y geomorfológicas de las zonas fotografiadas.

Criterios derivados de las características de los suelos, cobertura vegetal y su relación con el uso actualizado del suelo o actividad agrícola.

III.- INTERPRETACION FOTOGEOHIDROLOGICA

La investigación del agua subterránea requiere de varias etapas que son:

- La prospección y determinación de las condiciones geohidrológicas.
- La determinación de las características físicas e hidrodinámicas de los acuíferos.
- La hidrología subterránea o la determinación del comportamiento de los acuíferos ante la extracción y la recarga.

En la primera etapa se trata de determinar la presencia del agua subterránea en regiones prácticamente libres de explotaciones; basándose en el conocimiento de la climatología y geología, ya que la presencia, naturaleza y flujo del agua subterránea, es función del clima actual, de la morfología, petrografía, estratigrafía y de la estructura geológica.

En el caso del clima generalmente se trata de hacer el análisis de la precipitación, la temperatura y evaporación como elementos que intervienen en los términos del ciclo hidrológico, pero también es importante en el aspecto geohidrológico ya que en muchos acuíferos son función del clima del pasado; por ejemplo: aquellas zonas que por disolución se han convertido en acuífero. Asimismo es importante el clima en la calidad del agua pues sabido es; que muchas rocas de origen marino o depositadas bajo condiciones de aridez extrema, frecuentemente contienen agua salina que no ha podido ser lavada debido principalmente a condiciones climáticas.

La otra base para determinar la presencia del agua es la geología, ya que con éllas se trata de definir y analizar las características de los terrenos para deducir las condiciones geohidrológicas. Es en esta etapa, donde conviene utilizar las fotografías aéreas como medio para estudiar la geología del agua subterránea.

El objetivo de la prospección fotogeohidrológica es definir, a través de fotografías aéreas, donde quedan ubicadas las zonas de recarga y de acumulación del agua subterránea, para fijar los sitios más convenientes y efectuar estudios de resistividad eléctrica o para ubicar los pozos de exploración; estos tendrán por objetivos serán las de establecer un modelo tridimensional de la zona estudiada y de definir las características hidrodinámicas de los acuíferos en una segunda etapa de investigación del agua subterránea.

En las etapas subsecuentes del estudio del agua subterránea se trata de establecer una base objetiva que sirva de marco y de base, para que los hidrólogos cuenten con el material necesario para desarrollar la etapa de evaluación de los acuíferos; esta base objetiva puede estar representada por una

carta geohidrológica o un plano fotogeohidrológico, conteniendo todos los datos investigados (forma, drenaje, fronteras de las unidades hidroestratigráficas o geohidrológicas y secciones geológicas) que señalen la estructura geológica y que ayuden a establecer un modelo tridimensional de los acuíferos.

En efecto la interpretación de las medidas geofísicas y la interpretación de la estructura del subsuelo con datos aislados de las perforaciones pueden ser auxiliados con los datos obtenidos en superficie con la fotointerpretación. Asimismo al hacer el estudio de pozos y manantiales, con dicho modelo se puede auxiliar a la interpretación de los análisis geoquímicos, y las curvas de elevación y evaluación de los niveles estáticos. Finalmente, al analizar el uso del suelo o las actividades agrícolas es posible estimar aproximadamente el volumen de extracción que se utiliza para el riego de determinados cultivos.

En los estudios geohidrológicos a partir de fotografías aéreas, se incluyen los siguientes procesos:

- a).- Obtención del material fotográfico
- b).- Estudio de la geología del agua subterránea
- c).- Análisis del uso del suelo
- d).- Comprobación de campo
- e).- Registro de la información obtenida
- f).- Interpretación de las condiciones geohidrológicas

a).- Obtención del material fotográfico. - En estas notas no se tratará el tema de cual es el procedimiento de obtener las fotografías aéreas y la forma de obtención de los mosaicos fotográficos de contacto; basta decir que la escala más conveniente para un estudio fotogeohidrológico pueden variar entre 1:25,000 a 1:50,000 y para integrar los datos de la fotointerpretación -- conviene utilizar mosaicos de contacto, (no es necesario que sean rectificadas) escalas de 1:50,000 a 1:100,000. Conviene señalar que para estos estudios de fotointerpretación, se pueden utilizar vuelos aerofotográficos ya existentes en oficinas gubernamentales, como por ejemplo la Comisión de Estudios del Territorio Nacional que tiene levantado una gran parte del país o adquirirlos de los archivos de compañías especializadas en levantamientos aerofotográficos. Desde luego es recomendable utilizar un vuelo reciente, si éste se aprovecha para proyectos integrales, en donde se requieran investigar otros recursos o el uso actualizado del suelo.

b).- Estudio de la Geología del Agua Subterránea. - En la fotointerpretación geohidrológica, el estudio del agua subterránea abarca: el análisis de las formas del terreno, el análisis de las características del drenaje superficial, el análisis de la estructura geológica y la delimitación de las fronteras de las

unidades geohidrológicas e hidroestratigráficas.

c).- Las formas del terreno.- En el análisis de las formas del terreno se trata de señalar las variaciones de las pendientes del relieve, lomeríos y llanuras, a través de la observación estereoscópica, e interpretar en cada tipo de terreno la presencia de la cobertura intemperizada o ausencia de ella por erosión, que son algunos de los factores que intervienen en el escurrimiento superficial o retención del agua de lluvia.

El estudio de la morfología también debe hacerse analizando conjuntamente las características de las zonas donde aparecen cuerpos de agua manantiales, ríos, lagos, pantanos. Este procedimiento permitirá introducir más los datos geohidrológicos con la geomorfología, ya que en realidad la morfología es función del clima, la geología y el tiempo.

Por otra parte aunque existe una gran variedad de formas del terreno es conveniente agruparlas de acuerdo a su origen y estructura e integrarlas a provincias geológicas para facilitar su estudio, en una etapa de reconocimiento, pues frecuentemente se observan características similares entre las cadenas montañosas y las divisiones climáticas; incluso de un continente a otro. Este criterio podría ser útil para iniciar el establecimiento de un modelo que puede diferir de un lugar a otro pero en general puede tener muchas similitudes.

A continuación se señala los tipos más frecuentes de morfologías que están relacionadas con la estructura y la calidad de los terrenos, de acuerdo con la clasificación geomorfológica de Von Engel. En la figura 1 y 2 puede apreciarse las formas típicas que adoptan los materiales volcánicos.

Clasificación Geomorfológica de Von Engel.

1.- CLASES DE ESTRUCTURAS SIMPLES

A.- Unidades geomórficas de materiales no consolidados o débilmente consolidados que tienen en lo general una estructura horizontal o simple que está bien definida o en algunos casos poco definida.

- 1.- Llanura costera de levantamiento
- 2.- Llanura o meseta de pie de monte
- 3.- Llanura de tundra
- 4.- Llanura fluvial, lacustre y deltaica
- 5.- Erg o llanuras de dunas de arena
- 6.- Llanura glacial
- 7.- Llanura de loess

B.- Unidades geomórficas compuestas de roca sedimentarias más o menos consolidadas o en algunos casos de rocas de origen ígneo. Los materiales, como en el caso A se encuentran agrupados uniformemente y con una estructura simple.

8.- Meseta interior

9.- Cuenca de lopolito

10.- Meseta o llanura de corriente de lava

11.- Edificio volcánico

C.- Unidades geomórficas de rocas casi totalmente calcáreas con una estructura simple debido a la homogeneidad del material.

12.- Carst

13.- Isla o barrera de coral

2.- CLASES DE ESTRUCTURA DESORDENADAS

D.- Unidades geomórficas plegadas o falladas que se formaron de rocas compuestas de sedimentos consolidados o que incluyen otros materiales sedimentarios.

14.- Domo de levantamiento

a).- Lacolito

b).- Batolito

15.- Montaña plegada

a).- de pliegues simples

b).- de pliegues dislocados

16.- Montañas de fallamiento

F.- Unidades geomórficas constituidas principalmente por escudos de rocas rígidas y antiguas; en este caso la morfología puede ser de llanura, de meseta y de domo.

17.- Escudo de rocas ígneas metamórficas antiguas

18.- Peneplano de sedimentos y de rocas ígneas

19.- Glaciar continental

d).- Drenaje Superficial. - El análisis del drenaje superficial se hace con el fin de señalar, junto con la morfología, las diferencias que existen en la densidad del drenaje, para definir las zonas que ofrecen mayor escurrimiento o infiltración. Durante el análisis del drenaje también se puede obtener información sobre la ubicación de los aprovechamientos hidráulicos como presas y bordos o sobre la ubicación de los manantiales puesto que éstos influyen sobre la recarga de los acuíferos.

Al hacer el estudio del drenaje se señalarán en las fotografías: el cauce principal y todos los tributarios indicando o separando las subcuencas que interesen al estudio; esto es con el objeto de establecer la densidad de drenaje en longitud de cauce por superficie y relacionarlo con el tipo de cobertura -- intemperizada y tipo de roca, al hacer un análisis muy preliminar de la disponibilidad de agua en una cuenca.

Existen muchos arreglos de drenaje que son indicativos -- de las características geohidrológicas de los terrenos, como -- por ejemplo: Los drenajes con textura abierta, frecuentemente -- son indicativos de materiales permeables, rocas difíciles de -- erosionar o formaciones masivas y los drenajes con textura fina, se desarrollan normalmente en materiales impermeables en zonas -- fácilmente erosionables o donde el drenaje interno es lento.

Otras características que se debe tener presente durante el análisis del drenaje, es el grado de uniformidad de los modelos de drenaje ya que un sistema de drenaje uniforme y bien integrado, puede ser indicativo de cierta homogeneidad en la constitución de los terrenos y pueden manifestar susceptibilidad de erosionarse; en cambio las zonas no integradas o con ausencia de drenaje, pueda deberse a la presencia de materiales granulares -- (aluviones), a la presencia de rocas permeables por fractura -- ción o cavidades y también puede desarrollarse en regiones de -- morfología plana, que presentan zonas inundables o de encharcamiento.

Estructura geológica. -- El análisis de la estructura geológica se dirige principalmente a definir el grado de fracturación, posición, estratificación y potencia de las formaciones, -- en forma cualitativa, pero también pueden definirse cuantitativamente mediante el uso de la regla de paralaje, apoyada en datos de campo o cotas altimétricas.

Atendiendo a este tipo de medidas y a las características geomorfológicas se puede deducir en forma especulativa la -- estructura del subsuelo que es un factor decisivo en las condiciones de flujo y acumulación del agua subterránea.

Cuando se tienen medidas geofísicas y datos de perforaciones, estos pueden correlacionarse con las características -- estructurales de superficie para definirse una distribución en el espacio de los distintos tipos de terrenos y establecer la -- interrelación entre las distintas unidades los cuales --

pueden ser concordantes, discordantes, en bloques, o aparecer como un fondo rocoso de morfología irregular.

Delimitación de las fronteras de las unidades geohidrológicas o hidroestratigráficas. - Esta actividad probablemente sea la de mayor significación en el estudio del agua subterránea porque con ella se puede valorar cualitativamente la permeabilidad de los materiales ya que durante el análisis, se toma en consideración la naturaleza, secuencia y distribución, tanto de los materiales consolidados como de los no consolidados y también se toma en cuenta la granulometría morfología y estructura de las formaciones.

La delimitación de las fronteras entre rocas y suelos se hace principalmente por la observación de las discontinuidades y heterogeneidades de los terrenos que son derivados de las condiciones de depósito, de la fracturación, disposición de la estratificación, o por la presencia de zonas arcillosas. El análisis de estos factores son los que permiten indicar los sitios de retención, recarga, flujo y acumulación del agua subterránea o simplemente señalar zonas impermeables.

Para la delimitación de las fronteras de unidades de rocas y suelos se presentan ciertas dificultades por la enorme variedad de condiciones geológicas que existen y que frecuentemente se observan en la superficie con rasgos morfológicos determinados y otras veces están enmascarados o poco definidos por una cobertura intemperizada o por efecto de la erosión. En estas unidades pueden estar incluidos las rocas estratificadas, solubles, falladas, las derivadas de emisiones volcánicas, o los materiales poco consolidados que forman rellenos de cuenca o de valles. La mayoría de las veces, estas unidades presentan condiciones anisótropas que condicionan las características de permeabilidad y geohidrológicas en general.

Las rocas estratificadas son bastante complejas, no sólo porque algunas veces están falladas plegadas o fracturadas, sino porque algunas tienen normalmente una disposición de asociaciones alternantes o con cambios de facies laterales, de materiales de diferente calidad y permeabilidad.

En el caso de las rocas solubles, la presencia de cavidades, frecuentemente con una distribución irregular hace que la circulación de agua en una red cárstica, presente serios problemas de determinación.

En zonas de actividad volcánica solo con excepción aparecen estructuras mas o menos definidas, pues normalmente se encuentran asociadas emisiones de diferente composición (lavas y tobas) cuyas características geohidrológicas y de permeabilidad resultan diferentes.

En el caso de los materiales poco consolidados lo mas importante desde el punto de vista del agua subterránea, ellos ofrecen una estructura heterogénea que obedece a la forma y medio

de depositación y cuyo funcionamiento geohidrológico resulta diferente porque existen diferencias en la estructura, granulometría y continuidad; tales condiciones se presentan por ejemplo - de cuencas cerradas (bolsones), rellenos de valle o depósitos de llanuras costeras.

Son muchos los casos en que las rocas y los suelos - presentan condiciones estructurales complicadas; en la práctica, las unidades geológicas simples y homogéneas, son poco frecuentes; por esa razón en un estudio geohidrológico, se tiende hacia la agrupación de rocas y suelos en unidades geohidrológicas o - unidades hidroestratigráficas de acuerdo a sus características de permeabilidad.

Cuando se hace referencia a una unidad geohidrológica, se piensa en una agrupación de rocas o suelos con características hidrológicas similares, de manera de evitar trabajos demasiado detallados, innecesarios para el estudio del agua subterránea y cuando se hace mención de unidades hidroestratigráficas se trata de una investigación estratigráfica que se efectúa como - parte de un modelo hidrológico, en la cual se trata de agrupar - formaciones contiguas con las mismas características geohidrológicas, independientemente del piso o período geológico a que pertenezcan.

Es muy frecuente, por ejemplo, que paquetes grandes de areniscas o calizas que presentan divisiones estratigráficas - y que presentan varios pisos contiguos, desde el punto de vista geohidrológico pueden resultar acuíferos, entonces para el estudio del agua subterránea se trata de una unidad hidroestratigráfica. También es cierto que a menudo formaciones estratigráficas cuando son homogéneas pueden corresponder a unidades hidroestratigráficas, o también de una sola formación, por cambio de - facies, se puede derivar otra unidad,

En suma la delimitación de las fronteras, de las unidades geohidrológicas e hidroestratigráficas en superficie, complementada con informaciones que sitúan estas unidades en el espacio, permitirá llegar a la conclusión de que se pueda tener - una clasificación de modelos geohidrológicos en un número menor de categorías que las que pudieran derivarse únicamente por el - análisis geológico, de cada una de las diferentes condiciones que se presentan en las provincias geológicas mencionadas.

c.- Análisis del uso del suelo. - Otro tipo de análisis - que se realiza por medio de la fotointerpretación con fines de - investigar el agua subterránea, es el de estimar los volúmenes - de extracción mediante el uso del suelo por las actividades agrícolas, en zonas que están sujetas a explotación. Aunque este análisis requiere de contar con fotografías actualizadas, a veces - es necesario realizarlos, ya que la mayoría de las zonas donde - se explota el agua subterránea con fines de irrigación, no se miden los caudales de extracción; por este motivo, en los estudios de cuantificación se recurre, el procedimiento de considerar la superficies cultivadas y las láminas de riego utilizadas.

En este caso es relativamente fácil identificar en la fotografía aérea la superficie y el tipo de cultivo que riega cada pozo.

d).- Comprobación de campo.- La interpretación fotogeohidrológica no excluye los trabajos de campo sino que únicamente los disminuye en un alto porcentaje y éllo necesariamente debe realizarse atendiendo los renglones mencionados, para un estudio geohidrológico; durante el trabajo de fotointerpretación, debe señalarse los rasgos de interés para su comprobación así como los accesos a estos sitios de interés. Esto permitirá al fotointerprete rectificar o ratificar lo realizado durante la interpretación de los modelos estereoscópicos, complementando el estudio mediante el análisis, en los laboratorios, de las muestras de rocas suelos y agua que son colectados durante el reconocimiento de campo.

c).- Registro de la información obtenida.- Los resultados obtenidos mediante fotointerpretación y su correspondiente comprobación de campo, es conveniente reunirlos en unidades de igual característica para hacer una explicación práctica de las condiciones geohidrológicas y que puede ser de mucho interés por las analogías que se presenten en otras provincias geológicas. Estas agrupaciones forman las unidades geohidrológicas o hidroestratigráficas cuyas fronteras se transfieren a plenos base o a mosaicos fotográficos de contacto, a efecto de tener una base objetiva donde se presenten conjuntamente, todos los factores que intervienen en el estudio y que deberá conducir prácticamente en un plano de isopermeabilidad. La transferencia de datos a los mosaicos se puede hacer por comparación de los rasgos de las imágenes fotográficas y dados los niveles de estudio, que son de tipo regional, no se requiere que los mosaicos sean rectificadas.

Otro tipo de registro lo constituye las secciones transversales que con la información puntual de las perforaciones o secciones de la geofísica, nos permitirá representar un modelo tridimensional de la estructura del subsuelo, conjuntamente con la morfología.

Al agrupar los diferentes tipos de materiales se buscará la forma de hacerlo de una manera práctica, que explique a través de la simbología, tanto las características geológicas (morfología, petrografía, estratigrafía y estructura) adaptada a la nomenclatura geológica de la región, como las características geohidrológicas de cada unidad hidroestratigráfica (permeabilidad condiciones de recarga, flujo y almacenamiento).

Cuando se trata de materiales no consolidados generalmente de tipo aluvial es conveniente registrar la información de acuerdo con la granulometría de los sedimentos utilizando el sistema unificado de clasificación de suelos, para hacer mas comprensible las condiciones de permeabilidad. En el cuadro 1 se señala el sistema unificado de clasificación de suelos versión S.O.P. La utilización de símbolos, de esta clasificación, ayuda bastante a comprender cual ha sido el proceso de la depositación en una zona de terminada.

PROCEDIMIENTO DE IDENTIFICACION EN EL CAMPO (Evaluando las partículas mayores de 200 μ y usando los datos de las pesas volumétricas)				SÍMBOLOS DEL GRUPO (1-1)	NOMBRES TÍPICOS	INFORMACION NECESARIA PARA LA DESCRIPCION DE LOS SUELOS			
SUELOS DE PARTICULAS GRISESAS Más de la mitad del material del material es retenido en la malla N° 200 (φ) con aproximadamente los mismos volúmenes de simple y fino	GRAVAS Más de la mitad de la fracción gruesa estriba en la malla N° 4. Para identificación ver grupo de la malla N° 4	GRAVAS	AMPLIA GAMA EN LOS TAMAÑOS DE LAS PARTICULAS Y CANTIDADES APRECIABLES DE TODOS LOS TAMAÑOS INTERMEDIOS.	GW	GRAVAS BIEN GRADUADAS, MEZCLAS DE GRAVA Y ARENA CON POCO O NADA DE FINOS	Debe el nombre típico, en el que se las presenten los porcentajes de grava y arena, tamaño máximo, plasticidad, características de la superficie y diámetro de las partículas gruesas, nombre local y geológico, cualquier otra información descriptiva pertinente y el símbolo entre paréntesis. Para los suelos inalterados agregarse información sobre estratificación, compactación, cementación, condiciones de humedad y características de drenaje. Ejemplo: Arena limosa, con grava, con un 20% de grava de partículas duras angulosas y de 0.5 cm de tamaño máximo, arena gruesa a fina de partículas redondeadas angulosas, alrededor de 15% de finos no plásticos de baja resistencia en estado seco, compactado y húmedo en el lugar; arena arcillosa (SM)			
			PREDOMINIO DE UN TAMAÑO O UN TIPO DE TAMAÑO CON AUSENCIA DE ALGUNOS TAMAÑOS INTERMEDIOS	GP	GRAVAS MAL GRADUADAS, MEZCLAS DE GRAVA Y ARENA CON POCO O NADA DE FINOS				
			FRACCION FINA POCO O NADA PLASTICA (PARA IDENTIFICACION VERSE GRUPO N° ABAJO)	GM	GRAVAS LIMOSAS, MEZCLAS DE GRAVA, ARENA Y LIMO				
			FRACCION FINA PLASTICA PARA IDENTIFICACION VERSE GRUPO DE ABAJO	GC	GRAVAS ARCILLOSAS, MEZCLAS DE GRAVA, ARENA Y ARCILLA				
	ARENAS Más de la mitad de la fracción gruesa pasa la malla N° 4. Para identificación ver grupo de la malla N° 4	ARENAS	AMPLIA GAMA EN LOS TAMAÑOS DE LAS PARTICULAS Y CANTIDADES APRECIABLES DE TODOS LOS TAMAÑOS INTERMEDIOS	SW	ARENAS BIEN GRADUADAS, ARENAS CON GRAVA CON POCO O NADA DE FINOS				
			PREDOMINIO DE UN TAMAÑO O UN TIPO DE TAMAÑO CON AUSENCIA DE ALGUNOS TAMAÑOS INTERMEDIOS	SP	ARENAS MAL GRADUADAS, ARENAS CON GRAVA CON POCO O NADA DE FINOS				
			FRACCION FINA POCO O NADA PLASTICA (PARA IDENTIFICACION VERSE GRUPO N° ABAJO)	SM	ARENAS LIMOSAS, MEZCLAS DE ARENA Y LIMO				
			FRACCION FINA PLASTICA (PARA IDENTIFICACION VERSE GRUPO DE ABAJO)	SC	ARENAS ARCILLOSAS, MEZCLAS DE ARENA Y ARCILLA				
PROCEDIMIENTOS DE IDENTIFICACION EN LA FRACCION QUE PASA LA MALLA N° 200									
SUELOS DE PARTICULAS FINAS Más de la mitad del material pasa la malla N° 200 (con porción de 0.075 mm de diámetro (malla N° 200))	LIMOS Y ARCILLAS LIMITE LIQUIDO MEMBR DE 50	LIMOS Y ARCILLAS	ALTA A MEDIANA PLASTICIDAD (CON PRESENCIA DE ALGUNAS PARTICULAS FINAS)	ALTA A BASTANTE	TERMINACION CONFINADA (CON ALGUNAS PARTICULAS FINAS)	ML	LIMOS INORGANICOS, POLVO DE ROCA, LIMOS ARENOSOS O ARCILLOSOS LIGERAMENTE PLASTICOS		
			MODERADA A BASTANTE PLASTICIDAD	RAPIDA A LENTA	NULA			CL	ARCILLAS INORGANICAS DE BAJA A MEDIA PLASTICIDAD, ARCILLAS CON GRAVA, ARCILLAS ARENOSAS, ARCILLAS LIMOSAS, ARCILLAS PEGNOSAS
			BAJA A NULA PLASTICIDAD	LENTA	LIGERA				
	LIMOS Y ARCILLAS LIMITE LIQUIDO MAYOR DE 50	LIMOS Y ARCILLAS	LIGERA A MEDIA	LENTA A NULA	LIGERA A MEDIA	MH	LIMOS INORGANICOS, LIMOS MICACEOS O DIATOMACEOS, LIMOS ELASTICOS		
			ALTA A MUY ALTA	NULA	ALTA	CH	ARCILLAS INORGANICAS DE ALTA PLASTICIDAD, ARCILLAS FRANCAS		
			MODERADA A BASTANTE	NULA A MUY LENTA	LIGERA A MEDIA	OH	ARCILLAS ORGANICAS DE MEDIA A ALTA PLASTICIDAD, LIMOS ORGANICOS DE MEDIA PLASTICIDAD		
	SUELOS ALIMENTALES ORGANICOS		FACILMENTE IDENTIFICABLES POR OLOR O LOR SENSACION ESPONJOSA Y FRECUENTEMENTE POR SU TEXTURA FIBROSA		P ₁	TURBA Y OTROS SUELOS ALTAMENTE ORGANICOS	Ejemplo: Limo arcilloso, café, ligeramente plástica porcentaje reducido de arena fina, numerosas agujeros verticales de raíces, fimo y saca en el lugar, tobas (ML)		

CLASIFICACIONES DE FRONTERA - Los suelos que poseen las características de dos grupos se designan con la combinación de los símbolos. Ejemplo GW-GC mezcla de grava y arena bien graduada con contenido arcilloso.
 D.R.M.C. * Todas las mallas de las mallas en esta carta son las U.S. Standard

1).- Interpretación de las condiciones geohidrológicas.-

La deducción de las condiciones geohidrológicas será el resultado de un análisis generalmente por provincias o cuencas hidrográficas, con el objeto de señalar las zonas de recarga, dirección de flujo y zonas de acumulación del agua subterránea, según la posición de las fronteras impermeables con relación a los acuíferos.

En las diferentes provincias se pueden presentar diferentes condiciones geohidrológicas cuyas características permiten definir las como acuíferos en:

piekementos, aluviones recientes y antiguos
valles y cursos de antiguos ríos
llanuras aluviales
llanuras costeras
llanura de cuenca cerrada original, pero con procesos --
actuales de drenaje exorreico
sedimentos clásticos de baja cementación
rocas volcánicas fracturadas, generalmente en alternan--
cia con piroclásticos
rocas de fracturación profunda
rocas rígidas estratificadas y fracturadas
rocas con cavidades de disolución
rocas plegadas con estructuras favorables para una circu--
lación y alimentación del agua subterránea.

Si observamos la carta geológica del país, se verá --
que esta variedad de condiciones pueden ser agrupadas y pueden --
integrarse los datos geológicos e hidrológicos a un modelo concep--
tual, bien definido por límites conocidos o supuestos, que luego
se verificarán en el transcurso del estudio. En la práctica se --
pueden establecer algunos modelos como los siguientes:

Zonas de rocas volcánicas.- En el frente oriental de
la Sierra Madre Occidental y en la parte central del país, exis--
ten valles intramontanos en donde se forman acuíferos, en los re--
llenos de aluviones y tobas redepositadas, cuyos límites tanto --
lateral como en el subsuelo, son de rocas volcánicas (riolitas, --
tobas y basalto); la alimentación es producida por los escurri--
mientos superficiales que descargan en los rellenos del valle y --
por el agua que circula por la fracturación subvertical que pre--
senta la propia roca volcánica. La circulación normalmente es ha--
cia el centro del valle, ya que en algunos casos éstas original--
mente fueron cuencas cerradas y actualmente por erosión pueden --
permitir la salida del escurrimiento superficial y en ocasiones --
del flujo subterráneo.

También es posible las salidas del flujo subterráneo
por zonas de fracturación profunda. En estas zonas generalmente --
constituidas por una alternancia de lavas y tobas, los primeros --
pueden permitir la circulación del agua debida a la fracturación.

Zonas de cuencas cerradas.- En la mesa del norte, ---
existen zonas de cuencas cerradas cuyos rellenos están limitados--
por sedimentos calcáreos y arcillosos; en muchos casos las depre-

nes fueron rellenos de sedimentos de naturaleza arcillosa provenientes de montañas con cobertura de formaciones del cretácico inferior (lutitas o calizas arcillosas). Al interpretar las condiciones de depósito en estas depresiones se observa una gradación en la granulometría con sedimentos gruesos en la periferia de la cuenca (piedemontes) y materiales finos en la parte central con condiciones de baja permeabilidad y formación de cuerpos de agua superficial sujeta a una evaporación intensa. Cuando existen materiales gruesos en la llanura, éstos están empujados en materiales finos; por estas condiciones los acuíferos resultan pobres y de mala calidad. En estas zonas pueden presentar atractivo las zonas que limitan los rellenos de cuenca o sean las rocas calcáreas, -- las condiciones geohidrológicas están regidas por la estructura geológica, ya que paquetes de rocas calizas limitadas por sedimentos arcillosos, pueden llegar a presentar condiciones de confinamiento. El estudio de las calizas por si solas constituye el análisis de demasiados factores y parámetros que es necesario interpretar, para formar un modelo de tipo calcáreo que puede ser de mucho interés, ya que tienen una distribución grande en el noroeste y sureste del país.

Zonas de llanura costera. -- Otro conjunto de características similares, que pueden llegar a formar un modelo conceptual, presenta en las zonas costeras donde sedimentos de tipo continental están intercalados con sedimentos marinos y asociados también a desembocaduras de corrientes fluviales antiguos o modernas. Los límites laterales pueden ser de diferente naturaleza pero todos, en común, presentan una zona de interfase, que por la estructura complicada de los sedimentos puede tener diferentes configuraciones. Lo mismo se puede decir de las condiciones de acuíferos en la que la mayoría de las veces son del tipo semi confinados. Al analizar este modelo es necesario tener presente la mecánica de la sedimentación por efecto de las corrientes fluviales y por las variaciones en las condiciones ambientales en las costas ocasionada por las fluctuaciones del nivel del mar registrada principalmente en el Pleistoceno.

En estas notas se ha hablado de los modelos, basados en factores geológicos, que comúnmente se pueden interpretar en el estudio del agua subterránea; sin embargo hay que considerar que cada región o cuenca tiene sus características particulares que cuando se analicen los cambios que se deben a factores de tipo climatológico, que es el otro factor mencionado al principio, estará en condiciones de llegar a conclusiones mas firmes respecto a la presencia del agua en el subsuelo. Por último hay que considerar que los factores geológicos y climáticos no son suficientes en el estudio del agua subterránea, y que es necesario reducir el tiempo para integrar efectivamente un modelo geohidrológico.

Finalmente para concluir, sólo es necesario reiterar que el estudio del agua subterránea, requiere de la participación multidisciplinaria y de la aplicación de varias tecnologías, entre las que se encuentra la interpretación de fotografías aéreas, que mucha utilidad para la determinación de los factores geológicos que ayuden a establecer un modelo conceptual geohidrológico.

BIBLIOGRAFIA

Las Doce Principales Reglas de la Interpretación Fotogeológica y las Bases Fundamentales de que se derivan.

Felipe Guerra Peña. 1961

Geomorphology.

Von Engeln.

Photografie Aeriene Panorama Intertechnique.

Redacteur Pilote. R. Chevallier. Paris. 1965

Introducción a la Fotogrametría. Curso Especial de ---- Fotogeología.

C.I.A.F. Bogotá, Colombia. 1968

Manual of Photographic Interpretation.

The American Society of Photogrammetry. 1960

Notas del Seminario sobre -- Desarrollo y Manejo de Recursos Hídricos Subterráneos.

Buenos Aires, Argentina. 1971

Clasificación de los Materiales Pétreos y Suelos.

Secretaría de Obras Públicas. 1968

Prospección Fotogeohidrológica en las Zonas Áridas de -- México.

Robisel Chiñas Laió

Memoria Técnica del 1er. Congreso Nacional de Fotogrametría, Interpretación y Geodesia. 1971

Metodología para determinar la cuantía de los recursos de Agua Subterránea en una Región dada.

Ing. Ignacio Sainz Ortíz

Ing. Ruben Chávez Guillón

Memoria de la Primera reunión Nacional del Grupo de Perforación de Pozos.





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

**EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO
DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS**

**EL AGUA SUBTERRANEA EN RELACION CON LOS FENOMENOS QUE INTEGRAN
EL CICLO HIDROLOGICO**

ING. VICTOR DEL RAZO TAPIA

MARZO, 1981



EL AGUA SUBTERRANEA EN RELACION CON LOS FENOMENOS QUE INTEGRAN

EL CICLO HIDROLOGICO

I.- EL CICLO HIDROLOGICO.

El ciclo hidrológico es un sistema circulatorio que incluye e interrelaciona prácticamente la totalidad del agua existente en la tierra. Sólo quedan excluidas de este ciclo las llamadas "aguas fósiles" o "aguas congénitas", generadas por procesos magmáticos o metamórficos, y atrapadas en las formaciones geológicas; pero su cuantía no es de consideración con respecto al volumen de las aguas comprendidas en el ciclo.

El agua subterránea también es parte integrante de dicho sistema circulatorio: la recarga de los acuíferos y la circulación subterránea del agua hasta las zonas de descarga, representan la parte del ciclo que tiene lugar en el subsuelo. Existe una estrecha relación entre el agua subterránea y los fenómenos que integran el ciclo hidrológico. En efecto, la precipitación pluvial constituye la fuente de recarga de los recipientes subterráneos; el escurrimiento superficial es también una importante fuente de recarga y, en algunos casos, es generado parcialmente por una aportación del almacenamiento subterráneo a los cauces; la infiltración es el fenómeno mediante el cual el agua ingresa al subsuelo y, eventualmente, llega a la zona de saturación, y la evapotranspiración constituye, en ocasiones, un mecanismo de descarga de los acuíferos. Por todo esto, aunque la Geohidrología tiene por objeto de estudio el agua subterránea, debe tomar en cuenta también, en términos generales, aquella parte del ciclo que tiene lugar en la superficie (Ver figura 1).

Como es bien sabido, el agua precipitada sobre la superficie de la tierra se distribuye en la forma siguiente: una parte retorna a la atmósfera a través de la evapotranspiración; otra, escurre superficialmente, y el resto se infiltra. Lo anterior puede expresarse:

$$P = Ev + s + I$$

siendo P la cantidad de agua precipitada; Ev, la evapotranspiración real; s, el volumen de escurrimiento superficial, e

16

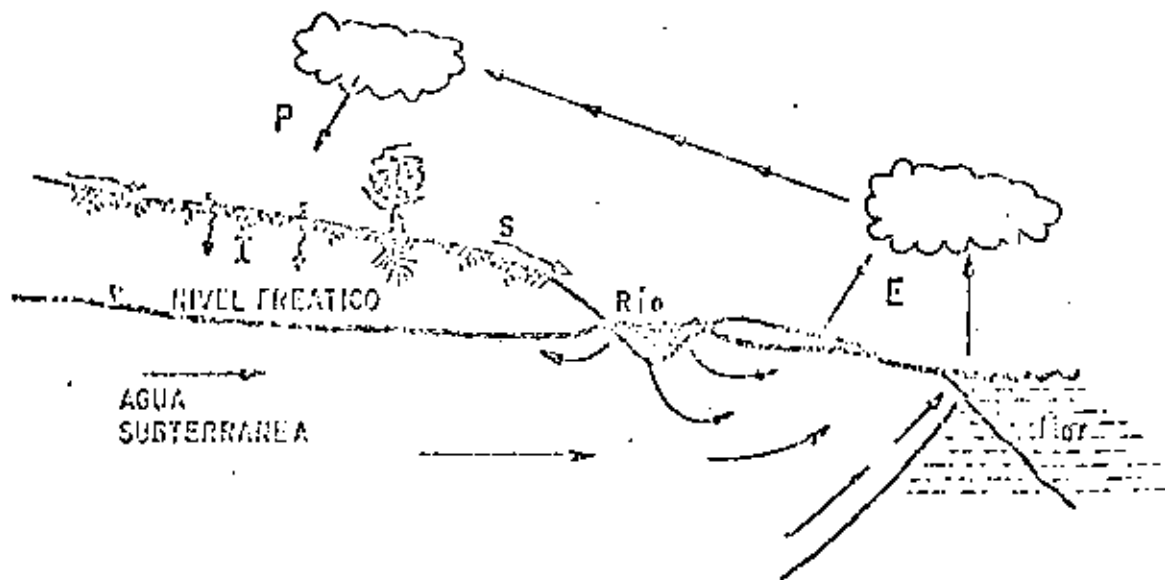


FIGURA 1.- EL AGUA SUBTERRANEA FORMA PARTE DEL CICLO HIDROLOGICO. POR ELLO GUARDA UNA ESTRECHA INTER-RELACION CON EL AGUA SUPERFICIAL.

I, el volumen infiltrado. La expresión anterior es la llamada "Ecuación del Ciclo Hidrológico" en su forma más simple.

Es importante considerar a cada uno de los fenómenos anteriores en su relación con la presencia, distribución y comportamiento del agua subterránea.

II.- LA PRECIPITACION PLUVIAL: FUENTE DE RECARGA DE LOS DEPOSITOS SUBTERRANEOS.

Por lo general, en los estudios geohidrológicos no se requiere de un conocimiento muy detallado del régimen pluviométrico, ni es necesario realizar análisis complejos como los que se llevan a cabo en estudios de hidrología superficial; así, por ejemplo, las curvas intensidad-duración-frecuencia, las curvas áreas-intensidad o la generación de series cronológicas, no son de mayor utilidad para el geohidrólogo. Esto se debe a que los recipientes subterráneos actúan como enormes reguladores que atenúan las variaciones hidrológicas superficiales.

La disponibilidad de agua subterránea de una zona está limitada, en gran parte, por la rapidez con que se renueva el recurso, y uno de los factores principales de que esto depende es la magnitud y distribución de la precipitación pluvial; el otro factor dominante es de carácter geológico, como se verá más adelante. De aquí que sea importante, en un estudio geohidrológico, tener una idea más o menos aproximada de los volúmenes de agua que se precipitan sobre la zona considerada, así como de su variación en el área y en el tiempo.

II.1.- La Precipitación Anual.

El procesamiento de los datos pluviométricos con fines geohidrológicos consiste, primero, en determinar la precipitación anual y su variación en el tiempo. Para tal efecto, se trazan gráficas, como la ilustrada en la figura 2, que muestran la variación de la precipitación anual en un intervalo de tiempo de varios años (10 a 20), y la media anual del mismo lapso. En particular, es importante conocer la precipitación del ciclo anual en que se llevó a cabo el estudio geohidrológico, porque el volumen de recarga que recibe un acuífero guarda cierta relación con la magnitud de la precipitación pluvial. Esta relación no es sencilla ni constan

00. 4
197 a

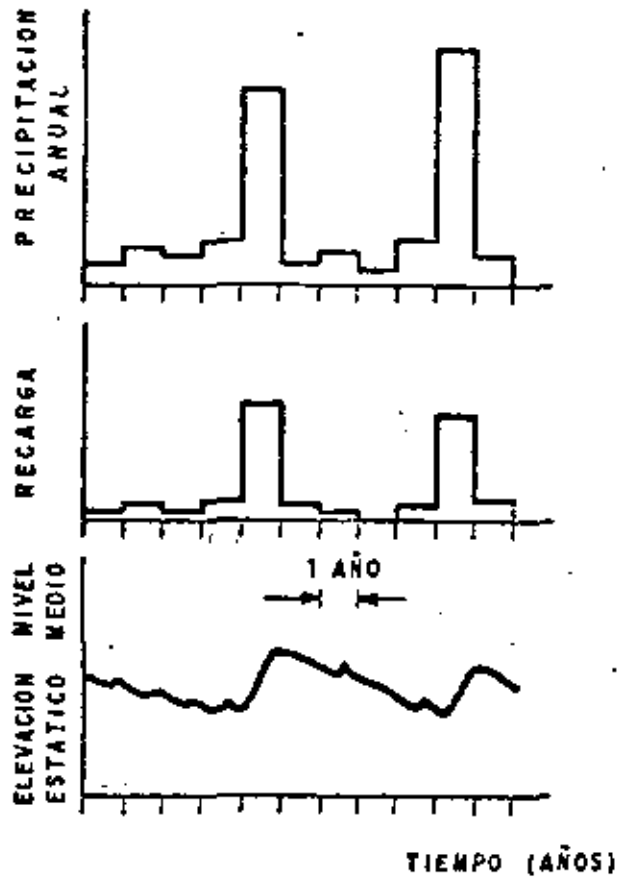


FIGURA 2.- LA VARIACION DE LA PRECIPITACION ANUAL DA UNA IDEA DE LA PROBABLE VARIABILIDAD DE LA RECARGA DE LOS ACUIFEROS. EN LAS ZONAS ARIDAS LA RECARGA SUELE SER SIGNIFICATIVA UNICAMENTE EN AÑOS RELATIVAMENTE LLUVIOSOS.

te, ya que en el fenómeno de la recarga influyen muchos otros factores, además de la cuantía de la precipitación; pero, en general, cabe esperar una mayor recarga durante años lluviosos que durante años secos. Por esto, para no sobre-estimar o subestimar la disponibilidad de agua subterránea, deben conocerse cuáles fueron las condiciones de precipitación que prevalecieron en el ciclo para el cual se efectuó la estimación de la recarga.

II.2.- Cuantificación del Volumen Precipitado.

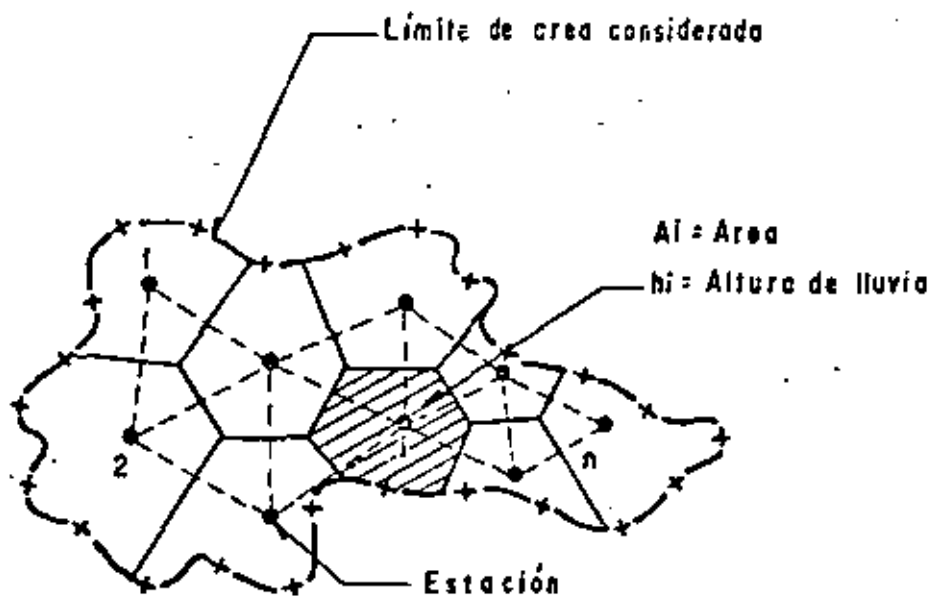
La cuantificación del volumen precipitado se basa en mediciones de la altura de lluvia, efectuadas mediante pluviómetros o pluviógrafos instalados en las estaciones climatológicas. Existen tres métodos para calcular el volumen de lluvia, a partir de los datos registrados en estaciones distribuidas en la zona estudiada: el método aritmético, el método de Thiessen y el método de las isohietas, siendo los dos últimos los más confiables.

En el método aritmético se calcula el volumen de lluvia multiplicando el área de la zona estudiada por la precipitación media, calculada como la media aritmética de las alturas de lluvia registradas en las estaciones climatológicas.

El método de Thiessen consiste en trazar un polígono de influencia para cada estación; los vértices del polígono que dan definidos por la intersección de las mediatrices de los triángulos formados por la estación considerada y las estaciones adyacentes a ella; se supone que en el área de influencia así definida, la altura de lluvia es igual a la registrada en la propia estación. El volumen de precipitación se calcula como la suma de los productos de las áreas de influencia de las estaciones por sus respectivas alturas de lluvia (Ver figura 3).

El método de las isohietas consiste en trazar curvas de igual precipitación pluvial, con apoyo en las alturas de lluvia registradas en las estaciones; en el trazo se toma en cuenta la influencia de la orografía. Se miden gráficamente las áreas comprendidas entre isohietas adyacentes, y se multiplican por sus respectivas láminas medias de lluvia. El volumen precipitado está dado por la suma de estos productos.

La distribución de la lluvia en el área se ilustra mediante las isohietas correspondientes a un intervalo de varios años (Ver figura 4).



$$\text{Volumen precipitado} = \sum_{[s]}^n A_i \cdot h_i$$

FIGURA 3.- CUANTIFICACION DEL VOLUMEN PRECIPITADO POR EL METODO DE THIESSEN.

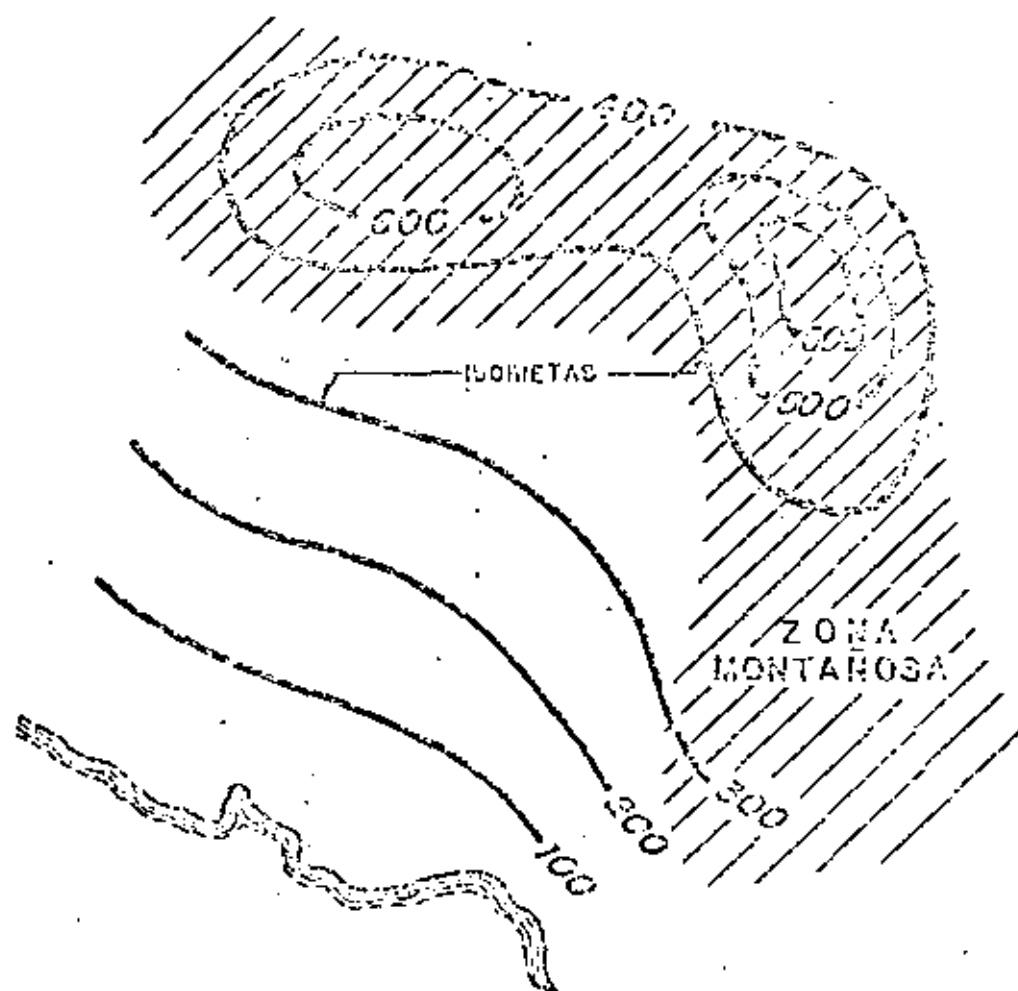


FIGURA 4.- LA MAGNITUD E INTENSIDAD DE LA LLUVIA SON ALGUNOS DE LOS FACTORES QUE INFLUYEN EN LA RECARGA DE LOS ACUÍFEROS. LAS ISOHIETAS ILUSTRAN LA DISTRIBUCIÓN DE LA LLUVIA EN EL ÁREA.

II.3.- La Intensidad de Lluvia.

Otro aspecto que debe conocerse, al menos en forma cualitativa, es el que se refiere a la intensidad de lluvia, factor que juega un papel muy importante en el fenómeno de la infiltración. Para un mismo volumen precipitado y condiciones geológicas idénticas, la cantidad de agua infiltrada puede variar ampliamente dependiendo de la intensidad de lluvia; en general, favorecen más la infiltración las lluvias de baja intensidad y larga duración que los aguaceros torrenciales de corta duración.

La intensidad de lluvia se deduce a partir de las observaciones realizadas en pluviógrafos, y se expresa como una lámina de agua por unidad de tiempo.

Puesto que en el estudio cuantitativo del agua subterránea comúnmente se trabaja con períodos largos (uno o varios años), una representación útil de la distribución de la lluvia en el tiempo es la gráfica de precipitación media mensual correspondiente a una estación y a un cierto intervalo de tiempo. En una gráfica de este tipo, como la ejemplificada en la figura 5, puede apreciarse si hay una o más temporadas de lluvia bien definidas, o si la precipitación tiene una distribución más amplia en el año; para un año particular, la gráfica de precipitación mensual indica si la lluvia se distribuyó en toda la temporada, o si se concentró en alguno de los meses. Un conocimiento más detallado de la intensidad puede inferirse de los registros de pluviógrafos que proporcionan datos respecto a las intensidades máximas correspondientes a diferentes duraciones de lluvia (Ver figura 6).

III.- LA INFILTRACION Y LA RECARGA DE LOS ACUIFEROS.

Al comenzar la precipitación pluvial, una parte de ella es interceptada por la vegetación, y otra parte queda retenida en las pequeñas depresiones topográficas. Una vez que la capacidad de intercepción y la detención superficial del suelo han sido satisfechas, se inicia la infiltración; ya en el subsuelo el agua circula y se distribuye conforme a las condiciones geológicas y al contenido de humedad de las formaciones existentes en él.

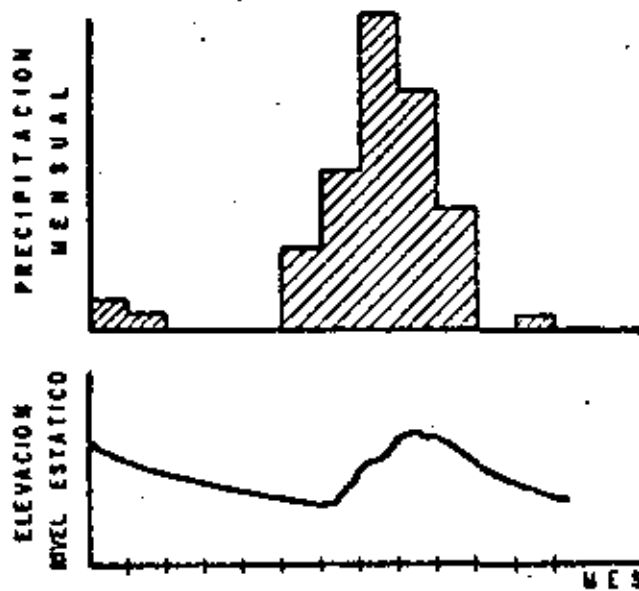


FIGURA 5.- LA GRAFICA DE PRECIPITACION MENSUAL CORRELACIONADA CON EL COMPORTAMIENTO DE LOS NIVELES ESTATICOS PERMITE INFERIR LA INFLUENCIA DE LA LLUVIA EN LA RECARGA DE LOS ACUIFEROS.

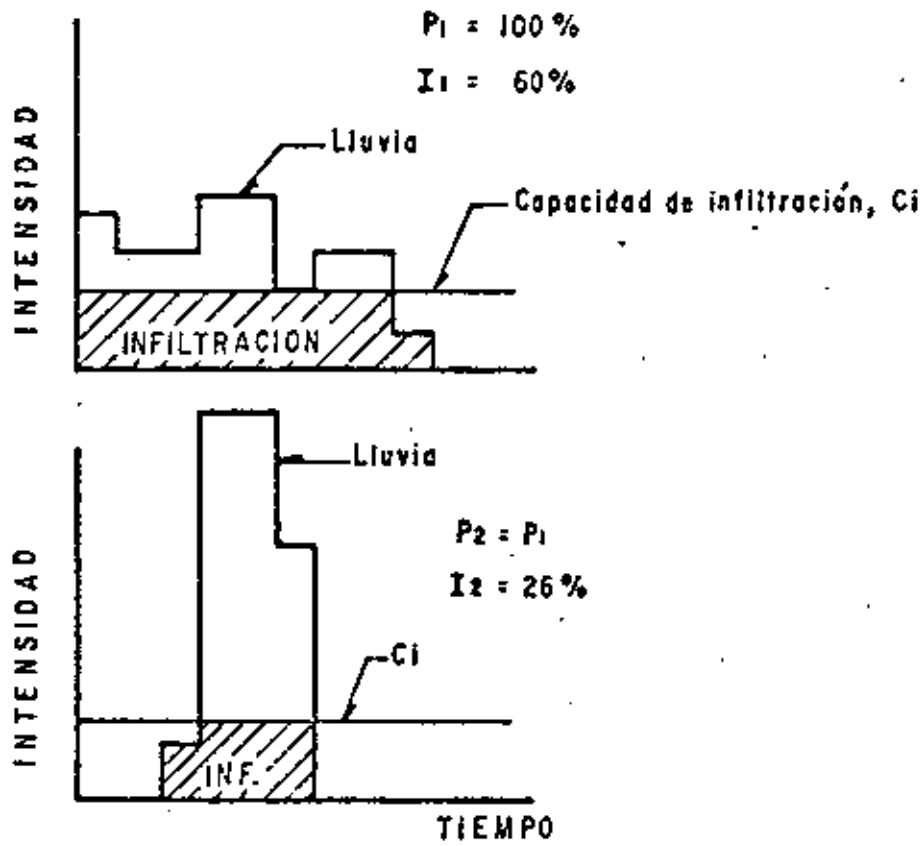


FIGURA 6.-LA INTENSIDAD DE LLUVIA TIENE UNA INFLUENCIA DEFINITIVA EN LA MAGNITUD DEL VOLUMEN INFILTRADO

III.1.- Capacidad de Infiltración y Factores que la Controlan.

Se llama "Capacidad de Infiltración" de un suelo a la rapidez con que éste permite el ingreso del agua al subsuelo en una condición dada. Experiencias y observaciones realizadas han demostrado que esta capacidad decrece exponencialmente en el tiempo desde un valor máximo inicial hasta un valor prácticamente constante, como se indica en la siguiente figura, y es controlado por diversos factores entre los que destacan: la estructura del suelo, la acción de las fuerzas capilares, la presencia de aire atrapado en el interior del suelo y la cobertura vegetal (Ver figura 7).

La estructura del suelo varía a medida que se va saturando. Inicialmente, cuando se encuentra seco o poco húmedo, suele presentar un sistema de grietas que le dan alta capacidad de infiltración; pero conforme aumenta su contenido de humedad, los materiales finos se expanden, las grietas se cierran gradualmente y, como consecuencia, decrece su conductividad hidráulica.

Los efectos de las fuerzas capilares y del aire atrapado en el suelo, son contrarios al de la estructura del mismo: la resistencia inicial que ambos factores presentan al avance del agua infiltrada, se va reduciendo con el tiempo.

La cobertura vegetal favorece la infiltración al proteger al suelo del impacto directo de la lluvia, que compacta su superficie e introduce partículas finas en las grietas y poros mayores; además, las raíces de las plantas mantienen abierta la estructura del suelo.

Considerando el concepto anterior, resulta evidente ahora la influencia de la intensidad de lluvia en la magnitud del volumen infiltrado. En efecto, si la intensidad es superior a la capacidad de infiltración, el suelo sólo absorbe una parte de la precipitación; para un mismo volumen llovido, la cantidad de agua infiltrada será tanto menor cuanto mayor sea la intensidad.

III.2.- Medición de la Capacidad de Infiltración.

La capacidad de infiltración se mide mediante aparatos llamados "infiltrómetros", que consisten en un recipiente

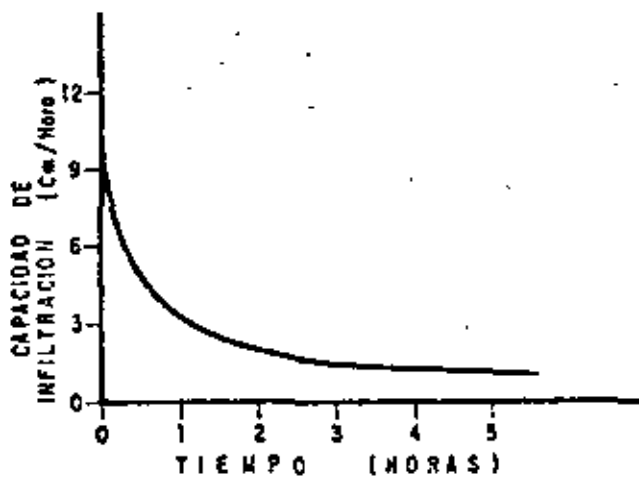


FIGURA 7. - LA CAPACIDAD DE INFILTRACION DECEDE EXPONENCIALMENTE EN EL TIEMPO.

te, parcialmente enterrado en el suelo, en el que se aplica cierta cantidad de agua y se registra la velocidad de abatimiento del nivel. El aparato se protege de la evaporación, o bien se efectúan correcciones a las observaciones realizadas para eliminar la influencia de este fenómeno.

III.3.- Estimación del Volumen Infiltrado.

Aunque la capacidad de infiltración del suelo puede ser determinada fácilmente y con cierta precisión mediante infiltrómetros, la cuantificación directa del volumen infiltrado no es factible en estudios de carácter regional, debido a que la magnitud de dicho volumen depende de otros factores -además de la capacidad de infiltración- no controlables en la práctica. Por otra parte, es obvio que el conocimiento, por medición directa, de las variaciones de dicha capacidad en el área y en el tiempo, no es viable cuando se trata de áreas extensas.

Métodos Hidrológicos.

Para estimar el volumen infiltrado se han desarrollado algunos métodos dentro del campo de la hidrología superficial. Uno de ellos es el llamado "peinado del hietograma", en el cual, conocidos los volúmenes de lluvia y de escurrimiento superficial, la cantidad de agua infiltrada se infiere a partir del análisis del hietograma; generalmente, tal cantidad se expresa como una lámina de agua (índice de infiltración), que representa la capacidad de infiltración media de toda el área considerada. Este método, cuya aplicación - se ejemplifica en la figura No. 8, y otros semejantes, son aplicables a períodos de corta duración, para los cuales puede desprejarse la evaporación; pero no pueden aplicarse para determinar el volumen infiltrado en un ciclo anual o en una fracción significativa del mismo.

Estos métodos proporcionan resultados útiles para los fines del hidrólogo, quien sólo está interesado en tener una idea de la magnitud del volumen infiltrado, para deducirlo en el cálculo de la disponibilidad de agua superficial; y por lo general, los errores cometidos en la estimación de dicho volumen, son poco significativos con respecto a la magnitud del escurrimiento superficial.

2010

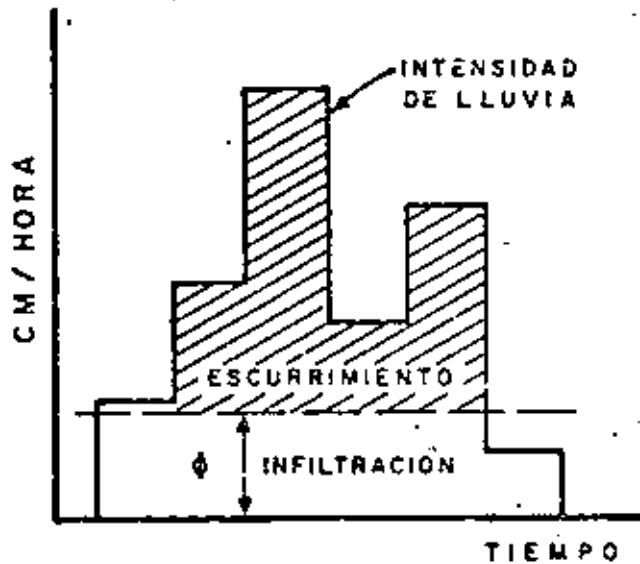


FIGURA 8.- DETERMINACION DEL INDICE DE INFILTRACION (ϕ), POR EL METODO DEL "PEINADO DEL HIETOGRAMA". EL VALOR DE ϕ SE VARIA HASTA QUE EL VOLUMEN REPRESENTADO POR EL AREA ASCIURADA, ES IGUAL AL ESCURRIMIENTO AFORADO. EL VOLUMEN INFILTRADO SE CALCULA MULTIPLICANDO EL INDICE ϕ POR EL AREA CONSIDERADA.

Coefficientes de Infiltración.

Un método muy popular consiste en la aplicación de "coeficientes de infiltración" a las formaciones geológicas que afloran en el área estudiada, los cuales representan al volumen infiltrado, como un porcentaje del volumen de lluvia.

Para aplicar el método se delimitan en un plano geológico las formaciones que afloran en el área; seguidamente, se cuantifica el volumen precipitado sobre cada una de ellas. El volumen infiltrado en una cierta formación, se calcula como el producto del coeficiente asignado a ella y el volumen de precipitación respectivo. El volumen total infiltrado en el área considerada es la suma de los volúmenes parciales así calculados.

Obviamente, el método adolece de varias deficiencias. En primer lugar, puesto que los coeficientes se aplican a volúmenes de precipitación -generalmente, lluvia media anual-, el método no toma en cuenta la intensidad de lluvia, que como se indicó en el inciso 3.1, es un factor que influye definitivamente en la magnitud del volumen infiltrado.

En segundo lugar, el valor de los coeficientes es asignado arbitrariamente, en una forma subjetiva. Mediante reconocimientos de campo pueden conocerse las características hidrogeológicas de las formaciones (granulometría, grado de compactación o cementación, fracturamiento, agrietamiento, efectos de disolución, etc); y con esta base puede inferirse, cualitativamente, si su capacidad de infiltración es alta, media o baja; también puede apreciarse en forma relativa si una formación favorece la infiltración más o menos que otra. Así, por ejemplo, puede decirse que un basalto columnar o una caliza kárstica, tienen una capacidad de infiltración muy alta, mucho mayor que la de un afloramiento de piroclásticos o de materiales granulares. Estas apreciaciones son muy útiles para definir las probables zonas de recarga; pero, obviamente, no constituyen una base suficiente para asignarle un valor a la capacidad de infiltración, ni mucho menos para inferir el porcentaje de lluvia que se infiltra.

En tercer lugar, el coeficiente asignado se aplica no solo al área reconocida, que por lo general es poco extensa, sino a toda el área ocupada por la formación de que se trata, presuponiendo que sus características hidrogeológicas son semejantes en toda su extensión, lo que no es necesariamente

te cierto. Todavía menos aceptable es que el método se aplique sin más base que un plano geológico en el que las formaciones aparecen clasificadas atendiendo exclusivamente a su edad y origen; es claro que en este caso los coeficientes carecen totalmente de fundamento, pues tal clasificación, por sí sola, no da idea alguna de la capacidad de infiltración: El símbolo "Qal", por ejemplo, incluye tanto gravas muy permeables como arcillas casi impermeables.

Es claro, pues, que el método carece de validez por la inconsistencia de las hipótesis en que se basa.

Pero, sobre todo, cabe señalar que aunque fuera posible estimar con cierta precisión el volumen infiltrado, éste no es representativo de la recarga de los acuíferos, ya que no necesariamente toda el agua que entra al subsuelo constituye una alimentación para los mismos. Lo anterior resulta evidente si se consideran los fenómenos que tienen lugar en la zona de aereación.

III.4.- El Flujo en la Zona de Aereación.

Una vez infiltrada, el agua empieza a circular en la zona de aereación. En el movimiento del agua a través de esta zona influyen: la gravedad y las fuerzas capilares, así como la conductividad hidráulica, la retención específica y el contenido de humedad de las formaciones.

La atracción de la gravedad es una de las fuerzas dominantes que inducen el flujo; por esta razón, al agua que circula en esta zona se le llama "agua gravitacional". Sin embargo, también juegan un papel muy importante las fuerzas capilares, que operan en el sentido opuesto, es decir, tienden a retener al agua en contra de la atracción gravitatoria.

Potencial Hidráulico y "Tensión de Humedad del Suelo".

La descripción matemática del flujo en la zona de aereación presupone la existencia de un potencial hidráulico, ϕ , definido como:

$$\phi = g (Z + \psi)$$

en que g es la atracción de la gravedad; z , la carga de posición del punto considerado, con respecto a un plano horizontal de referencia, y ψ , la llamada 'carga de tensión de humedad del suelo', que toma un valor nulo en el nivel freático. La carga hidráulica en un punto dado es:

$$h = \frac{\phi}{g} = z + \psi$$

concepto que se ilustra en la figura No. 9.

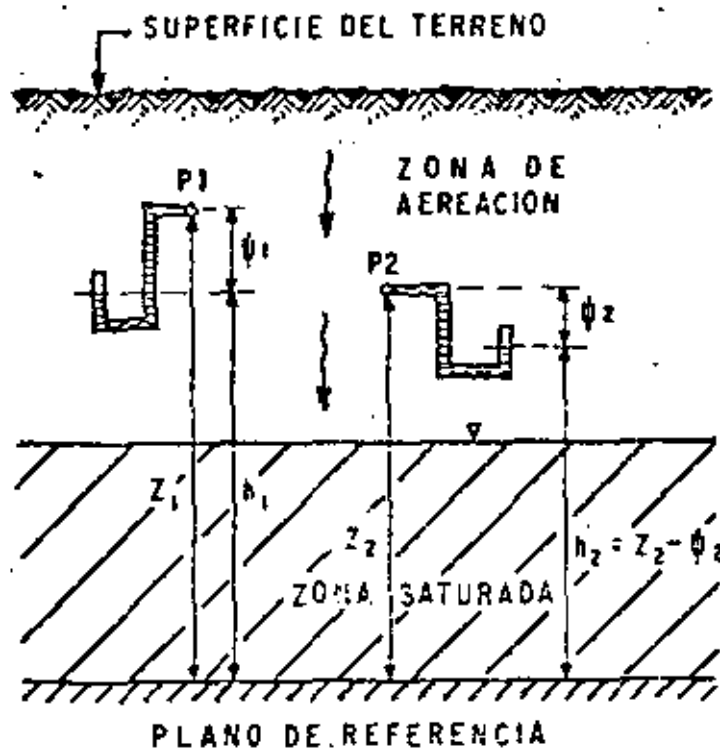


FIGURA 9.- CARGA HIDRAULICA Y TENSION DE HUMEDAD DEL SUELO. PUESTO QUE LA CARGA DECRECE CONFORME AUMENTA LA PROFUNDIDAD, EL MOVIMIENTO DEL AGUA EN LA ZONA DE AERACION ES DESCENDENTE.

En un medio no saturado también es válida la ley de Darcy:

$$v = - K (x, y, z, \psi) \cdot i$$

en la que v es la velocidad aparente de flujo; k , la conductividad hidráulica del material, e i , el gradiente hidráulico. En el caso particular del flujo vertical, esta ley puede expresarse:

$$v_z = - K (z , \psi) \cdot \frac{\partial h}{\partial z}$$

Conductividad Hidráulica.

En un medio saturado la conductividad hidráulica es equivalente a la permeabilidad del material, y es función de su litología (distribución granulométrica y grado de compactación o cementación) y de las características del fluido (peso específico y viscosidad dinámica). Pero en la zona de acreación el flujo es comúnmente "no saturado", y en estas condiciones la conductividad hidráulica depende, además, de la carga de tensión de humedad; la relación entre aquella y ésta varía con las características del material, y, es del tipo ilustrado en la figura No. 10.

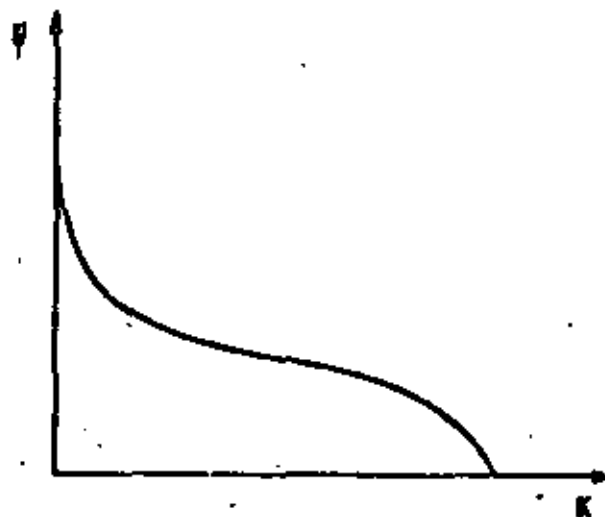


FIGURA 10.- EN EL FLUJO NO SATURADO LA CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA (K) DECEDE CON LA TENSION DE HUMEDAD DEL SUELO (ψ)

Puede apreciarse que la conductividad hidráulica decrece conforme aumenta la carga de tensión de humedad del suelo.

Por otra parte, la estructura geológica influye también en la circulación del agua; la estratificación que comúnmente presentan los rellenos y la presencia de lentes de material arcilloso, reducen la permeabilidad vertical - obstaculizando la circulación del agua en este sentido. - Cuando estratos de alta permeabilidad descansan sobre otros poco permeables, el agua tiende a circular lateralmente a reducida profundidad, generando el llamado "flujo subsuperficial"; de esta manera pueden formarse acuíferos colgados. Si en su movimiento lateral, el agua encuentra cauces, drenes o depresiones topográficas, saldrá nuevamente a la superficie sin haber alcanzado la zona de saturación.

Por el contrario, si la estratificación no es muy marcada, el agua continúa su movimiento descendente bajo la acción de la gravedad hasta llegar eventualmente al nivel freático.

Ecuación diferencial del flujo.

La ecuación diferencial general de flujo en un medio heterogéneo, no saturado, es:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \cdot \frac{\partial h}{\partial z} \right) = \frac{\partial \theta}{\partial t}$$

en el que θ es el contenido de humedad, definido como el volumen de agua contenido por unidad de volumen de material. - El significado físico de esta ecuación es sencillo, y puede expresarse: la diferencia entre el caudal de agua que entra y el caudal que sale de un elemento de material de volumen unitario, es igual a la rapidez con que varía el contenido de humedad del elemento.

Retención Específica y Deficiencia de Humedad.

La retención específica (r) y el contenido de humedad del material (θ), son factores que influyen notablemente en el mecanismo de la infiltración; otro concepto también importante, relacionado con los dos anteriores, es la deficiencia de humedad del suelo (D_h), definida como la diferencia entre la retención específica y el contenido de humedad, cuando éste es inferior a aquélla ($D_h = r - \theta, \theta < r$). En otros términos, la deficiencia de humedad es la cantidad de agua que requiere un material, por unidad de volumen, para satisfacer su retención específica.

Mecanismo de la Infiltración.

Cuando cierto volumen de agua se infiltra, una parte de él es interceptado por el primer estrato para satisfacer su deficiencia de humedad; el resto pasa al estrato subyacente que, a su vez, intercepta otra parte del volumen infiltrado, y así sucesivamente. Por consiguiente, la cantidad de agua que continúa su movimiento descendente es cada vez menor, y sólo llegará a la zona de saturación la cantidad de agua infiltrada en exceso del déficit de humedad existente entre la superficie del terreno y la superficie freática; después de satisfecho dicho déficit la totalidad del agua que continúa infiltrándose llega hasta la zona de saturación.

Terminada la infiltración, el poder evaporante de la atmósfera actúa sobre el suelo, reduciendo su contenido de humedad e induciendo un flujo ascendente en la zona de aereación. Si existe continuidad hidráulica entre esta zona y la de saturación, se establece el flujo de la superficie freática a la superficie del terreno; en caso contrario, la circulación ascendente del agua continúa hasta que los materiales en la zona de aereación quedan totalmente secos, o hasta que se inicia un nuevo período de infiltración, repitiéndose nuevamente el ciclo. El mecanismo descrito se ilustra en la figura No. 11.

Evidentemente, si el volumen infiltrado es reducido y/o el déficit de humedad es grande y/o el nivel freático se encuentra relativamente profundo, puede suceder que toda el

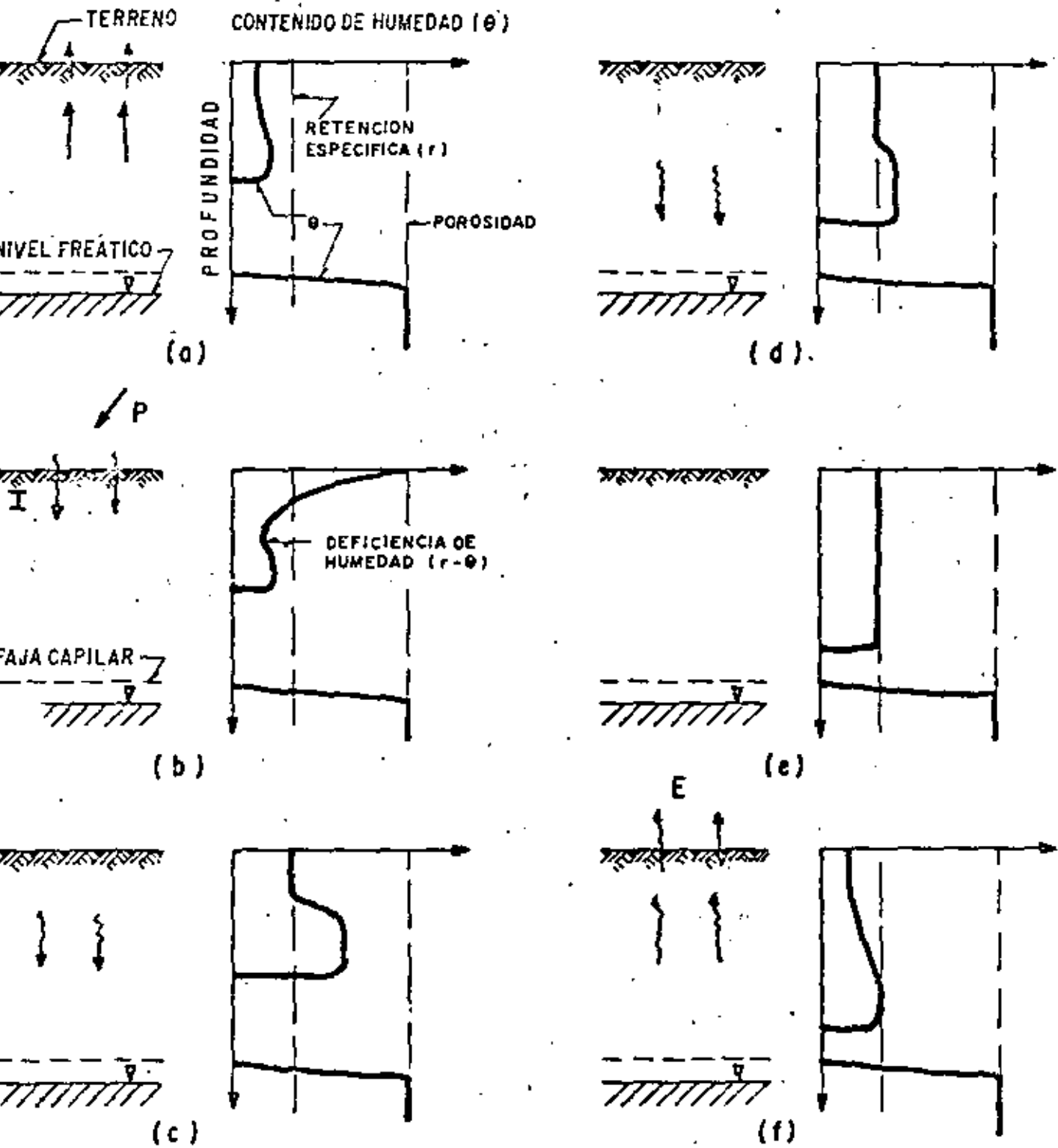


FIGURA 11.-a).-DURANTE EL ESTIAJE EL AGUA RETENIDA EN LA ZONA DE AERACION ASCIENDE Y SE EVAPORA, GENERANDO UN DEFICIT DE HUMEDAD $(r-\theta)$; b), c) Y d).- EL AGUA INFILTRADA SATISFACE EL DEFICIT, Y EL EXCESO CONTINUA DESCENDIENDO HACIA LA ZONA DE SATURACION; e).- SI LA DEFICIENCIA ES MAYOR QUE EL VOLUMEN INFILTRADO LA ZONA SATURADA NO RECIBE ALIMENTACION; f).- SE INICIA EL FLUJO ASCENDENTE DEL AGUA RETENIDA, REPITIENDOSE EL CICLO.

agua infiltrada sea retenida arriba de dicho nivel y, en consecuencia, que la zona de saturación no reciba aportación alguna. Tal situación es muy común en las regiones áridas, donde existen áreas cuya zona de aereación se encuentra permanentemente seca, y sólo los estratos superficiales son húmedos temporalmente.

Mediante análisis teóricos y experimentos de laboratorio realizados con columnas de diferentes materiales, se ha estudiado la influencia de diversos factores que intervienen en el fenómeno de que se trata. La solución de la ecuación diferencial del flujo y las observaciones realizadas experimentalmente, permiten inferir la distribución y variación del contenido de humedad, de la carga hidráulica y de la tensión de humedad en la zona de aereación, y conocer la distribución y velocidad de avance del frente de infiltración. En la figura No. 12 se presentan los resultados obtenidos en algunos casos específicos.

III.5.- La Recarga de los Acuíferos.

Cabe aclarar que, en última instancia, lo que interesa al geohidrólogo no es tanto el volumen de agua que se infiltra, sino más bien la recarga de los acuíferos, esto es, la cantidad de agua que efectivamente ingresa a la zona de saturación.

La recarga es el volumen renovable de los acuíferos; por tanto, en general, es más o menos representativa de la disponibilidad permanente de agua subterránea. De aquí que sea importante cuantificar su orden de magnitud con la mayor precisión posible, ya que es uno de los principales factores limitantes que deben considerarse al contemplar el aprovechamiento de un acuífero. Su sobreestimación puede dar lugar a una sobreexplotación perjudicial que, a largo plazo, daña a la economía de la zona afectada; y su subestimación puede retrasar o frenar el desarrollo de la misma.

De lo expuesto en el inciso anterior, resulta evidente que la recarga y el volumen infiltrado no son equivalentes, siendo la diferencia entre una y otro especialmente notable en las zonas áridas. En efecto, en ellas es frecuente que la mayor parte de la precipitación pluvial se concentre en unos cuantos aguaceros de gran intensidad y corta duración, que generan

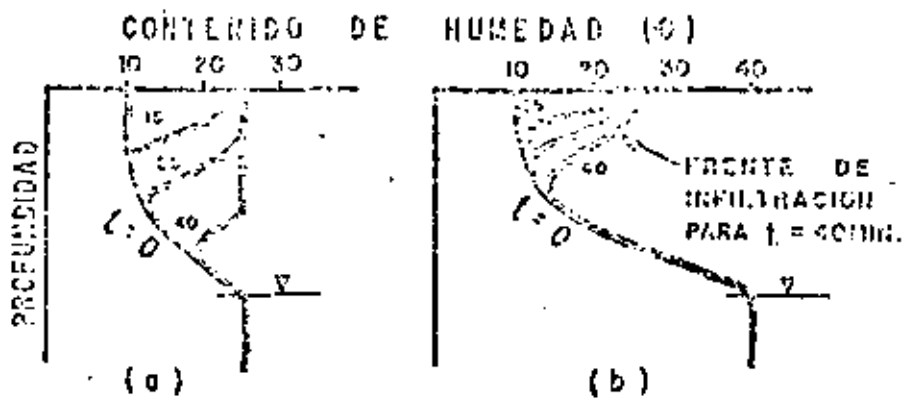


FIGURA 12.- AVANCE DEL FRONTE DE INFILTRACION DEDUCIDO TEORICAMENTE. EN EL CASO a) EL AVANCE ES MAS RAPIDO PORQUE LA POROSIDAD (25%) ES MENOR QUE EN EL b). EL VOLUMEN INFILTRADO ES EL MISMO EN AMBOS CASOS.

un escurrimiento superficial de carácter torrencial, pero que no propician una infiltración abundante; el resto de la precipitación tiene lugar en forma de lluvias de reducida intensidad, que apenas humedecen un pequeño espesor de suelo. Por otra parte, la elevada evaporación potencial agota rápidamente la humedad de la zona de aereación, generando un gran déficit de humedad. En estas condiciones es muy limitada la recarga que produce el agua precipitada sobre la superficie del valle o planicie en cuestión, pues casi la totalidad de la poca agua que se infiltra queda retenida arriba del nivel freático. En una zona árida, esto es fácilmente comprobable mediante la observación del contenido de humedad del suelo en una pequeña excavación a cielo abierto.

Así, pues, la alimentación significativa de los acuíferos de tales zonas procede, principalmente, de la infiltración de los escurrimientos a lo largo de los cauces, donde la presencia de un tirante de agua y la elevada conductividad hidráulica de los materiales, favorecen la infiltración.

También suele ser importante la recarga en zonas agrícolas, en las cuales la aplicación continua de una lámina de agua sobre el terreno y/o la infiltración en canales no revestidos, origina un retorno de riego cuya magnitud depende de la cantidad de agua aplicada en exceso del uso consumptivo de las plantas; si la zona cuenta con un sistema de drenaje, parte del retorno puede aflorar a lo largo de los drenes, y el resto se infiltra a mayores profundidades, alimentando eventualmente a los acuíferos. Observaciones realizadas han revelado que en algunas zonas, el retorno del riego representa hasta un 40%, o más, del volumen de agua aplicado a los terrenos de cultivo; desde luego la magnitud del retorno depende fundamentalmente del grado de tecnificación del riego.

La conclusión más relevante deducible de todo lo expuesto en incisos anteriores es la inaplicabilidad de los llamados "Balances Hídricos Superficiales" a la cuantificación de la recarga de los acuíferos. Esta cuantificación debe efectuarse, entonces, mediante un método que deje a un lado el mayor problema que se enfrenta en dichos balances: la estimación de la evaporación real; y que no tenga que considerar los complejos fenómenos que tienen lugar en la zona de aereación. Tal método es el "balance de aguas subterráneas", en el cual se considera exclusivamente a la zona de saturación.

Otra conclusión importante se refiere a la estrecha relación que existe entre el agua subterránea y el agua superficial, lo que pocas veces se considera al proyectarse nuevos aprovechamientos. Es común que se proyecten presas y que se rehabiliten zonas agrícolas (revestimiento de canales, mejoramiento de la red de drenaje, reducción de las láminas de riego, etc.), sin prever en qué medida se va a reducir con ello la recarga de los acuíferos. Es necesario, pues, tener en mente que en la mayoría de los casos la disponibilidad de agua superficial sólo puede aumentarse sacrificando en mayor o menor grado la disponibilidad de agua subterránea, y viceversa. Al analizar el aprovechamiento de los recursos hidráulicos en forma integral -agua superficial y agua subterránea- tanto desde el punto de vista hidrológico como desde el punto de vista económico, es probable que en ciertos casos se llegue a la conclusión de que la ganancia de agua que se pretendía alcanzar mediante la realización de determinado proyecto, es ilusoria, o tan reducida que no se justifican las inversiones necesarias para obtenerla.

1000000



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

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO
DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

H I D R O G E O Q U I M I C A

ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES

- MARZO, 1981



C O N T E N I D O

I.- RESUMEN

II.- GENERALIDADES

- _ El ciclo hidrológico
- _ Balance del agua dentro del ciclo hidrológico.
- _ Química del agua del ciclo hidrológico.
 - a) Composición del agua de lluvia
 - b) Composición del agua de ríos
 - c) Composición del agua de mar
 - d) Composición del agua subterránea

III.- METODO DE TRABAJO EN LA INTERPRETACION HIDROGEOQUIMICA.

- _ Selección y muestreo del agua subterránea
- _ Análisis físico-químicos
- _ Unidades usadas para reportar los análisis químicos.
- _ Elaboración de tablas, planos y diagramas e interpretación de los mismos.
 - a) Tablas resumen
 - b) Configuraciones
 - c) Diagramas triangulares
 - d) Resistividades y sólidos totales disueltos.

IV.- GRADO DE SATURACION DEL AGUA CON RESPECTO A LOS MINERALES MAS COMUNES.

- _ Metodología.

V.- GENERALIDADES SOBRE LA INTRUSION SALINA EN ACUIFEROS COSTEROS Y METODOS DE CONTROL.

- _ Características físicas de la intrusión salina.
- _ Principio de Gyben-Herzberg.
- _ Mecanismo de la intrusión salina.
- _ Métodos de control de la intrusión salina.
 - a) Reducción de la extracción.
 - b) Recarga artificial
 - c) Fronteras impermeables
 - d) Barrera de pozos de bombeo
 - e) Barrera con pozos de inyección
 - f) Método combinado

VI.- CALIDAD DEL AGUA Y SIGNIFICADO DE ALGUNAS DE SUS PROPIEDADES FISICAS Y QUIMICAS.

- _ Agua potable
- _ Agua para riego

- Agua para abrevadero
- Agua para la industria
- Significado de algunas propiedades físicas y químicas del agua.

- a) Bicarbonato y carbonato
- b) Boro
- c) Calcio
- d) Color
- e) Cloruro
- f) Concentración de hidrógeno
- g) Conductividad eléctrica.
- h) Dureza
- i) Estroncio
- j) Fierro
- k) Fluor
- l) Fosfato
- m) Litio
- n) Magnesio
- o) Manganeso
- p) Nitrógeno
- q) Potasio
- r) Relación de adsorción de sodio
- s) Selenio
- t) Silice
- u) Sodio
- v) Sólidos disueltos
- w) Sulfatos

VII.- TRAZADORES

- Resumen
- Introducción
- Fluoriceínas
 - a) Uranina
 - b) Eosina
 - c) Aminorhodamina G extra
 - d) Rodamina FB
 - e) Tinopal CBS-X
 - f) Ejemplo sobre la aplicación de fluoriceína.
- Sales
 - a) Ejemplo sobre la aplicación de sales
- Esporas
- Isotopos
 - a) Deuterio y oxígeno 18
 - b) Tritio
 - c) Carbono 14
- Conclusiones y Recomendaciones

REFERENCIAS.

H I D R O G E O Q U I M I C A

Por: Ing. Juan Manuel Lesser I.

I. RESUMEN

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 afectan 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 con 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 acuífe-

ros 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 diferentes laboratorios de la S. R. H., la Dirección de Geohidrología y de Zonas Áridas, ha venido efectuando análisis químicos de muestras de agua, obtenidas tanto en pozos como en norias, galerías filtrantes y manantiales. En estos laboratorios se determinan los sólidos totales disueltos, la conductividad eléctrica, la dureza total y las concentraciones de los iones siguientes: Ca, Mg, Fe, Mn, Na, SO₄, Cl, HCO₃, NO₂ y NO₃, principalmente.

Con los resultados de los análisis, se elaboran 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 concentraciones 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 recomen-

300 5

daciones 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.

II. GENERALIDADES

2.1. EL CICLO HIDROLOGICO

Como es sabido, el agua de lluvia que se precipita sobre los continentes, tiene tres caminos por seguir: 1) evaporarse para formar las nubes; 2) escurrir por la superficie del suelo formando arroyos y ríos que finalmente vierten sus aguas al mar y; 3) infiltrarse en el subsuelo para formar acuíferos. Esta agua infiltrada, posteriormente es drenada por corrientes superficiales o aflora en forma de manantiales para evaporarse y seguir su camino hacia el mar.

2.2. BALANCE DEL AGUA DENTRO DEL CICLO HIDROLOGICO

Del 100% del agua que se evapora, para incorporarse a la atmósfera en forma de nubes, el 86% proviene del mar y el 14% restante, de los continentes. Del 86% que se evapora en los océanos, el 78% se precipita en el mar y el 8% en los continentes. (Fig. 1). El otro 14% de evaporación, se precipita sobre los continentes, haciendo un total de 22% de precipitación sobre éstos. De este 22%, se evapora el 14%, escurre hacia el mar en forma de corrientes superficiales el 7%, y el 1% restante se infiltra en el subsuelo y en forma de agua subterránea, es incorporada al mar.

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

Al circular por el subsuelo, entra en contacto con diversas formaciones geológicas, disolviendo las sales minerales que forman las rocas y produciendo cambios en su composición. Por lo tanto, la composición química del agua dependerá de

C I C L O H I D R O L O G I C O

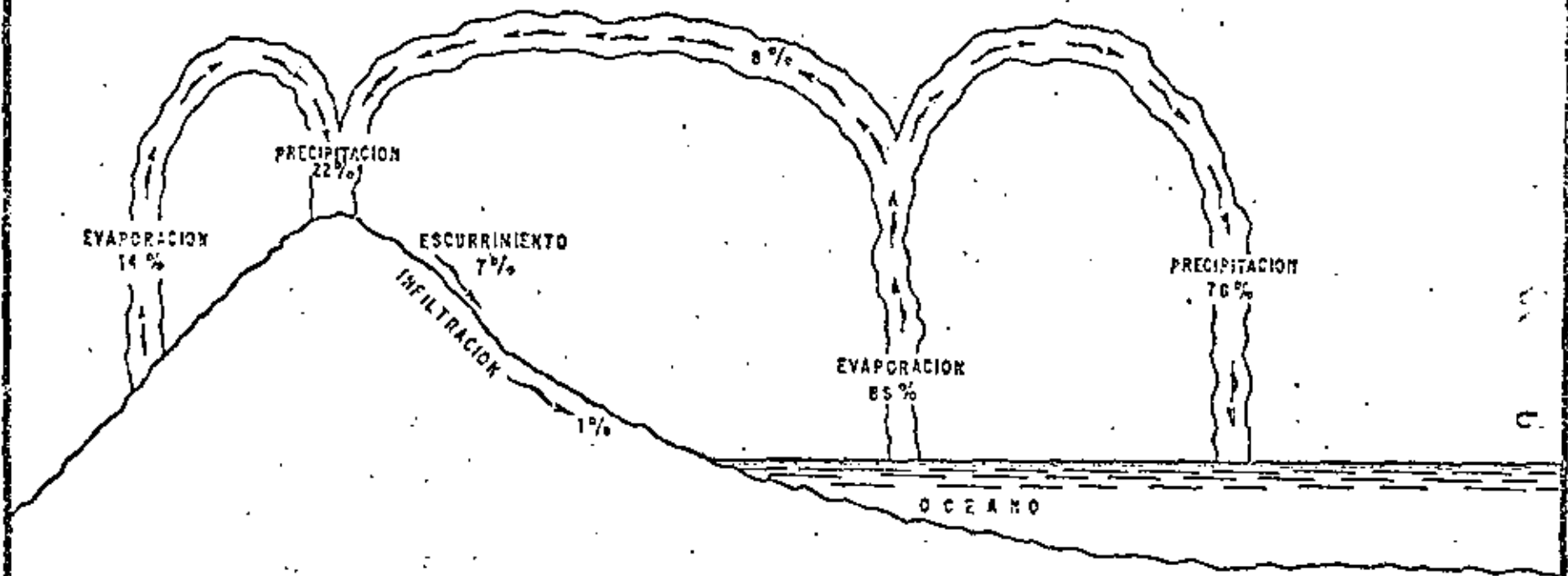


FIG.- 1

la solubilidad y composición de las rocas por las que circula y de los factores que afectan la solubilidad, como son: las temperaturas del agua y las rocas; el área de contacto del agua con las formaciones, la velocidad de circulación, la longitud del recorrido, la previa composición química -- del agua y otros factores.

2.3. QUIMICA DEL AGUA DEL CICLO HIDROLOGICO

- a) Composición del agua de lluvia. - Al precipitarse hacia la corteza terrestre, arrastra diferentes materiales finos, que se encuentran en suspensión en la atmósfera y que, en muchos casos, son transportados por el viento.

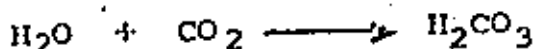
La composición química general del agua de lluvia, según Garrels y Mackenzie (1971), es la siguiente: (Figs. 2 y 3)

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

La concentración de elementos disueltos en la lluvia en diferentes lugares, es variable: por ejemplo, el contenido de cloro y sodio, en la precipitación que se lleva a cabo en algunas zonas costeras, es mayor de 2 y 1 ppm respectivamente, mientras que en los continentes es menor de 0.3 y 0.2 ppm, respectivamente.

Debido a la baja concentración de sales en el agua de lluvia, ésta se considera como "agua pura" y -- las variantes existentes entre la composición y -- concentración de un lugar a otro, no son de importancia en la interpretación hidrogeoquímica, salvo lugares excepcionales, donde corrientes de aire levantan una gran cantidad de partículas que posteriormente son arrastradas por la lluvia.

Al precipitarse, las moléculas de agua incorporan bióxidos de carbono de la atmósfera, formando ácido carbónico como se ilustra en la siguiente reacción.



CICLO HIDROLOGICO Y COMPOSICION MEDIA DEL AGUA DE LLUVIA, RIOS Y OCEANOS

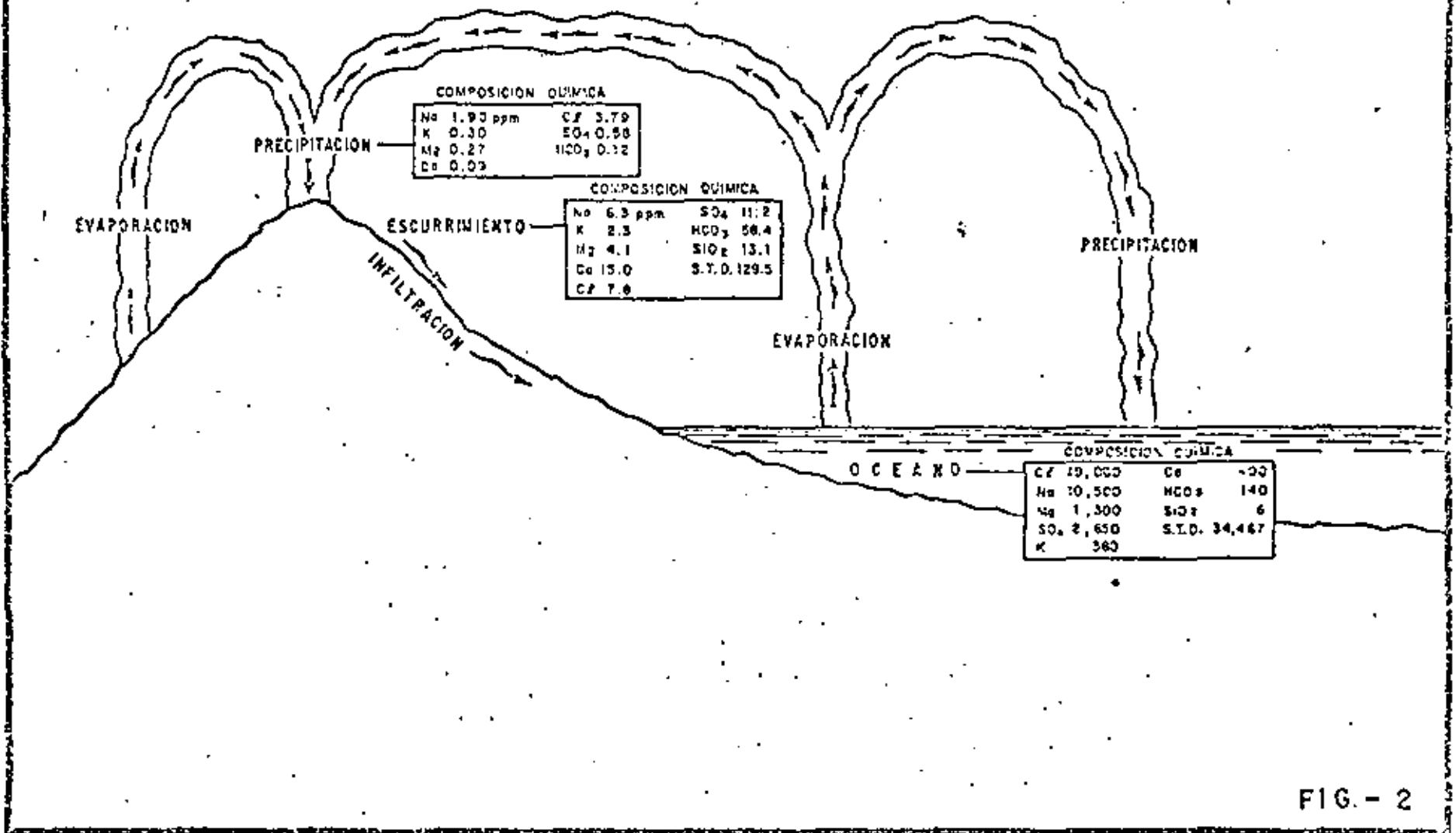
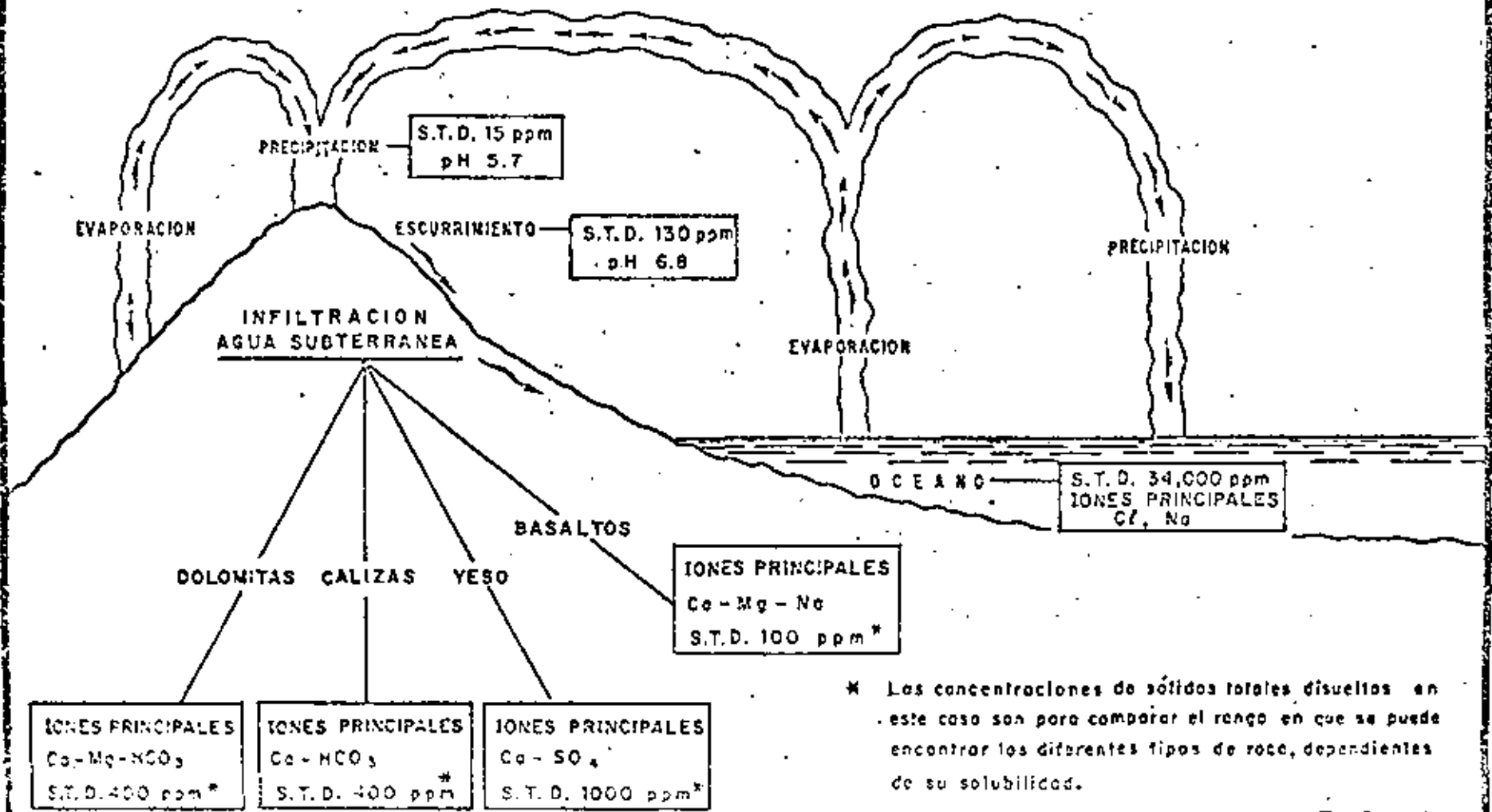


FIG. - 2

ILUSTRACION SOBRE LA COMPOSICION QUIMICA DEL AGUA EN DIVERSAS CIRCUNSTANCIAS



* Las concentraciones de sólidos totales disueltos en este caso son para comparar el rango en que se puede encontrar los diferentes tipos de roca, dependientes de su solubilidad.

FIG - 3

Este ácido, tiene un gran poder de disolución y es el principal agente de ataque del agua sobre las rocas.

- b) Composición del agua de ríos.- Las corrientes superficiales, que en la mayoría de los casos son la causa inmediata de la lluvia, tienen contacto con los materiales que forman los cauces, así como con los fragmentos de roca transportados por la corriente.

Al contacto con dichos materiales, el agua los ataca y disuelve, llegando a tener una composición dependiente del tipo de materiales con los que tiene contacto.

La composición promedio del agua de ríos, según Livingstone (1963), es la siguiente:

Cl	7.8 ppm	Ca	15.0	Al	0.01
Na	6.3	HCO ₃	58.4	S.T.D.	129.5
Mg	4.1	SiO ₂	13.1		
SO ₄	11.2	NO ₃	1.0		
K	2.3	Fe ³⁺	0.67		

- c) Composición del agua de mar.- Los océanos constituyen los mayores depósitos de agua en el mundo, y se caracterizan por tener una gran cantidad de sales disueltas. Estas sales son producto de la erosión química efectuada por el agua durante el ciclo hidrológico, desde la formación de la tierra, hasta nuestra época.

Originalmente, los océanos se formaron por condensación de vapor de agua, la cual se acumuló en las partes bajas de la tierra. Se inició el ciclo hidrológico y esta agua empezó a disolver los minerales que formaban las rocas, conduciendo las sales, producto de erosión química, hacia las cuencas oceánicas. Continuó el ciclo hidrológico y con él, el aumento de sales en el agua de mar.

La composición química del agua de mar, de acuerdo con Goldberg (1957), es:

Cl	19,000 ppm	Ca	400
Na	10,500	HCO ₃	140
Mg	1,300	SiO ₂	6
SO ₄	2,650	S.T.D.	34,467
K	380		

- d) Composición del agua subterránea. - La composición química del agua subterránea dependerá del tipo de roca, a través de la cual circula y de otros muchos factores complejos. (Fig. 3).

Así, tenemos que un agua que circula a través de rocas calizas, tendrá principalmente iones de calcio, carbonatos y bicarbonatos. Si circula por yesos y anhidritas, tendrá una gran cantidad de sólidos disueltos, debido a la fácil disolución de estas rocas, predominando la presencia de iones de calcio y sulfatos. El agua que circula a través de basaltos, tendrá pocos sólidos disueltos, debido a que esta roca es de difícil disolución; además, tendrá aproximadamente, la misma cantidad de calcio, magnesio y sodio.

En las figuras 4 y 5 se muestra la composición química de algunas rocas y minerales comunes.

III. METODO DE TRABAJO EN LA INTERPRETACION HIDROGEOQUIMICA

Para llevar a cabo una interpretación hidrogeoquímica, se procede de la siguiente manera (Fig. 6):

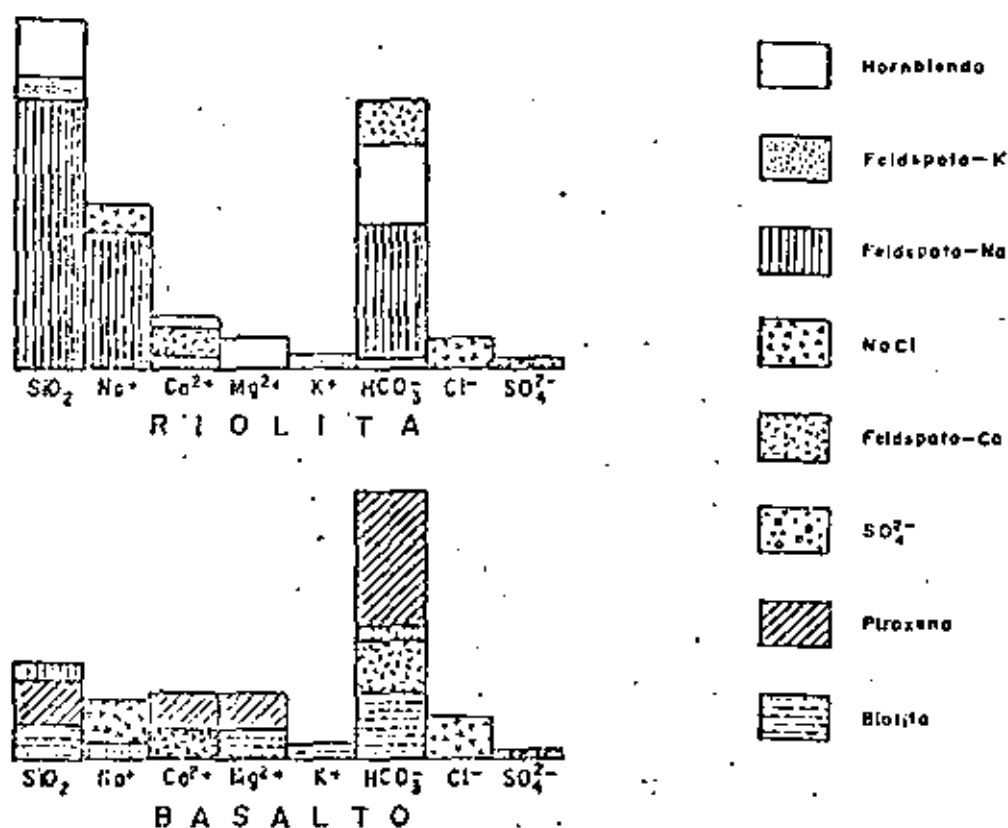
3.1. SELECCION Y MUESTREO DEL AGUA SUBTERRANEA

Se efectúa una selección de aprovechamientos, tomando en cuenta una distribución espacial, que dependerá de las circunstancias, así como el tipo de aprovechamiento ya sea pozo, noria, manantial, galería, etc., ya que en ocasiones, los diferentes tipos de aprovechamientos, corresponden a sistemas acuíferos diferentes.

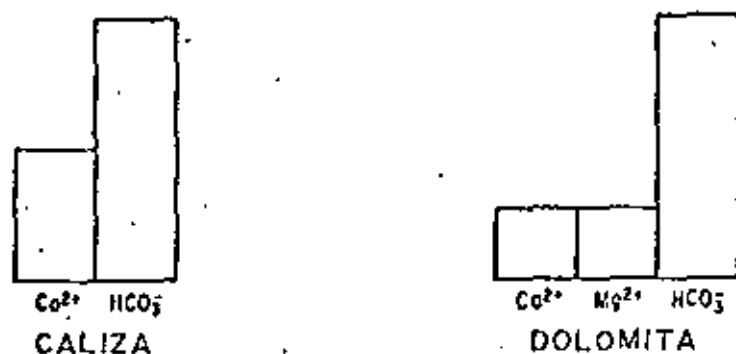
El muestreo se debe efectuar usando frascos de polietileno de un litro de capacidad, con doble tapa. Los frascos deben llenarse totalmente para evitar la gasificación de algunos componentes que podría provocar reacciones químicas y alterar la composición de la muestra que es representativa de enormes volúmenes de agua.

Al obtener la muestra en el campo, se deben tomar datos relativos a la localización y características del aprovechamiento, así como la temperatura ambiente, la temperatura del agua al momento del muestreo, el pH y la resistividad -

COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA QUE CIRCULA POR DIFERENTES ROCAS

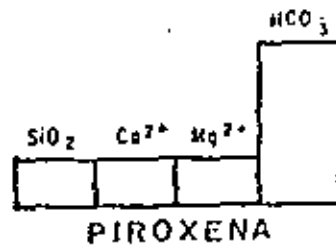
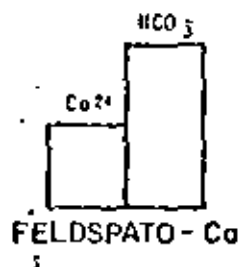
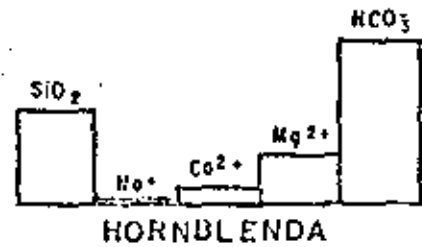
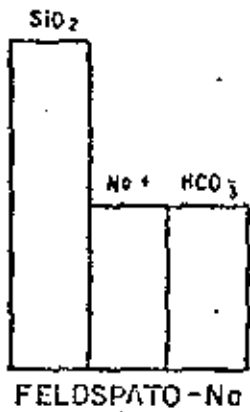
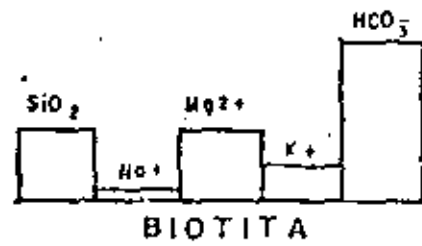
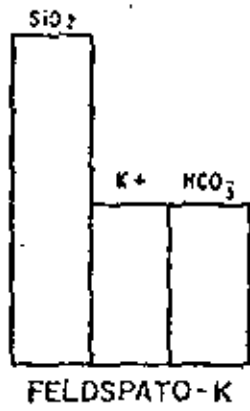


RECONSTRUCCION EN HISTOGRAMAS DE LA COMPOSICION DEL AGUA DE RIOLITAS Y BASALTOS



HISTOGRAMAS MOSTRANDO LA COMPOSICION DEL AGUA DE CALIZAS Y DOLOMITAS

COMPOSICION QUIMICA DE ALGUNOS MINERALES



DIAGRAMAS DE BARRAS QUE MUESTRAN LA COMPOSICION DE ALGUNOS MINERALES CONSTITUYENTES DE LAS ROCAS IGNEAS

INTERPRETACION GEOQUIMICA

METODO DE TRABAJO

SELECCION Y MUESTREO DEL AGUA SUBTERRANEA

ANALISIS FISICO - QUIMICOS

ELABORACION DE PLANOS, Y DIAGRAMAS E INTERPRETACION DE LOS MISMOS

- SELECCION POR POZOS, NORIAS, GALERIAS FILTRANTES Y MANANTIALES.
- MEDICION DE pH Y TEMPERATURA DEL AGUA EN EL CAMPO.
- OBTENCION DE LA MUESTRA DE AGUA EN BOTELLA DE POLIETILENO DE UN LITRO DE CAPACIDAD

DETERMINACION DE CALCIO, MAGNESIO, SODIO, POTASIO, BICARBONATO, CLORURO, SULFATO, SOLIDOS TOTALES DISUELTOS, ETC.

TADLA RESUMEN CONFIGURACIONES DIAGRAMAS TRIANGULARES ETC.

FIG. 6

eléctrica del agua.

3.2. ANALISIS FISICO-QUIMICOS

Una vez obtenidas las muestras, se remiten al laboratorio - en donde se efectúan los análisis fisicoquímicos, determinándose las concentraciones de los principales cationes (Ca, Mg, Na, K), aniones (HCO_3 , Cl, SO_4) los sólidos totales disueltos y, dependiendo del tipo de terreno, su sugiere la - determinación de otros índices, por ejemplo, para un terreno con trazas de termalismo, sería conveniente la determinación de litio y boro, así para otros casos, se requeriría - determinar FeO, MnO, SiO_2 , F, etc. (Fig. 18)

SOLIDOS TOTALES DISUELTOS.- Los sólidos totales disueltos representan el residuo que queda al evaporar cierta cantidad del agua. No son representativas de la suma de las concentraciones de los diferentes elementos analizados, ya que, durante la evaporación en el laboratorio, los sólidos volátiles se pierden y los bicarbonatos se convierten en carbonatos. También quedan retenidas cierta cantidad de agua de cristalización que no alcanza a evaporarse. Por lo tanto, el valor de los sólidos totales disueltos, sólo proporciona un índice del ataque del agua sobre las formaciones geológicas y de la solubilidad y facilidad de remoción de las sales del subsuelo.

3.3. UNIDADES USADAS PARA REPORTAR LOS ANALISIS QUIMICOS

Las unidades más comunes, en las que se reportan los análisis químicos efectuados a muestras de agua, son: partes -- por millón y miliequivalentes por litro.

Las "partes por millón", son unidades de peso por peso, que equivale a un miligramo de soluto, por un kilogramo de solución. La unidad de peso por volumen, se tiene al asumir -- que un litro de solución, pesa un kilogramo; entonces, tenemos que una "parte por millón", es igual a un "miligramo -- por litro".

Debido a que las unidades anteriores están dadas en peso, - no hay equivalencia entre iones de diferente especie, o sea, que no se pueden mezclar, debido a que tienen diferente peso molecular y carga eléctrica. Por lo tanto, para relacionar diferentes iones en fórmulas químicas o para efectuar - correlaciones entre ellos, se utilizan unidades equivalentes.

La unidad más usada es el "miliequivalente por litro", la cual se obtiene multiplicando los "miligramos por litro", por $\frac{C}{PA}$; donde "C" es la carga del ion y "PA" es el peso atómico.

Otra unidad conocida y usada en Química, es "moles por litro", siendo una mole, el peso atómico de una sustancia en gramos.

Las abreviaciones usadas en las unidades mencionadas, son las siguientes:

ppm	partes por millón.
mg/l	miligramos por litro.
me/l	miliequivalentes por litro.
mol/l	moles por litro.

3.4. ELABORACION DE TABLAS, PLANOS Y DIAGRAMAS E INTERPRETACION DE LOS MISMOS

- Tablas resumen. - Para controlar y tener una idea en conjunto de la composición, concentración y calidad del agua, se recomienda elaborar tablas en las cuales se resume toda la información obtenida. En la Fig. 16 se muestra un ejemplo.
- Configuraciones. - Con el objeto de tener una distribución espacial de la calidad del agua y con ella determinar cualitativamente las zonas de recarga, la dirección del flujo del agua subterránea, así como tener idea de algunas propiedades físicas del acuífero, se elaboran configuraciones de las determinaciones efectuadas.

Con el objeto de ilustrar este punto, en las Figs. 7 y 8 se muestran las configuraciones de sólidos totales disueltos y conductividad eléctrica, para los Valles de Aldama y Samalayucan, Chih.

En el plano de curvas isovalores de sólidos totales disueltos de Aldama, se observa que las zonas con menores concentraciones se encuentran en el extremo noreste de la ciudad de Chihuahua y en el flanco este de la Sierra de La Gloria, coincidiendo

do éstas con las zonas de recarga del acuífero, donde el agua de lluvia se infiltra.

Las concentraciones aumentan de la ciudad de Chihuahua hacia la de Aldama, indicando que el agua subterránea fluye en dicha dirección al ir disolviendo sales conforme avanza.

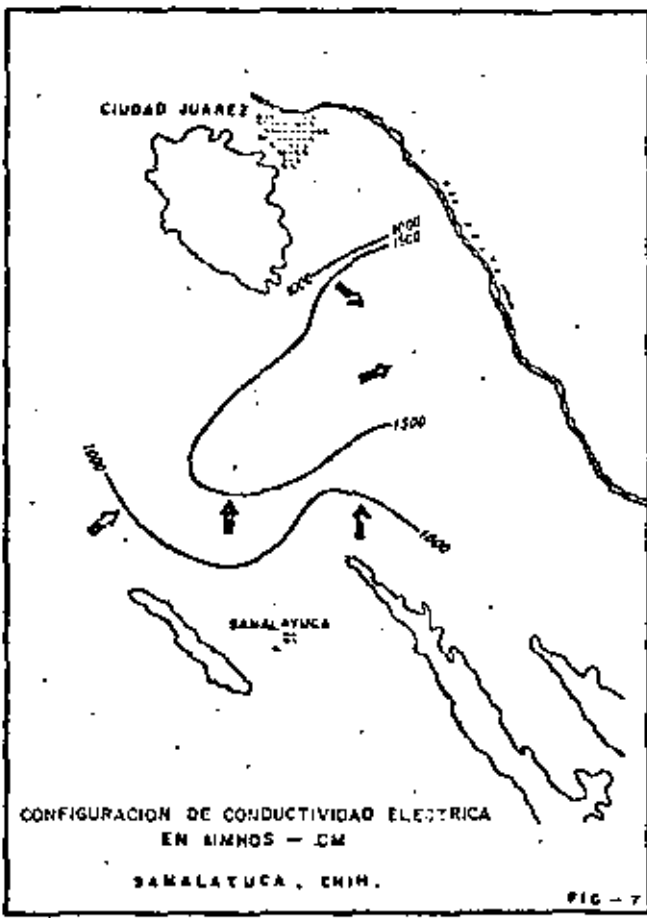
Las concentraciones aumentan de la Sierra de La Gloria, hacia el noreste y después hacia el sureste, a lo largo del río Chuvíscar, mostrando que la dirección del agua subterránea es hacia el sureste.

En la configuración de conductividades del área Samalayuca-Juárez, (Fig. 8) se observa la curva 1000 al pie de la Sierra de Juárez y de 1500 hacia el sureste de ella. Esta distribución, indica que la Sierra de Juárez corresponde a una zona de recarga, donde el agua de lluvia se infiltra y fluye hacia el sureste. Observaciones similares se hacen en Samalayuca, donde se deduce un flujo de agua de sur a norte y noreste, uniéndose con el de la Sierra de Juárez, para continuar hacia el Río Bravo.

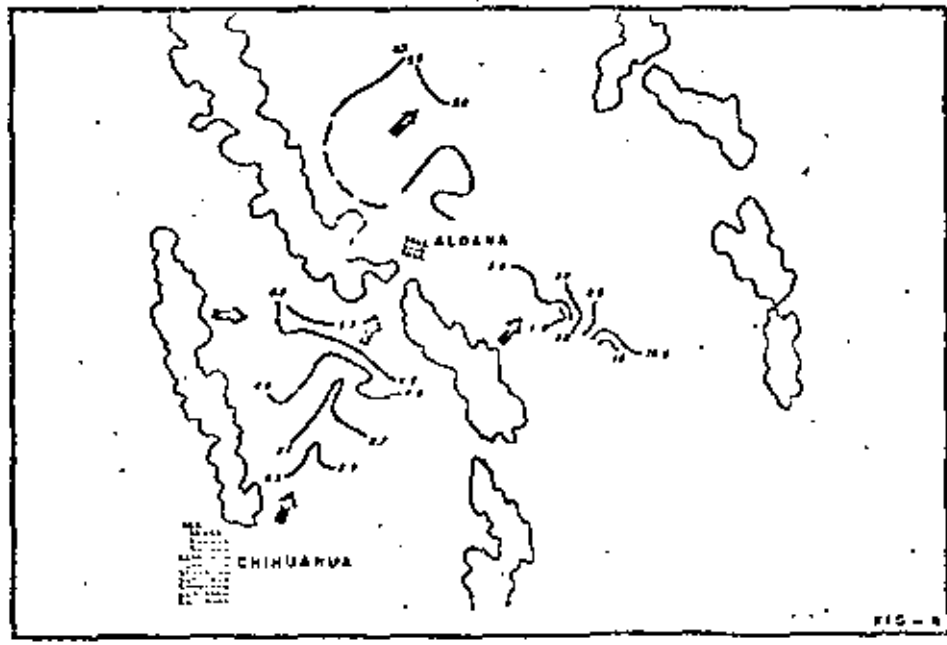
Por lo tanto, de estas configuraciones se obtiene, entre otras cosas, la zona de alimentación del acuífero y dirección del flujo, el cual coincide con el encontrado por métodos piezométricos.

En la Fig. 9 se muestra un corte geológico ilustrativo, que relaciona la zona de recarga y la dirección del movimiento del agua subterránea, con la concentración y composición química del agua.

- c) Diagramas triangulares. - Con el objeto de obtener, en forma rápida e ilustrativa, los diferentes tipos o familias de agua, de acuerdo al catión y anión predominante, se forman diagramas triangulares, como el que se muestra en la Fig. 10. En el triángulo de la izquierda de este diagrama se grafican, en porcentaje de me/l, los principales cationes y, en el triángulo de la derecha, también en las mismas unidades, los principales aniones. En los vértices de estos triángulos se definen aguas cálcicas, magnesianas, bicarbonatadas, etc., si las muestras se encuentran localizadas en los vértices con los por-



CONFIGURACION DE SOLIDOS TOTALES EN MEVA: CHIHUAHUA-ALDANA, CHIH.



ZONA DE
RECARGA



ILUSTRACION QUE MUESTRA LA RELACION ENTRE LA ZONA DE RECARGA Y LA DIRECCION DEL MOVIMIENTO DEL AGUA SUBTERRANEA, CON LA CONCENTRACION Y COMPOSICION QUIMICA DEL AGUA

MOVIMIENTO DEL AGUA SUBTERRANEA

CURVAS DE IGUAL CONTENIDO DE
SOLIDOS TOTALES DISUELTOS

AGUA CALCICA
CARBONATADA

DOLOMITAS

YESOS

AGUA CALCICA
MAGNESIANA
CARBONATADA

AGUA CALCICA
SULFATADA

DIAGRAMA TRIANGULAR

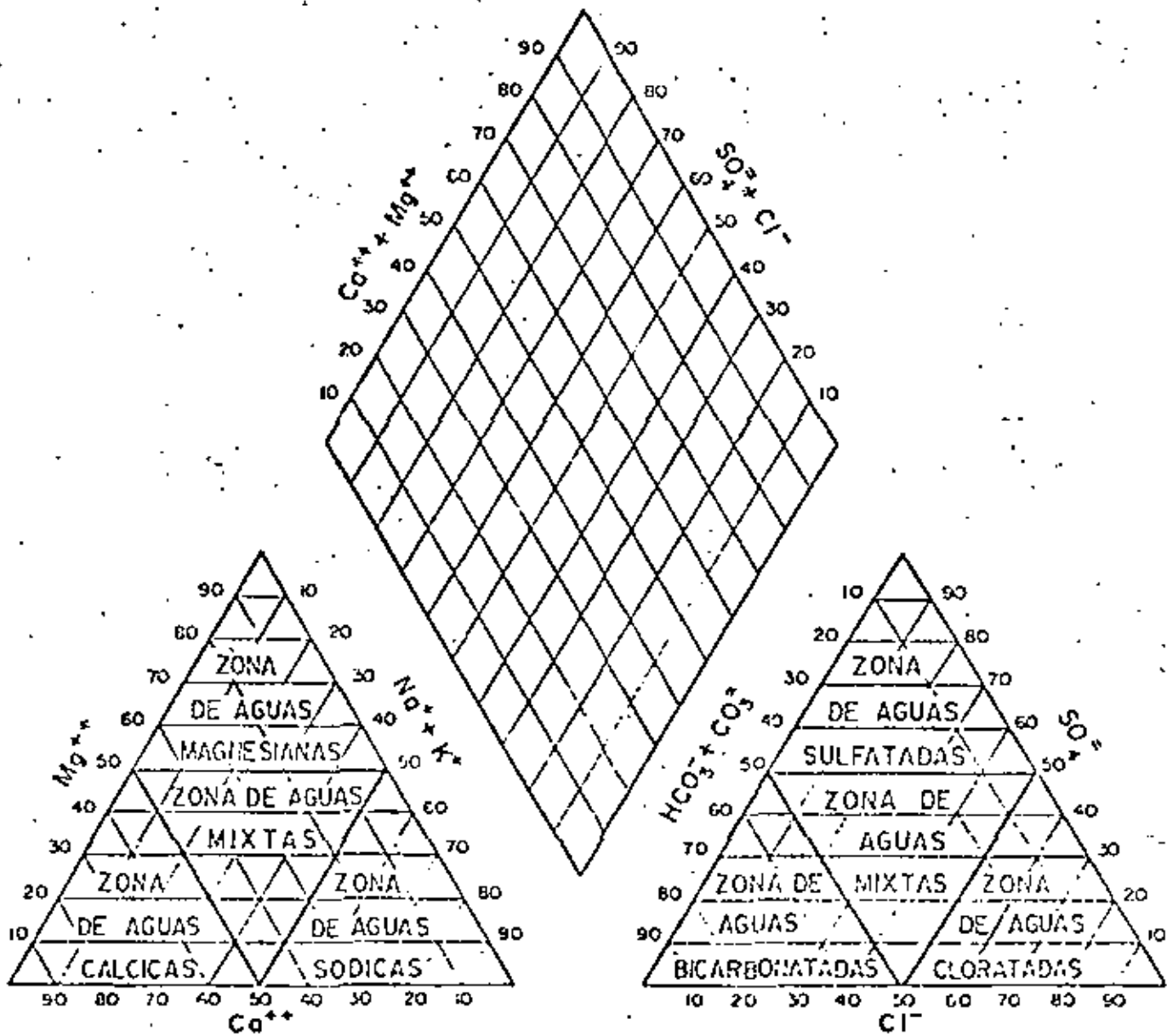


FIG. - 10

centajes mayores al 50% de calcio, magnesio, bicarbonato, etc., respectivamente. Se define como agua mixta, la que se grafica al centro del triángulo, por no existir un ion que predomine.

En la Fig. 11 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 delimitando zonas con agua de diferente composición. En la Fig. 12 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 ya 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. 13) con la cual, se pueden calcular resistividades a partir de sólidos totales disueltos, o viceversa. Los sólidos totales disueltos calculados, en algunos casos, nos 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. 17, 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 resisti-

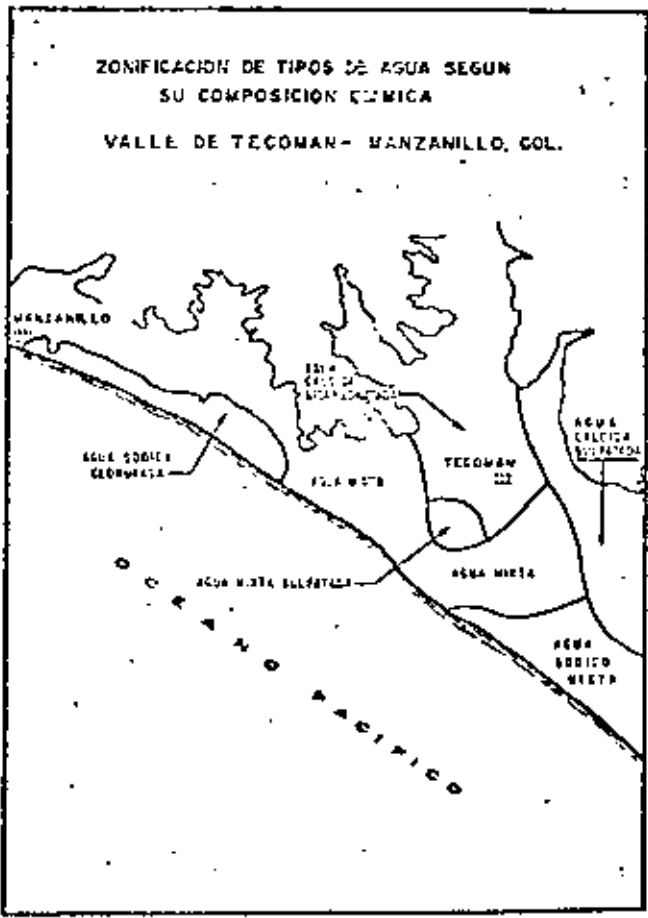
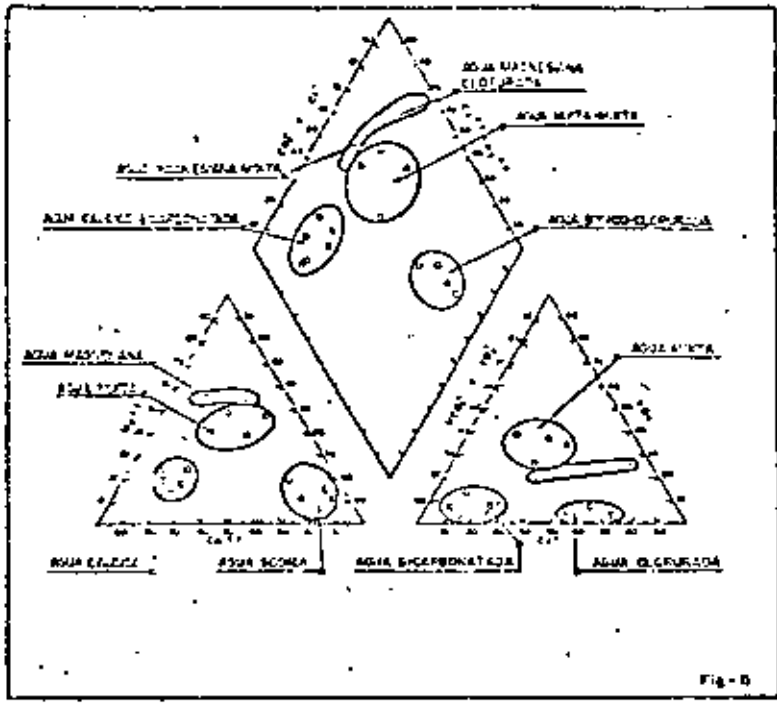


Fig 12

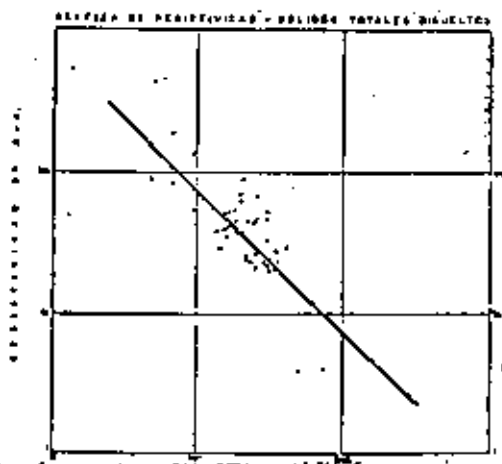


Fig 13

GEOFISICA E HIDROGEOQUIMICA

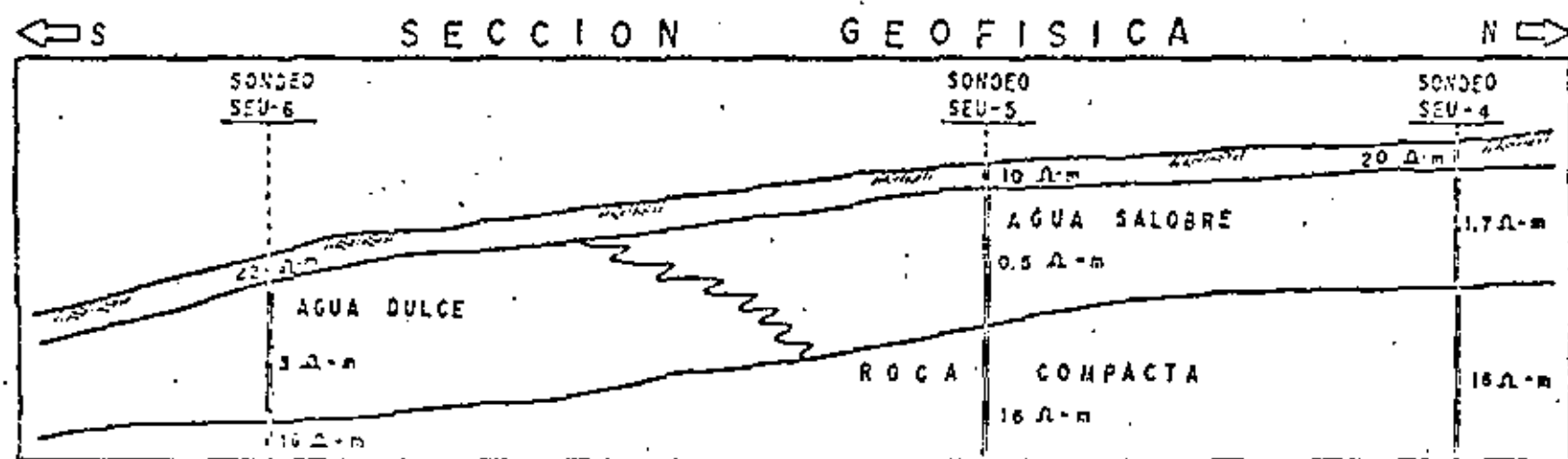
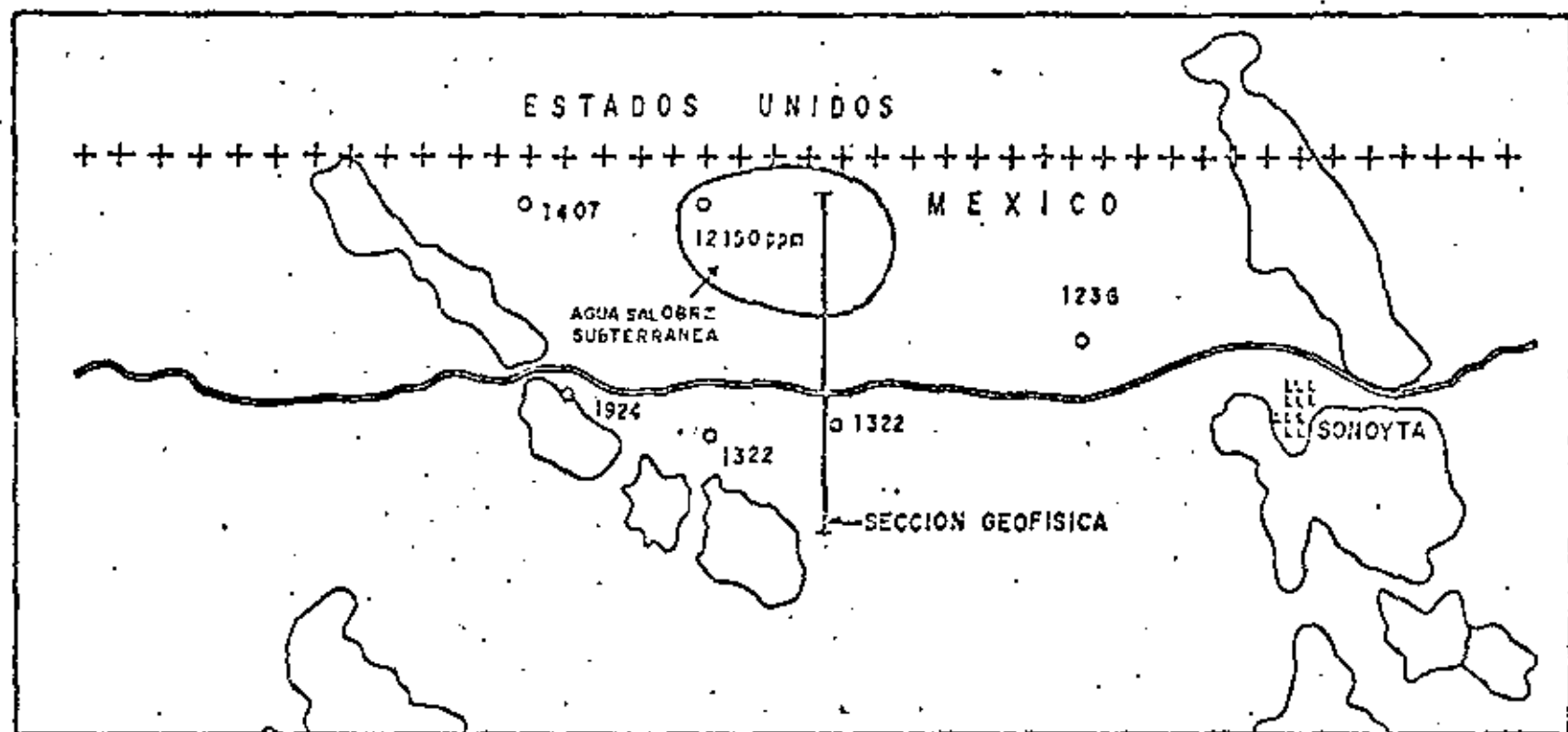


FIG.-17

vidad, 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 Palmer, Shoeller, Souline, Wilcox, etc.

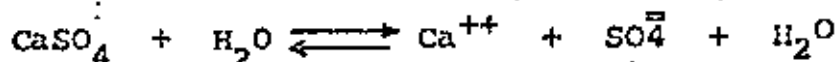
IV. GRADO DE SATURACION DEL AGUA CON RESPECTO A LOS MINERALES MAS COMUNES

Cuando algunas muestras presentaron altas concentraciones de sólidos totales, se procede a hacer un análisis del grado de saturación del agua con respecto a los minerales más comunes; yeso $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, Calcita CaCO_3 dolomita $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$.

4.1. 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 reactantes, o sea:

$$K_{ai} = \frac{[\text{Ca}^{++}] [\text{SO}_4^-] [2\text{H}_2\text{O}]}{[\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}]}$$

Donde los paréntesis indican la actividad iónica del ion -- que en encierran.

La actividad de los compuestos, es igual a 1.- por lo tanto:

$$K_{ai} = [Ca^{++}] [SO_4^{--}] \text{ --- (1)}$$

De manera similar para la calcita se tiene:

$$CaCO_3 = Ca^{++} + CO_3^{--}$$

$$K_{ai} = [Ca^{++}] [CO_3^{--}] \text{ --- (2)}$$

Debido a que los análisis no reportan carbonato, (CO_3^{--}), se utilizó la determinación de bicarbonato (HCO_3^-), sustituyendo la fórmula (2) de la siguiente manera:

$$HCO_3^- \rightleftharpoons CO_3^{--} + H^+$$

$$K_{ai} = \frac{[CO_3^{--}] [H^+]}{[HCO_3^-]} = 10^{-10.33}$$

Despejando:

$$[CO_3^{--}] = \frac{[HCO_3^-] \cdot 10^{-10.33}}{[H^+]}$$

Sustituyendo en la ecuación (2):

$$K_{ai} = \frac{[Ca^{++}] [HCO_3^-] 10^{-10.33}}{[H^+]} \text{ --- (3)}$$

Las actividades iónicas se obtienen multiplicando el coeficiente de actividad iónica (γ) de cada elemento, por la concentración en moles por litro (M).

$$\begin{aligned} \text{O sea: } [Ca^{++}] &= \gamma_{Ca} \cdot M_{Ca} \\ [SO_4^{--}] &= \gamma_{SO_4} \cdot M_{SO_4} \\ [HCO_3^-] &= \gamma_{HCO_3} \cdot M_{HCO_3} \end{aligned}$$

Las concentraciones en moles por litro (M) se obtienen dividiendo las partes por millón reportadas en los análisis químicos por el peso atómico. El coeficiente de actividad iónica (γ) se calculó mediante la fórmula de Debye-Huckel:

$$\log \gamma_i = \frac{-A z_i^2 \sqrt{I}}{1 - B a_i \sqrt{I}}$$

Donde Z es la carga del ion; A y B son constantes dependientes de la temperatura (en nuestro caso a 25°C, A = 0.5085 y B = 0.3281 x 10⁸; (Klots, 1950); a_i es una constante relacionada con el tamaño y carga del ion (HEM, 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_{ai}), así obtenida, se compara con la constante de equilibrio (K_e), para encontrar el grado de saturación del agua con respecto a yeso y calcita.

Los valores de K_e son: (Garrel 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 en 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.

GENERALIDADES SOBRE LA INTRUSION SALINA
EN ACUIFEROS COSTEROS Y METODOS DE CONTROL

La explotación de agua subterránea en acuíferos de zonas costeras encara un gran riesgo, denominado "Intrusión Salina". Muchas de las zonas costeras de México están siendo degradadas por este fenómeno, como resultado del exceso de bombeo.

Un renglón importante en los acuíferos costeros, es el estudio de la determinación de la intrusión salina cuando ésta aún no la ha afectado nocivamente. Dentro de estos estudios, es esencial, la determinación de la posición del nivel piezométrico y sus fluctuaciones con el tiempo, así como el registro de los incrementos de salinidad en los pozos. Si se cuenta con estos datos puede conocerse rápidamente la posición y la peligrosidad de la intrusión y planear las alternativas más convenientes para su control.

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.- En muchas cuencas costeras de nuestro país, existe continuidad hidráulica en los materiales que forman las planicies costeras la cual se continúa hasta el mar, cerca de la línea de la costa. Puede presentarse también, capas de material permeable confinado, que se continúa a cierta profundidad, hasta más allá de la costa. Algunos acuíferos se encuentran cubiertos por lodo y otros materiales relativamente impermeables que impiden que el agua de mar los contamine.
- b) Inversión del Gradiente.- Otras de las condiciones necesarias para que se lleve a cabo la intrusión salina, es la inversión del gradiente, la cual, se presenta cuando la carga hidráulica del mar es mayor a la del acuífero. Esto sucede si el nivel piezométrico es abatido a profundidades bajo el nivel del mar.

Cuando el gradiente es hacia el mar, existe un flujo de agua hacia él y cuando el gradiente es hacia tierra adentro se establece un flujo de agua, hacia el valle. En la

práctica, la magnitud el gradiente²³ hidráulico se obtiene a partir de la medición de la profundidad al nivel del agua en pozos y norias.

PRINCIPIO DE GHYBEN - HERZBERG.

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

La profundidad a la cual se encuentra la interfase fue descrita por Badon Ghyben en 1869, y aplicada a problemas específicos por Bairat Herzberg en 1901.

La teoría se basa en lo siguiente:

El peso de una columna vertical de agua dulce que va desde el nivel piezométrico del acuífero hasta la interfase se encuentra equilibrada por el peso de una columna de agua de mar que vaya desde el nivel del mar, hasta la interfase. Esto es, el peso de la columna de agua dulce de longitud $h + Z$ es igual al peso de una columna de agua de mar de longitud Z , donde "h" es la elevación del nivel estático a partir del nivel del mar y "Z" es la profundidad a la interfase, a partir del mismo nivel de referencia.

Si "Dd" y "Dm" representan las densidades del agua dulce y de mar respectivamente, la condición para el balance hidrostático se expresa de la siguiente manera:

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

$$Z = \frac{D_d}{D_m - D_d} h$$

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 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 ó disminución de agua en él, pro-

ducen 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 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.

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 y
- 5).- Barreras con pozos de inyección (figura 4).

REDUCCION DE LA EXTRACCION.

Una de las medidas técnicamente más sencillas para prevenir la intrusión de agua de mar, es la reducción de 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.

RECARGA ARTIFICIAL.

Para ello es necesario contar con una fuente adicional de agua así como condiciones apropiadas del terreno, de tal manera, que la recarga pueda llevarse a cabo. Las obras para la recarga pueden consistir en zanjas superficiales construidas en el área de recarga a través de las cuales se hace circular agua que se infiltra al subsuelo. Otro tipo de obras, consiste en la construcción de presas de infiltración, localizadas en la zona de recarga. En zonas donde existen capas confinantes impermeables, pueden construirse pozos de inyección. Al llevar a cabo esta recarga se provoca la reinvención 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.

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.

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 intrusión 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 de 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 intruía. Mientras más cerca del mar se localiza la barrera, el bombeo tendrá que ser mayor.

BARRERA CON POZOS DE INYECCION.

Este método para control de intrusiones salinas, consiste en la construcción de pozos de inyección alineados a lo largo de la costa, su funcionamiento va a depender de la resistencia que encuentre el agua al moverse en el subsuelo. Al inyectar agua al acuífero se provoca la elevación del nivel piezométrico lo cual se lleva a cabo hasta alcanzar el gradiente requerido. Debido a la diferencia en densidad entre el agua de mar y el agua dulce, se requiere una columna de 41 metros de agua dulce para equilibrar una columna de 40 metros de agua salada. Para controlar la intrusión es necesario primeramente determinar el espesor de sedimentos permeables. Posteriormente se construye la barrera de pozos de inyección y se provoca la elevación del nivel piezométrico a lo largo de la línea de pozos, hasta alcanzar una altura de 75 centímetros arriba del nivel del mar, por cada 30 metros de espesor del acuífero bajo el mismo nivel de referencia. La cantidad de agua utilizada para dicho fenómeno puede ser estimada. Después de que en la barrera con pozos de inyección, se establece un equilibrio, la cantidad de agua que fluye hacia el acuífero, será la cantidad de agua de mar que intruía anteriormente, siempre y cuando la explotación de la planicie se haya conservado igual. Para mantener el balance dinámico de esta zona, es necesario que exista un pequeño flujo de agua dulce hacia el mar. La magnitud de este flujo es variable, pero será de alrededor del 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.

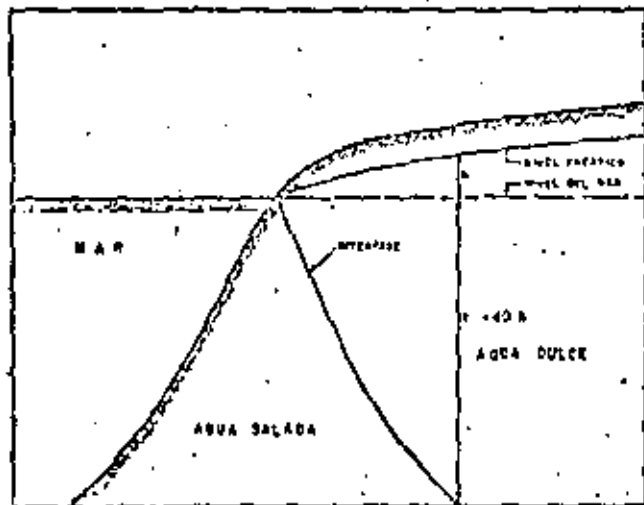
METODO COMBINADO: BARRERA POR POZOS DE BOMBEO BARRERA POR POZOS DE INYECCION.

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 sis-

temas previamente descritos.

33

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.



INTRUSION SALINA SEGUN LA TEORIA DE G.HERZBERG

FIG-1

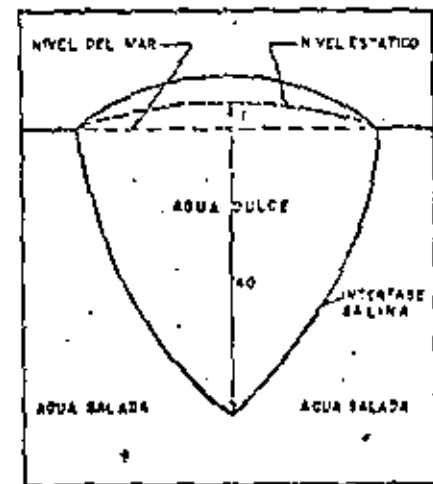
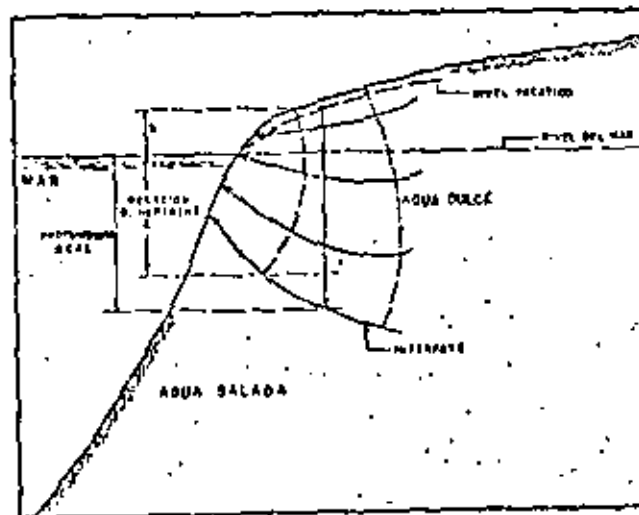
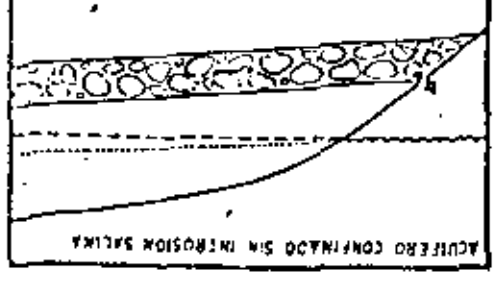
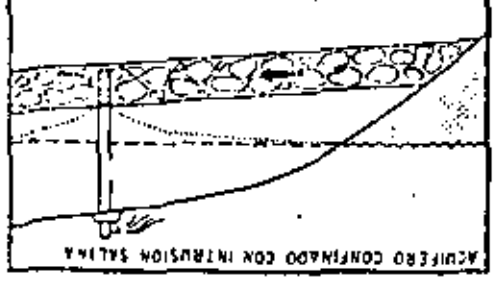
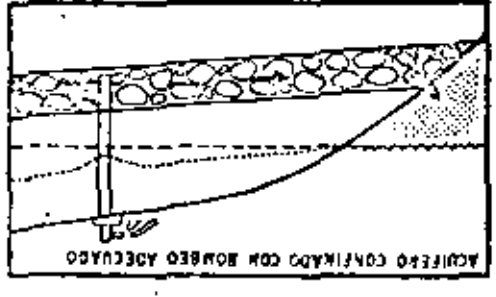
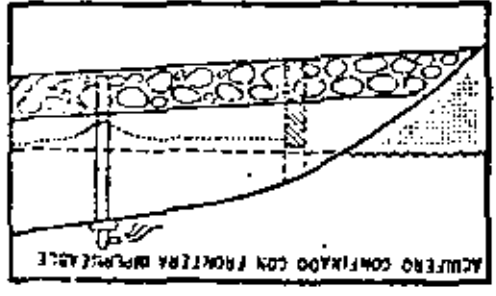
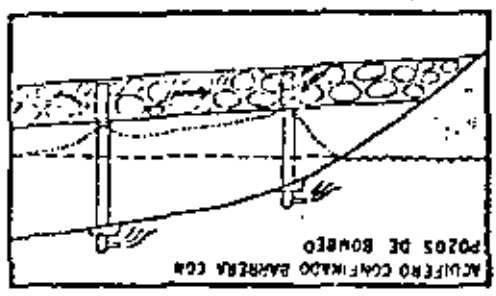
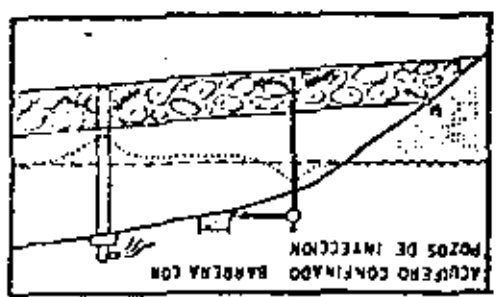
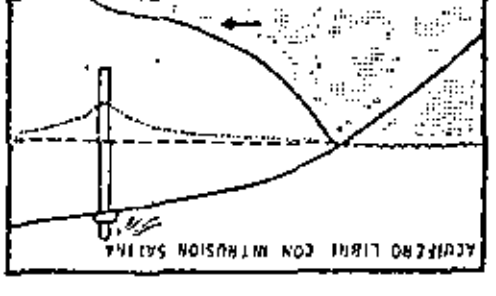
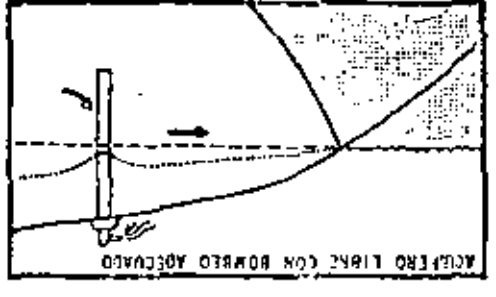
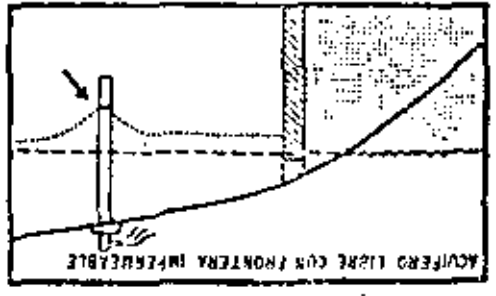
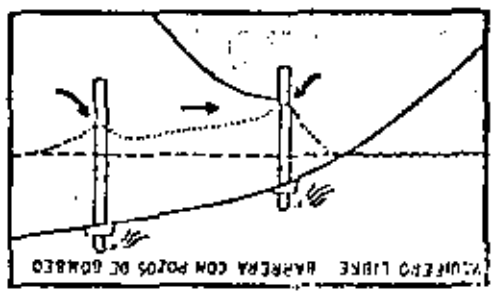
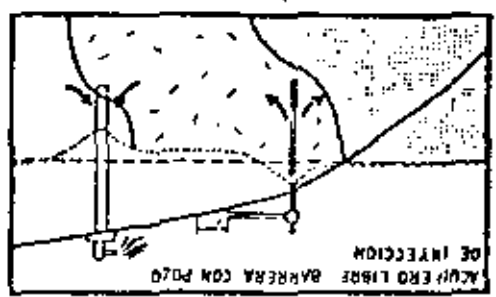


FIG:2 POSICION DE LA INTERFASE SALINA EN UNA ISLA



DISCREPANCIA ENTRE LA PROFUNDIDAD REAL A LA INTERFASE Y LA CALCULADA POR G.HERZBERG.

FIG-3



CALIDAD DEL AGUA Y SIGNIFICADO DE
ALGUNAS DE SUS PROPIEDADES
FÍSICAS Y QUÍMICAS.

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.

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.

CARACTERISTICAS FISICAS	LIMITE MAXIMO PERMISIBLE	OBSERVACIONES
TURBIEDAD	10 (Escala de Sílice)	DE NO CUMPLIRSE
COLOR	20 (Escala platino- Cobalto)	CON LOS RESULTA DOS ANTERIORES,
SABOR	INSIPIDA	SE ADMITIRAN --
OLOR	INODORA	AQUELLOS QUE -- SEAN TOLERABLES PARA LOS USUA-- RIOS.

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 hidrogeno (pH)	8.00
Oxígeno consumido (O)	3.00
Sólidos tótales disueltos (STD)	1000
Alcalinidad total (CaCO ₃)	400
Dureza total (CaCO ₃)	300
Cloruros (Cl)	250
Sulfatos (SO ₄)	250
Magnesio (Mg)	125
Zinc (Zn)	15
Cobre (Cu)	3
Fluoruros (Fl)	1.50
Hierro (Fe) y Mangneso (Mn)	0.30

continua.....

Arsénico (As)	0.05
Selenio (Se)	0.05
Cromo (Cr)	0.05
Compuestos fenólicos, (Fenol)	0.001

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

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 a la 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 su presencia en cantidades pequeñas es tóxica, por lo cual el agua potable, no debe tener concentraciones mayores de 0.05 Ppm.

Zinc, Cobre, Hierro 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 el decaimiento de la dentadura, el cual dependerá de la concentración, la edad del consumidor, la cantidad de agua que se consume 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.

AGUA PARA RIEGO

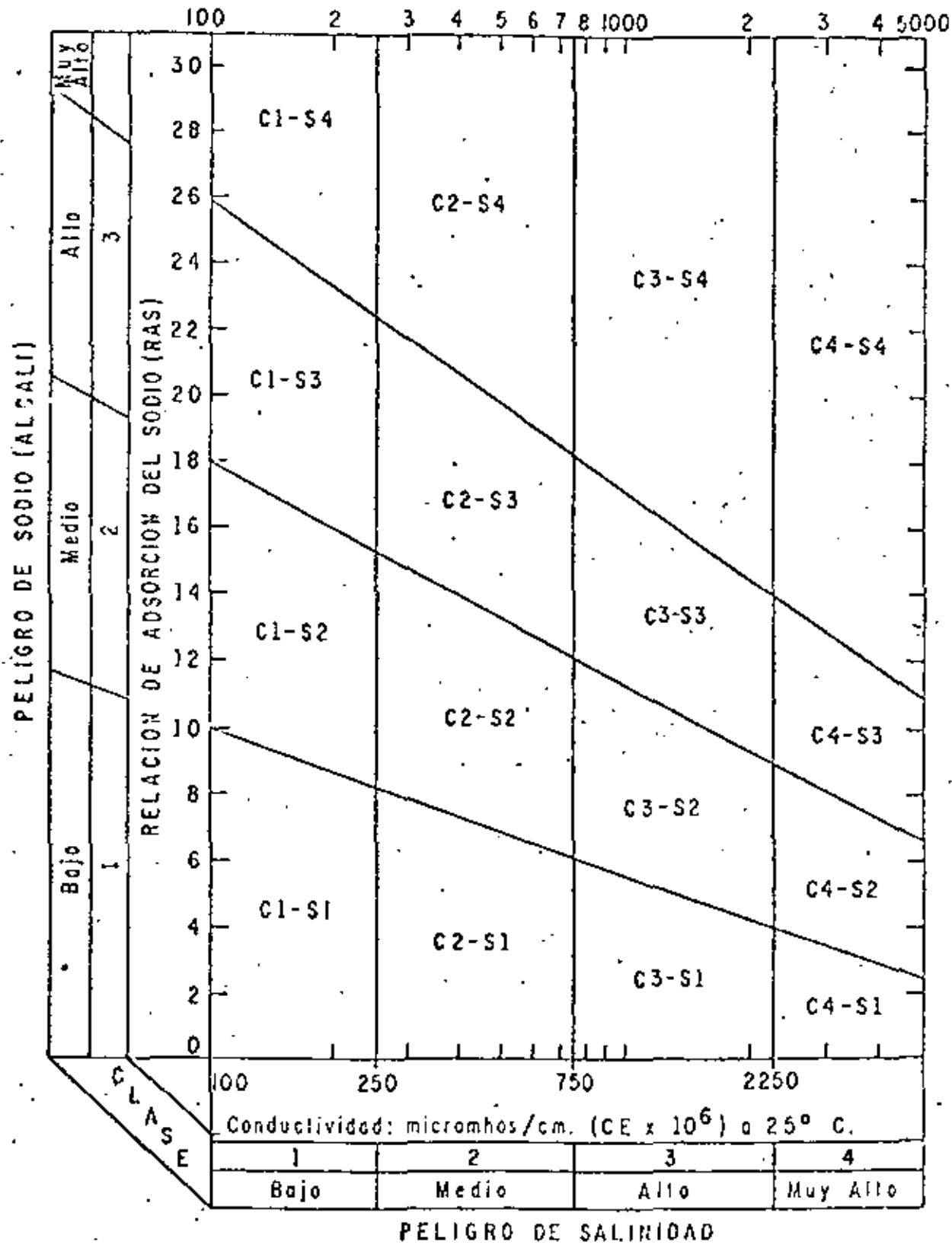
Para conocer la calidad del agua para riego, se ha optado por utilizar la clasificación de Wilcox (1948) en la cual, por medio de la conductividad eléctrica (CE) y la relación de adsorción de sodio (RAS), se obtiene la clase de agua para riego.

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:

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

CLASIFICACION DE AGUAS PARA RIEGO



Donde las concentraciones de Na^+ , Ca^{++} y Mg^{++} están dadas en equivalentes por litro. Con esta relación se obtiene el peligro que entraña el uso del agua para riego, el cual, como puede apreciarse en la fórmula, queda, supeditado a las concentraciones absoluta y relativa de los principales cationes.

Los valores de CE y RAS, son graficados en el nomograma de clasificación (Fig. 1) obteniéndose de esta manera, la clase de agua para riego, la cual está definida por los parámetros, C y S y subíndices en cada uno de ellos.

El significado de las diferentes clases, así como algunas recomendaciones para el uso del agua en riego, se comentan a continuación:

- C1 BAJA SALINIDAD.** - Puede usarse para riego en la mayoría de los suelos y para casi todas las plantas, con pocas probabilidades de que aumente la salinidad.
- C2 SALINIDAD MEDIA.** - Puede usarse, si se hacen lavados moderados. Se pueden sembrar plantas moderadamente tolerantes a las sales en la mayoría de los casos, sin efectuar prácticas especiales para el control de la salinidad.
- C3 ALTAMENTE SALINA.** - No puede usarse en suelos de drenaje deficiente. Aún con drenaje adecuado, se requiere un manejo especial para el control de la salinidad, además de seleccionar plantas que sean bastante tolerantes a las sales.
- C4 MUY ALTAMENTE SALINA.** - No es apropiada para riego bajo condiciones ordinarias aunque puede usarse, en ocasiones, bajo circunstancias muy especiales. Los suelos deben ser permeables, el drenaje adecuado; el agua para riego debe aplicarse en exceso con el fin de llevar a cabo un lavado fuerte. Las plantas que se seleccionen deberán ser muy tolerantes a las sales.
- S1 CON POCO SODIO.** - Puede usarse para riego en casi todos los suelos, con poco peligro de que el sodio intercambiable llegue a niveles perjudiciales. Sin embargo, las plantas sensitivas al sodio como algunos frutales (fruto con hueso) y aguacate, pueden acumular concentraciones dañinas de sodio.

- S₂ CON CONTENIDO MEDIO.- Será peligrosa en suelos de textura fina y en aquellos que contengan una alta capacidad de intercambio de cationes, especialmente bajo condiciones de lavados leves, - a menos que haya yeso en el suelo. Esta agua puede usarse en - suelos orgánicos o de textura gruesa con buena permeabilidad.
- S₃ CON ALTO CONTENIDO.- Conducirá a niveles peligrosos de sodio-- intercambiable en la mayoría de los suelos, por lo cual se re-- querirá de un manejo especial, - buen drenaje, lavados fuertes y adiciones de materia orgánica. Los suelos yesíferos no desarro-- llarán niveles perjudiciales de sodio intercambiable. Los me-- joradores químicos deberán usarse, para el remplazo 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 ín dice en la selección de cultivos, en la tabla siguiente se presen ta la tolerancia relativa de los cultivos a las sales.

FRUTALES

MUY TOLERANTES	MEDIANAMENTE TOLERANTES	POCO TOLERANTES
Palma datiles	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 Papas Zanahoria Cebolla Chicharos Calabaza Pepinos	$CE_e \times 10^3 = 4$ Rábano Apio Ejótes
$CE_e \times 10^3 = 10$	$CE_e \times 10^3 = 4$	$CE_e \times 10^3 = 3$

PLANTAS FORRAJERAS

MUY TOLERANTES	MEDIANAMENTE TOLERANTES	POCO TOLERANTES
$CE_e \times 10^3 = 18$ Zacate alcalino de coquito Zacate Bermuda Zacate Rhodes	$CE_e \times 10^3 = 12$ 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

continúa.....

Cebada (para heno
Trifolium (pata de
pájaro)

Trigo (para heno)
Avena (para heno)
Gramma azul
Bromo suave
Veza lechosa Cicer

$$CE_e \times 10^3 = 12$$

$$CE_e \times 10^3 = 4$$

$$CE_e \times 10^3 = 2$$

CULTIVOS COMUNES

MUY TOLERANTES	MEDIANAMENTE TOLERANTES	POCO TOLERANTES
$CE_e \times 10^3 = 12$	$CE_e \times 10^3 = 10$	$CE_e \times 10^3 = 4$
Cebada (grano) Remolacha azucarera Colza Algodón	Centeno (grano) Trigo (grano) Avena (grano) Arroz Sorgo (grano) Maíz Linaza Girasol Higuerilla	Alubias
$CE_e \times 10^3 = 10$	$CE_e \times 10^3 = 6$	
	(De: Suelos Salinos y Sódicos, 1954)	

*.- El número que sigue a la $CE_e \times 10^3$ es el valor de la conductividad eléctrica del extracto de saturación en milimhos - por centimetro a 25°C asociado a una disminución en los rendimien - tos de 50 por ciento.

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 sensible	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.*

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

(En órden descendiente de más a menos Tolerante.)

(De: Suelos Salinos y Sódicos, 1954).

AGUA PARA ABREVADERO. -

El agua usada en granjas y ranchos ganaderos, normalmente debe de cumplir con los mismos requisitos que el agua potable, ya que se utiliza también para usos domésticos de los ranchos. Los animales pueden ingerir agua con una mayor concentración de sales.

A continuación se describen los límites máximos para algunos animales, según McKee y Wolf, (1963).

Aves	2,860 ppm
Cerdos	4,290 ppm
Caballos	6,430 ppm
Ganado Lechero	7,150 ppm
Ganado de Carne	10,100 ppm
Borrego	12,900 ppm

AGUA PARA LA INDUSTRIA. -

La clase de agua requerida en la industria, depende del tipo de instalaciones utilizadas.

Una forma rápida de catalogar el tipo de agua para la industria, es conociendo su dureza. Esta normalmente se reporta en concentración de carbonato de calcio (Ca CO_3).

Cuando un agua contiene concentraciones bajas de este compuesto, se denomina "agua blanca" y al agua con concentraciones altas, "agua dura".

De acuerdo con algunos autores (Dunfor y Becker, 1964), se han distinguido los siguientes rangos de dureza.

Concentración en mg/l de CaCO_3	Descripción
0 - 60	Agua blanca.
61 - 120	Agua moderadamente dura.
121 - 180	Agua dura.
más de 180	Agua muy dura.

En la tabla siguiente, se muestran algunos de los límites para la industria textil y papelera, así como en derivados del petróleo y embotelladoras.

CALIDAD DEL AGUA PARA ALGUNAS INDUSTRIAS (En mg/l)				
CONSTITUYENTE	INDUSTRIA TEXTIL	INDUSTRIA PAPELERA	DERIVADOS DEL PETRO LEO	EMBOTE- LLADORAS
SiO ₂	—	50	—	—
Fe	0.1	1.0	1.0	0.3
Mn	0.1	0.5	—	0.05
Ca	—	20	75	—
Mg	—	12	30	—
Cu	0.01	—	—	—
NH ₄	—	—	—	—
Zn	—	—	—	—
HCO ₃	—	—	—	—
SO ₄	—	—	—	500
Cl	—	200	300	500
F	—	—	—	—
NO ₃	—	—	—	—
DUREZA	25	100	350	—
pH	2.5-10.5	6-10	6-9	—
S. T. D.	100	—	100	—

(En: John Hem, 1970)

SIGNIFICADO DE ALGUNAS PROPIEDADES FISICAS Y QUIMICAS DEL AGUA.

FUENTE
ORIGEN -

	<u>FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.</u>	<u>SIGNIFICADO.</u>
nato nato	Proviene de la incorporación del bióxido de carbono en el agua y de la disolución de rocas carbonatadas como la caliza y la dolomita.	Los carbonatos y bicarbonato 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.
	Proviene de la disolución de suelos y rocas, en especial las de origen ígneo. El agua de zonas térmicas y especialmente aquéllas que se encuentran en áreas de actividad volcánica reciente, pueden contener altas concentraciones de boro. Puede deberse en ocasiones, a contaminación por desperdicios, especialmente donde se usan detergentes que contienen boratos.	Cantidades pequeñas de este elemento, es esencial para el crecimiento y nutrición de las plantas, pero es tóxico para la mayor parte de ellas cuando se encuentra en concentraciones mayores de 1 mg/l.
	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.	El calcio y el magnesio son los principales responsables de la dureza en el agua, la cual origina un gran consumo de jabones. Puede incrustar tuberías y además, reducir su eficiencia.

CONSTITUYENTE
O PROPIEDAD -
FÍSICA.

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.

SIGNIFICADO.

Color

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.

Indica la presencia de iones orgánicos o materia orgánica en el agua subterránea. Es un factor importante en la valuación de agua potable para otros usos.

Cloruro
(Cl)

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.

Grandes concentraciones de este elemento, aumenta el poder corrosivo del agua y, combinación con sodio, da sabor salado.

Concentración
de Hidrógeno
(pH)

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.

Un pH igual a 7.0 indica neutralidad en una solución. Valores mayores indican alcalinidad y menores, acidez. La corrosividad, generalmente aumenta al disminuir el pH. Aguas excesivamente alcalinas, pueden atacar metales.

Conductividad
Eléctrica.

Depende de la cantidad de sales disueltas en el agua.

Es una medida de la capacidad del agua de conducir corriente eléctrica. Varía con la concentración y grado de ionización de los constituyentes, así como con la temperatura. Se usa para estimar la cantidad de sales disueltas en el agua.

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.	FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.	SIGNIFICADO.
como	En la mayoría de los casos, la dureza es debida a el calcio y el magnesio.	Consume jabón y no produce espuma. Forma depósitos de jabón en baños. El agua dura incrusta calderas y tuberías. Dureza es equivalente de dureza de carbonatos y bicarbonatos.
cicio	Proviene de la disolución de rocas y suelos, en especial de rocas carbonatadas y rocas de origen ígneo.	Las concentraciones son en general muy bajas.
	Proviene de la disolución de suelos, rocas y de tuberías, bombas y equipos similares. Concentraciones mayores a 1 ó 2 ppm, generalmente indican drenaje de zonas mineras u otra fuente.	Expuesto a la superficie, el hierro disuelto en el agua se oxida formando un sedimento rojizo. Más de 0.3 ppm, mancha lavadoras y utensilios. Elemento nocivo en el proceso de bebidas, tintes, blanqueadores, hielo, etc. Grandes concentraciones, producen un sabor desagradable y favorecen el crecimiento de bacterias.
	Se encuentra diseminado en cantidades muy pequeñas, en casi todo tipo de rocas y suelos.	Reduce la picadura de dientes (caries) en los niños durante la época de calcificación. El exceso de este elemento, produce el decaimiento de la dentadura el cual dependerá de la concentración de flúor, la edad del consumidor, la cantidad de agua que se consuma y la susceptibilidad de cada individuo.

CONSTITUYENTE
D. PIEDAD
FISICA

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.

SIGNIFICADO.

fosfato (PO_4)	Proviene del intemperismo de rocas ígneas y de la lixiviación de suelos que contienen desperdicios orgánicos, fertilizantes, detergentes y drenajes domésticos e industriales.	Concentraciones mayores a las normales, indican contaminación por desechos.
Litio (Li)	Proviene de la disolución de rocas durante el intemperismo. La escasez del litio es probablemente el responsable de las relativas bajas concentraciones en el agua.	Las concentraciones de este elemento en el agua son en general muy bajas, no afectando la calidad para los diferentes usos.
Magnesio (Mg)	Proviene de la disolución de la mayoría de los suelos y rocas pero especialmente de las dolomitas. Algunas salmueras contienen cantidades abundantes de magnesio.	El magnesio y el calcio, son los principales responsables de la dureza y del agua incrustante.
Manganeso (Mn)	Proviene de la disolución de algunos suelos y rocas. Es menos común que el hierro, pero normalmente se encuentra asociado con éste y con aguas ácidas.	Es el causante de la coloración café oscura o negra.
Nitrógeno amonio NH_3 nitrito NO_2 nitrato NO_3	Se encuentra en el agua como NH_3 , NO_2 y NO_3 , dependiendo del grado de oxidación. Proviene de la disolución de rocas ígneas, suelos enriquecidos por legumbres y fertilizantes, establos y aguas de drenaje.	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 nitratos, causan metemoglobinemia en los niños.

FUENTE LIEDAD -	FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.	SIGNIFICADO.
o	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.	Grandes concentraciones, en combinación con cloro, producen un sabor salado. Es esencial en la nutrición de las plantas.
ón de ión de	Se calcula usando las concentraciones de los iones que se indican en miliequivalentes por litro	El RAS es usado junto con la conductividad eléctrica, para determinar la calidad del agua para riego.
	$\text{RAS} = \frac{\text{Na}}{\sqrt{\frac{\text{Ca} + \text{Mg}}{2}}}$	
	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.	Es tóxico en cantidades pequeñas. Constituye un problema cuando se encuentra en plantas o agua para el ganado.
	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.	Produce incrustación en tuberías y calderas.

CONSTITUYENTE
O PROPIEDAD
FÍSICA.

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.

SIGNIFICADO.

Sodio (Na)	Proviene de la disolución de la mayoría de las rocas y suelos. Se encuentra también en salmueras, agua de mar, desperdicios industriales y drenajes.	Grandes concentraciones en combinación con el cloro, producen un sabor salado. Cantidades fuertes comúnmente limita el uso del agua para la agricultura.
Sólidos Disueltos	Proviene de la disolución de minerales que forman los suelos y las rocas. Puede incluir constituyentes orgánicos y agua de cristalización.	El valor de los sólidos 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 (SO ₄)	Proviene de la disolución de rocas y suelos que contienen yesos, hierro y compuestos sulfurados. Comúnmente se presenta en aguas de drenaje de minas y en algunos desechos industriales.	Concentraciones altas, actúan como laxante y en combinación con otros iones da al agua un sabor desagradable. En agua que contiene calcio, produce incrustación.

EL USO Y LA APLICACION DE TRAZADORES
DE AGUA SUBTERRANEA

RESUMEN

La técnica sobre la aplicación de trazadores en agua subterránea, se ha venido desarrollando con nuevas metodologías en los últimos 25 años. Los principales trazadores utilizados son fluoriceínas, sales, esporas e isótopos. Las fluoriceínas son uno de los trazadores más económicos y fáciles de utilizar. Su aplicación se ha incrementado al introducir en el proceso de -- detección, el espectrofluorómetro y la concentración por medio -- de carbón activado. Las esporas, son el trazador más nuevo que existe, el cual ha probado ser de gran utilidad. Otro tipo de trazadores de agua subterránea, son los isótopos deuterio, oxígeno 18, tritio y carbono 14, cuya técnica y aplicación es cada -- día mayor.

I N T R O D U C C I O N

En determinadas ocasiones es de esencial importancia el conocer con exactitud si existe conexión entre dos puntos de un acuífero. Para ello se han llevado a cabo, desde el siglo pasado, experimentos consistentes en mezclar, en el agua de un aprovechamiento subterráneo localizado aguas arriba, una sal o un tinte, el cual puede ser reconocido en otro aprovechamiento localizado a cierta distancia aguas abajo, determinando así, la posible conexión entre dichos puntos. A esta técnica se le conoce como trazadores de agua subterránea.

Este método, se ha aplicado principalmente en rocas fracturadas, donde el tiempo de tránsito es corto, y en distancias hasta de 40 km (Zotl, 1970). En menor proporción, se ha llevado a cabo en medios granulares, ya que por una parte la velocidad de flujo es relativamente pequeña y por otra, la arcilla produce absorción e intercambio iónico, por lo cual la aplicación en este medio debe ser en distancias cortas..

Los puntos de inyección más comunes, son ríos subterráneos localizados dentro de cavernas y los principales puntos de muestreo son manantiales. Con algunas limitaciones los puntos de inyección y muestreo de trazadores pueden ser también pozos, norias,

galerías filtrantes, drenes, lagos y presas.

En algunas ocasiones, se ha utilizado esta técnica para determinar si el agua de manantiales, ríos o drenes, corresponden a filtraciones de una presa o lago.

Un buen trazador, debe reunir las características siguientes: Debe ser no tóxico; soluble en agua, identificable en pequeñas concentraciones; resistente a cambios químicos; tener poca o nula capacidad de intercambio iónico; no ser absorbido o retenido por suelo o rocas; su determinación debe ser mediante análisis sencillos y su aplicación económica.

Los principales trazadores son fluorocinas, sales espumas e isótopos.

F L U O R I C E I N A S

Son sustancias que tienen la propiedad de emitir luz fluorescente. La longitud de onda de esta luz, varía de una sustancia a otra, propiedad que se utiliza para identificarlas. Las sustancias más comunes utilizadas como trazadores son: Uranina, Eosina, Amidorhodamina G extra, Rhodamina BB y Tinopal CBS-X. A continuación se describen las características de cada una de estas sustancias.

URANINA. - Es la de mayor aplicación. Consiste en una fluorocina de sodio que presenta un color naranja en soluciones concentra

das (mas de 1 ppm), que cambia a verde-amarillento al ser diluida. La intensidad de fluorescencia depende del pH. En la figura 1, se muestra la relación entre el pH y la intensidad de fluorescencia de la uranina. En aguas muy ácidas, pierde su fluorescencia pero este proceso es reversible, pudiendo recobrarla al añadir un compuesto básico, como KOH ó NH₃. Esta propiedad puede utilizarse para identificar el trazador.

El poder de la uranina, puede disminuir por medio de procesos fotoquímicos como la luz ultravioleta, por agentes oxidantes como el cloro y el ozono y en algunos casos por procesos biológicos.

Es visible en concentraciones mayores de 0.01 ppm. Antiguamente se utilizaban lámparas de luz ultravioleta para identificarla cuando se encontraba en concentraciones bajas. Actualmente las concentraciones entre 1×10^{-2} y 2×10^{-6} ppm son medidas con espectrofluorómetro.

La intensidad máxima de fluorescencia se detecta a una longitud de onda de 515×10^{-9} m. A mayor o menor longitud de onda la intensidad disminuye en forma simétrica (figura 2) y la forma de la curva distingue a la uranina de otra fluoriceína. Para concentraciones menores a 2×10^{-6} ppm, se utiliza carbón activado (W.B. WHITE, 1967, F. BAVER, 1972) el cual se coloca en el agua durante un tiempo que varía de un día a semanas, donde la uranina es absorbida y concentrada de 50 a 500 veces por el car-

bón y su concentración medida posteriormente.

Para extraer la uranina del carbón, se le agrega a éste algunas gotas de una de las siguientes preparaciones:

- a). Una parte de alcohol etílico al 95% y una parte de hidróxido de potasio diluido al 15% en agua destilada.
- b) Ocho partes de N-N Dimetilformadín (DMF), dos partes de agua destilada y una gota de NH_3 .

Por último, la uranina es resistente a la absorción por arcillas y su uso no es tóxico para el hombre o animales.

EOSINA.- Presenta una fluorescencia naranja-rosa, cuya máxima intensidad se detecta a una longitud de onda de 535×10^{-9} m.

Cuando se presentan valores mayores de 0.01 ppm, es visible al ojo humano. Entre 0.01 y 50×10^{-6} ppm, puede detectarse con espectrofluorómetro. Concentraciones menores se concentran con carbón activado del cual puede extraerse añadiendo una sustancia compuesta por ocho partes de N-N Dimetilformadín (DMF) y dos de agua destilada.

Al utilizarse junto con rhodamina FB o uranina, se producen interferencias por lo que su aplicación conjunta es limitada.

AMINORHODAMINA G EXTRA.- Conocida anteriormente como sulforhodam

mina G extra, presenta una fluorescencia naranja-rosa en soluciones concentradas, que cambia a verde al ser diluida. Su mayor intensidad se presenta a una longitud de onda de 554×10^{-9} m. Es visible en concentraciones mayores de 0.01 ppm y con espectrofluorómetro pueden detectarse hasta 6×10^{-3} ppm. Valores menores pueden concentrarse por medio de carbón activado, del cual puede ser extraída la fluoriceína, por medio de una solución de ocho partes de N-N Dimetilformadín (DMF) y dos de agua destilada.

Esta fluoriceína presenta inconvenientes, ya que es difícil de disolver y fácilmente absorbida por arcillas. En presencia de uranina, rhodamina FB o eosina, se producen interferencias.

RHODAMINA FB. Presenta un color púrpura y fluorescencia roja. Su mayor intensidad se detecta a una longitud de onda de 578×10^{-9} m. Es visible al ojo humano en concentraciones mayores de 0.01 ppm. Con espectrofluorómetro se detectan hasta 10×10^{-3} ppm. Valores menores pueden ser concentrados por medio de carbón activado del cual se extrae por medio de una de las soluciones siguientes:

- a) Cinco partes de propanol y 5 partes de hidróxido de amonio.
- b) Ocho partes de N-N dimetilformadín (DMF) y dos de agua destilada.

La rhodamina FB, presenta interferencias al combinarse -

69

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.

TINOPAL CBS-X.- Presenta un color verde con fluorescencia azul. Su mayor intensidad se determina a una longitud de onda de 430×10^{-9} m. Es visible solamente en concentraciones mayores de 1 ppm. Con espectrofluorómetro se pueden detectar hasta 440×10^{-3} ppm. Valores menores son concentrados por medio de carbón activado del cual la fluoriceína 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.

EJEMPLO SOBRE LA APLICACION DE FLUORICEINA

Con el propósito de ilustrar su aplicación, a continuación se presentan los resultados obtenidos en un experimento llevado a cabo en una región cárstica.

Se propuso conocer la conexión entre el agua de un río que se infiltraba dentro de una dolina y dos manantiales situados a 5 kilómetros de la primera. Para ello, se inyectaron 3 kg de uranina en el agua de la dolina y se obtuvieron muestras de agua cada dos horas en los manantiales "H" y "S".

En el manantial "S", no se detectó uranina, por lo que --

se concluye que este no tiene conexión con la zona de recarga donde se inyectó el trazador.

En el manantial "H", se empezó a detectar uranina 56 horas después de la inyección, y la concentración del trazador fue aumentando hasta llegar a 32 mg/m^3 , según muestra en la figura 3.

Tomando en cuenta el tiempo requerido por el trazador para circular entre los puntos de inyección y muestreo, y la distancia entre ellos, se obtuvo la velocidad mínima de circulación, la cual fue de 3.7 km/día .

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. 4.

En el pozo central, se inyectó uranina y se obtuvieron muestras de agua en el resto de los pozos, cada 20 minutos.

Después de 3 horas 20 minutos de la inyección, se detectó uranina solamente en los pozos 4 y 5, de donde se puede obtener que el agua subterránea fluye en dirección sureste, a una velocidad de 1.5 m/hr.

Este método es utilizado en zonas sin información y su aplicación queda limitada por la profundidad a que se encuentre el nivel estático, ya que mientras mayor es ésta, mayor es el costo de los pozos de muestreo e inyección.

S A L E S

Las sales son el trazador artificial de agua subterránea más antiguo que se conoce se haya aplicado con éxito. Los productos utilizados más comunes son, sal de cloruro de sodio y sal de cloruro de potasio.

La sal es disuelta en agua y posteriormente incorporada al acuífero. Una de las desventajas que presenta este método, es que requiere que en la zona de inyección el caudal de agua que entre el acuífero sea grande. Por otra parte se necesita una gran cantidad de sales en cada experimento.

En zonas cársticas, para distancias entre 3 y 5 km se requiere inyectar un mínimo de 500 kg de sal (Zotl, 1975). La cantidad más grande que se ha llegado a inyectar en un experimento de trazadores, fue de 50 toneladas de NaCl, (W. Kuss, en H. Batsche et. al., 1970), donde después de 4 días, se encontró en uno de los manantiales de observación un incremento de cloruros de sólo 39 ppm.

Los grandes volúmenes de trazador requeridos mediante es

te método, hacen que su uso sea limitado. La ventaja consiste en que pueden efectuarse determinaciones cuantitativas.

EJEMPLO SOBRE LA APLICACION DE SALES

Durante los trabajos realizados para conocer la posible conexión entre el agua de un río que se infiltraba en una dolina y dos manantiales localizados a 5 kilómetros de ésta, como se mencionó en párrafos anteriores, se inyectaron 600 kg de cloruro de sodio y 400 kg de cloruro de potasio.

Posteriormente se obtuvieron muestras de agua con intervalos de dos horas cada una, tanto en el manantial "H" como en el "S", las cuales se analizaron químicamente determinándose el contenido de cloruros, sodio y potasio.

Al igual que en los resultados obtenidos para la fluorocina (párrafos anteriores), en el manantial "S", no se detectó incremento alguno en su contenido salino, por lo cual se concluyó que este manantial no tiene conexión con el agua de infiltración de la dolina.

Por lo que se refiere al manantial "H", los resultados de los análisis se graficaron en la figura 5, donde se observa que 56 horas después de la inyección de las sales, se detectó un incremento en los iones determinados, ratificando la comunicación entre la dolina y el manantial.

Considerando el tiempo que tardó en aparecer el trazador en el manantial y la distancia entre éste y la dolina, se obtuvo la velocidad de flujo del agua de este acuífero.

Por otra parte, con estos resultados y los de los análisis químicos y volúmenes aforados, es factible determinar el volumen mínimo de agua almacenado, así como el conocer en que proporción el agua del manantial, proviene de la que se infiltra en la dolina.

E S P O R A S

Las esporas utilizadas como trazadores corresponden al tipo *Lycopodium Clavatum*. Tienen un diámetro de 30-55 micras y un color amarillo pálido (1 micra = 10^{-4} cm).

Su forma es similar a la de un triángulo isósceles con los dos convexos. Sus orillas forman cadenas de semicírculos cóncavos (figura 6). Están cubiertas por una fina membrana incoluble por lo que al ser incorporadas al agua son transportadas en suspensión. No se sedimentan y tienen la propiedad de no ser absorbidas o intercambiadas con el suelo o rocas.

En el año de 1953, A. Mayr, trató de emplear las esporas como trazador debido a las propiedades que presentan pero su identificación resultó problemática. J. Zottl 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.

I S O T O P O S

Los principales isótopos utilizados como trazadores en agua subterránea, se dividen en estables (Deuterio y Oxígeno 18) y radioactivos (Tritio y Carbono 14). A continuación se describen sus principales características.

DEUTERIO Y OXIGENO 18. - Son identificados con las siglas D y ¹⁸O. Se encuentran en el agua de mar en promedio de 320 y

2 000 ppm respectivamente. Sus concentraciones son representadas mediante las relaciones D/H y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y expresadas en unidades δ como sigue:

$$\delta D = \frac{(D/H)_{\text{MUESTRA}} - (D/H)_{\text{SNOW}}^*}{(D/H)_{\text{SNOW}}} \times 1000$$

La evaporación produce un fraccionamiento isotópico y en el agua de lluvia de zonas con climas moderados es lineal y en la proporción siguiente:

$$\delta D = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$$

El fraccionamiento isotópico, está en relación con la temperatura y altitud.

Tomando en cuenta los procesos y propiedades de estos isótopos, es posible diferenciar agua superficial sujeta a evaporación, de agua de lluvia, o de agua infiltrada a diferentes alturas.

TRITIO.- Tiene una vida media de 12.26 años. Antes del año de 1953, cuando se efectuaron las primeras pruebas con bombas atómicas, el agua de lluvia, contenía entre 5 y 10 unidades de tritio (U.T.). Como resultado de dichas explosiones, el contenido de tritio en la atmósfera se incrementó llegando a medirse hasta 800 U.T. en algunos lugares. La concentración de este isótopo en el agua, varía con la latitud y los cambios estacionales.

* Standard Mean Ocean Water.

67

Tomando en cuenta lo anterior se puede decir que el agua con contenidos bajos de tritio, menores de 1 U.T. corresponde al agua infiltrada hace más de 50 años. Si tiene concentraciones entre 10 y 20 U.T. indica que el agua es de lluvia o reciente infiltración y si tiene más de 20 U.T. corresponde a agua con entre 10 y 50 años de infiltrada.

CARBONO 14.- Este isótopo junto con los mencionados anteriormente, son los de mayor aplicación de hidrología y tiene una vida media de 5730 años. El carbono 14 contenido en el agua, empieza a desintegrarse al incorporarse al acuífero, por lo cual al medir su contenido en algún punto, es posible determinar el tiempo que ha permanecido en el acuífero. Pueden detectarse edades hasta de 30,000 años.

La edad del agua por medio del carbono 14, se complementa con la del tritio, debido a los diferentes rangos que abarcan. Cuando la concentración de tritio es menor de 2 U.T. o sea infiltrada antes de 1954, se dice que es negativa y para valores mayores, o sea posteriores a 1954 se dice que es positiva. Respecto al carbono 14, si se detecta alguna concentración, significa que el agua tiene menos de 30,000 años y se dice ser positiva, pero si no se detecta entonces tiene más de 30,000 años y es negativa.

Combinando a estos isótopos, tenemos que si ambos son positivos el agua es posterior a 1954; si son negativos es que tie

ne más de 30,000 años y si el tritio es negativo y el carbono 14 positivo, el agua se infiltró entre 1954 y hace 20,000 años.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Los trazadores de agua subterránea más comunes son: fluorocinas, sales, esporas e isótopos.

Este método es de mayor aplicación, en rocas fracturadas, donde el tiempo de tránsito es corto. En medios granulares, ya que por una parte la velocidad de flujo es relativamente pequeña y por otra, la arcilla producen absorción e intercambio iónico, - se utiliza para distancias cortas.

Dentro de las fluorocinas, la que ha reportado mejores resultados es la uranina. Su utilización permite determinar, -- principalmente, la conexión entre dos puntos de un acuífero pero es también posible, conocer velocidades y direcciones del flujo de agua subterránea.

El uso de sales es restringido debido a la gran cantidad de trazador que se necesita utilizar en cada experimento. Es -- recomendable para distancias cortas.

Las esporas son el trazador más nuevo que se haya aplicado con éxito. Su manejo es sencillo, económico y puede utilizarse para distancias hasta de 40 kilómetros.

Por las características que presentan el deuterio y el oxígeno 18, es factible a partir de su determinación, diferenciar aguas superficiales sujetas a evaporación, de agua de lluvia o de agua infiltrada a diferentes alturas.

Los isótopos tritio y carbono 14, son utilizados para datar el agua, abarcando un rango de prácticamente cero a 30,000 años.

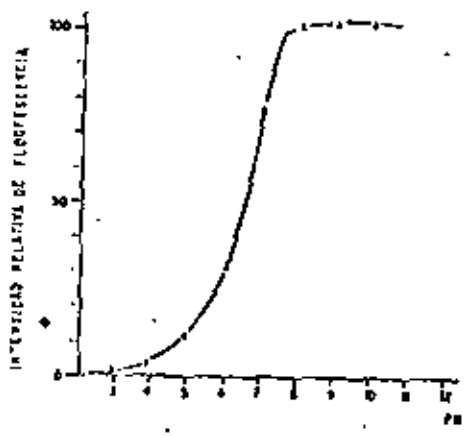


FIGURA 1

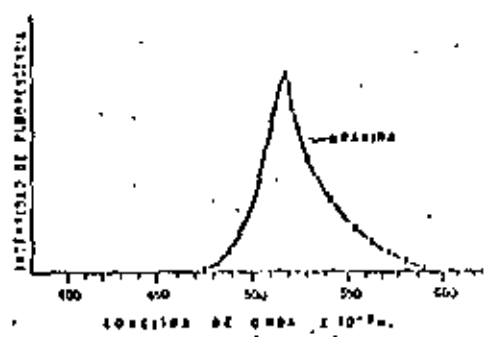


FIGURA 2

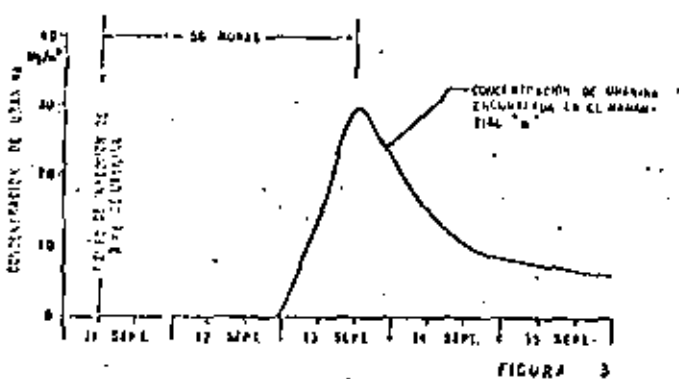


FIGURA 3

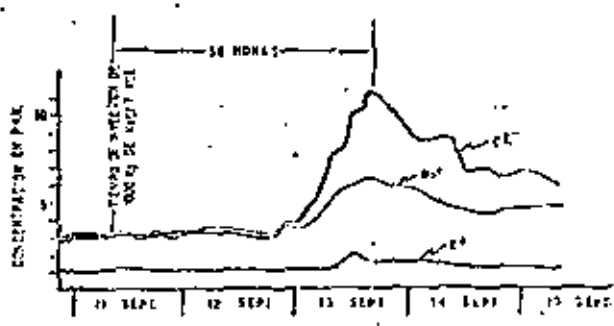
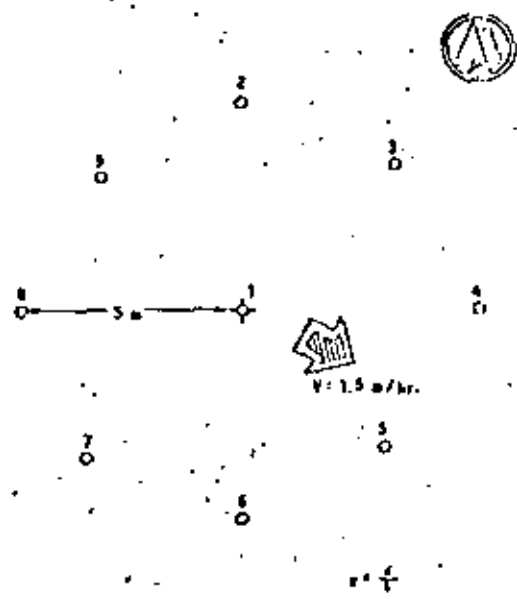


FIGURA 4



EXPLICACION

- ⊕ POZO DE INYECCION
- POZOS DE MUESTREO
- ➔ DIRECCION Y VELOCIDAD DEL FLUJO DEL TAMA SU-FE-1000A INYECTADO POR MEDIO DE LOS POZOS

⊕ 5 metros
○ 180 minutos

FIGURA No. 4



FIG. 6

REFERENCIAS

Akin, G.W. and J. V. Langerwerff, 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. Langerwerff, 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), 353-360.

Back, William and B. Hanshaw, 1970. "Comparison of the Chemical Hydrogeology of the Carbonate Peninsulas of Florida and Yucatan". *Jour. of Hyd.*, Vol. X-4.

Back, William, 1961. "Calcium Carbonate Saturation in Ground Water, From Routine Analyses. "U.S.G.S., W.S.P." 1535-D.

Back, W. and B. Hanshaw, "Chemical Geohydrology"

Back W. and J. Zötl., 1975, "Application of Geochemical Principles, Isotopic Methodology and Artificial Tracers to Karst Hydrology".

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.

California Department of Water Resources, 1957, "Report by -- Los Angeles County Flood Control District on Investigational Work for Prevention and Control of Sea Water Intrusion West Coast Basin Experimental Project, Los Angeles County", Boletín No. 63 Apendice 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 Problems in Preventing Sea-Water Intrusion By --- Creating a Fresh-Water Barrier", No. 63 Apéndice D.

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

Cooper Hilton H., U.S., Geological Survey, Water Supply Paper 1613 C.

Castany, G., 1963. "Traité Pratique Des Eaux Souterraines".

Dansgaard W., 1964, "Stable Isotopes in Hydrology" Tellus 16, 436-468.

Davis, S.N. and Dewiest, 1971. "Hidrogeología".

Dechant, M., 1967 "Die Färbung der Lycopodiumspores" Steir. Beitr. Z. Hydrogeologie, 18/19, 241-247.

Dechant M., 1977, "The Dyeing of Lycopodium-Sopres" Notes of The Ground Water Tracing Techniques Course" Graz, Austria.

Fairbridge, R.W. "Encyclopedia of Geochemistry and Environmental Science".

Garrels and Chirst, 1965. "Solution, Minerals and Equilibria".

Garrels and Mackenzie, 1971. "Evolution of the Sedimentary - Rocks".

Gonfiantini, R., 1971 "Notes on Isotope Hydrology" International Atomic Energy Agency. Vienna, Austria.

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.

Institute for Karsresearch SAZU. "Underground" Yugoslavia.

Krauskopf, K.B., 1967. "Introduction to Geochemistry".

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

Payne R.B., 1975 "Isotope Hydrology" International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria.

Piper, A.M., 1944. "A Graphic Procedure in the Geochemical Interpretation of Water Analyses". Am. Geophys. Union Trans. ⁷³

Richter Raymond C., 1972 "Ground Water Course", Chapter 2, California Department of Water Resources.

Stumm, W. and J. Morgan, 1970. "Aquatic Chemistry". an Introduction. Emphatizing Chemical Equilibria in Natural Waters.

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

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

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

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. Neuchatel 1971, 78-83.

Zotl J. G., 1965, "Carst Hydrological investigations for the Construction of the Diessbach Reservoir".





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

**EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS**

DATAACION DE AGUAS SUBTERRANEAS

DR. FERNANDO LOPEZ VERA

MARZO, 1981



DATAACION DE AGUAS SUBTERRANEAS

Por: Dr. F. López Vera.
Departamento de Geología y Geoquímica
Universidad Autónoma de Madrid
Madrid, España.

OBJETO Y PRINCIPIOS DE LA DATAACION

- Datación del agua: Se entiende como edad del agua subterránea el tiempo transcurrido desde su precipitación sobre la superficie terrestre hasta la llegada al punto del cual se extrae la muestra.
- Elección del radioisotopo.

<u>Isotopo</u>	<u>t 1/2 año)</u>	<u>Forma de expresarse o unidades.</u>
T	12.26	U.T. Unidades Tritio)
^{14}C	5730.	& C. Moderno (años)
^{81}Kr	210.000.	Relación de átomos total
^{36}Cl	300.000.	Relación de átomos total (10^{15}).

- Información que se puede obtener
- Fundamento del método de datación mediante radioisotopos.

$$C_t = C_0 e^{-\lambda t} \quad t = -\frac{1}{\lambda} \ln \frac{C_t}{C_0} = -\frac{t_{1/2}}{\ln 2} \ln \frac{C_t}{C_0}$$

2.- DATAACION DE AGUAS RECIENTES

- Tritio en el ciclo hidrológico producción natural y por explosiones nucleares. Variaciones de contenido, mensual y anual.
- Muestreo y medida de Tritio: Medida mediante sistemas de conteo de bajo fondo.
 - Interpretación de resultados. Acotación de la edad mínima del agua, utilizable para datar aguas posteriores a 1954.
 - Características de los compuestos fluorocarbonados: Compuestos orgánicos, no biodegradables ni tóxicos, producidos industrialmente y presentes en el ambiente.
 - Técnicas de campo y analíticas: Separación mediante cromatografía de gases espectrometría de masa.
 - Datación de agua subterránea: utilizable para datar aguas posteriores a 1954.

3.- DATAACION DE AGUAS INTERMEDIAS

- Radisctopos de carbono en el ciclo hidrológico: Producción de radiocarbono natural y mediante explosiones nucleares. Constancia del contenido atmosférico. Modificaciones con el flujo subterráneo.
- Muestreo y medida: Obtención de carbonatos de las aguas subterráneas. Medida mediante contadores de bajo fondo y espectrometría de mas.
- Interpretación de resultados: $t = 8270 \ln \frac{A_t}{A_0}$. Efecto de dilución con carbono muerto. Modelos utilizados para la corrección de edad.

4.- DATAACION DE AGUAS VIEJAS

- Naturaleza del problema: Datación de flujos lentos (acuitardos) o de largo recorrido. Depósitos de residuos nucleares. Técnicas de muestreo (pequeñas muestras) y análisis.
- El cloro en el ciclo hidrológico: Producción en la atmósfera a nivel del suelo y en el acuífero. Modificaciones de su concentración.
- Interpretación de resultados. Datos provisionales.

BIBLIOGRAFIA

- BENTLEY H.W. (1978) Some comments on the use of chlorine-36 for Dating Very Old Groundwater. Proceeding. Workshop on Datin Old Ground Water Report. March. 16-18. 1978. The University of -- Arizona. pp: 101-111.
- BRYCE. Y. W. (1964) Industrial and utilitarian aspects of -- fluorine chemistry J.H. (edit) Fluorine Chemistry. Vol. V. Academic Press N.Y. pp. 297-448
- DAVIS, R. and O.A. SCHAEFFER. (1955) Chlorine-36 in Nature. Ann N.Y. Acad. of Sci. 62 pp. 106-111.
- GOMEZ MARTOS, B. HERRAEZ I. PLATA BEDMER, A. Y LOPEZ VERA, F. (1980) Estudio de la dinámica de las aguas subterráneas mediante isotopos en la fosa del Terciario de Madrid. Memorias del Simposio Interamericano de Hidrología Isotópica. (Bogotá) Colombia.
- HERRAEZ, I. LOPEZ VERA, F. PLATA, A. BAONZA, E. Y LLAMAS M.R. (1979) Aplicación de análisis del Oxígeno-18 y Carbono-13 al estudio del acuífero del Terciario aléctrico de Madrid. Memorias del II Simposio Nacional de Hidrología. T. IV pp. 703-724. Pamplona, España.
- LERMAN, Y.C. (1977) Soil-CO₂ and Groundwater: Carbon isotope compositions. 8th. International conference on radio carbon dating Wellington, New Zealand. Oc. 197 pp. D-93 a D-105.
- LERMAN, Y.C. and QUETROZ, O. (1974) Carbon Fixation and Isotope Discrimination by a Crassulacean plant: Dependence on the photoperiod. Science. 22 March. 1979. Vol. 183. pp. 1207-1209.
- LOPEZ VERA, F. LERMAN, Y.C. and MULLER, A (1980). A Preliminary Isotopic Reconnaissance of the Madrid Basin Aquifer. Memore. 26th Internatinal Geological-Congrest. París.
- LOPEZ VERA, F. (1980). Datación mediante Cloro-36 de aguas subterráneas en el acuífero del Terciario aléctrico de Madrid. (Nota preliminar). Boletín Geológico y Minero de España, Madrid. Jul-Agost.- 1980.

- MUNNICH, K.O., ROETHER, W. and THILO, L. (1967) Dating of ground water with tritium and ^{14}C .
Isotopes in Hydrology International Atomic Energy Agency, Vienna. pp. 163. 320.
- Thompson, G.M.: HAYES, Y.H. and DAVIS, S.N. (1979) Fluorocarbon tracers in Hydrology.
Geophysical Research Letters. Vol. 1.
No. 9 pp. 177, 180.
- VOGEL, Y.C. (1970) Carbon-14 dating of ground water Isotope Hydrology. I.A.E.A. Vienna. pp. 225-237.
- VOGEL, Y.C., LERMAN, Y.C. MOOK, W.G. and ROBERTS F.B. (1972).
Natural Isotopes in the Groundwater of the Tulum valley, San Juan Argentina.
Bulletin of International y Hydrological Sciences XVII. y 172.



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

**EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO
DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS**

HIDRAULICA DE POZOS

ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN

MARZO, 1981



HIDRAULICA DE POZOS

Por el Ing. Rubén Chávez Guillén.

La Hidráulica de Pozos es una de las materias más importantes de la Hidrología Subterránea, ya que proporciona las bases teóricas para interpretar o prever las fluctuaciones de los niveles freáticos o piezométricos, provocados por la extracción de agua mediante pozos.

I.- PROBLEMAS COMUNES.

Los problemas que estudia la Hidráulica de Pozos son muy diversos; entre los más comunes se encuentran los siguientes:

- a).- Identificación de sistemas de flujo y de terminación de sus características hidráulicas.

La identificación del sistema de flujo de que se trata (confinado, semiconfinado, con fronteras impermeables o de alimentación, etc.) y la de terminación de sus características hidráulicas (coeficientes de permeabilidad, transmisibilidad, almacenamiento, etc.), son esenciales para estudiar el comportamiento de un acuífero. Tal conocimiento es indispensable, en problemas de carácter local, para prever el comportamiento de los niveles de agua bajo diferentes regímenes de bombeo de uno o varios pozos; en problemas de carácter regional, como por ejemplo la cuantificación del volumen aprovechable de un acuífero, el conocimiento de las características hidráulicas es esencial para calcular los caudales de agua que circulan en el subsuelo y las variaciones del almacenamiento subterráneo, así como para desarrollar modelos de simulación de acuíferos.

- b).- Predicción del comportamiento de los niveles de agua.

Conocidas las características hidráulicas del acuífero, mediante las fórmulas de la Hidráulica de Pozos es posible predecir los abatimientos que se provocarían bajo ciertas condiciones de bombeo. Así, por ejemplo; si se trata del diseño de un pozo, pueden calcularse los abati-

mientos que se van a provocar en el propio pozo por la extracción del caudal requerido; así mismo, es posible conocer de antemano los abatimientos que se van a provocar en captaciones cercanas a la considerada, o en qué medida se van a provocar en captaciones cercanas a la considerada, o en qué medida se van a interferir varios pozos entre sí.

c).- Diseño de campos de pozos.

El problema consiste en definir el número, distribución (espaciamiento y arreglo) y régimen de operación (caudal y tiempo de bombeo) convenientes, de los pozos necesarios para la extracción de un caudal total.

d).- Definición del régimen de operación de pozos, dada una restricción en el abatimiento de los niveles.

Específicamente, en un acuífero costero el problema puede ser la definición de un régimen de bombeo de uno o varios pozos, tal que los niveles freáticos o piezométricos no desciendan abajo de un nivel crítico, impuesto por el riesgo de contaminación salina.

e).- Drenaje vertical.

En terrenos agrícolas los niveles freáticos someros constituyen un problema por afectar los sistemas radiculares de los cultivos o propiciar la salinización del suelo; en áreas urbanas, dicha condición obstaculiza la construcción de cimentaciones. En ocasiones, la geología subterránea es tal que los drenes verticales (pozos) resultan más eficientes que los horizontales. En ese caso, la Hidráulica de Pozos aporta las herramientas teóricas para diseñar el sistema de drenaje.

f).- Recarga artificial.

Uno de los métodos utilizados para recargar un acuífero consiste en la inyección de agua a través de pozos. Conocidas las características del sistema acuífero, puede deducirse la capacidad de absorción de uno o varios pozos y predecirse la respuesta de los niveles a la recarga.

II.- PRUEBAS DE BOMBEO.

2.1.- GENERALIDADES.

El conocimiento de las características físicas e hidráulicas del sistema acuífero es básico para el estudio de los problemas señalados.

Generalmente, un buen corte geológico derivado de la clasificación de las muestras de los materiales atravesados durante la perforación, proporciona una idea del tipo de sistema de que se trata. De la correlación de la litología de los materiales con los rangos de permeabilidad correspondientes, puede deducirse la transmisibilidad del acuífero; lógicamente, el valor así obtenido es sólo aproximado, ya que durante la perforación y el muestreo se alteran las condiciones que tiene el material in situ, especialmente por lo que se refiere al acomodo y grado de compactación, factores que tienen gran influencia en la permeabilidad.

2.2.- OBJETIVOS DE LA PRUEBA.

Sin embargo, la transmisibilidad deducida en esta forma es prácticamente puntual, y la respuesta de los niveles al bombeo depende más bien de la transmisibilidad media de la porción de acuífero afectada por el mismo. Por otra parte, dicha respuesta no sólo es función de la transmisibilidad, sino también de otras propiedades hidráulicas y de las condiciones de frontera particulares del sistema de que se trata. Es necesario, pues, efectuar una prueba que dé una idea del tipo de sistema, y proporcione valores de las características hidráulicas del acuífero en el área de influencia del bombeo. Tales son los objetivos de la llamada "prueba de bombeo".

La prueba consiste en observar los efectos provocados en la superficie freática o piezométrica de un acuífero por la extracción de un caudal conocido. Los efectos (abajamientos) son registrados en el pozo de bombeo y en pozos próximos a él.

2.3.- SELECCION DEL SITIO DE PRUEBA.

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

En estudios geohidrológicos de carácter regional, generalmente hay cierta flexibilidad para elegir el sitio de prueba. Habiendo disponibilidad presupuestal para construir pozos con este fin, la prueba puede llevarse a cabo en el sitio que más convenga; aunque lo más frecuente es que tengan que utilizarse pozos ya existentes. Si en el área de interés hay varios pozos utilizables para el propósito de que se trata, en la elección del más adecuado deben considerarse los aspectos siguientes:

- que el equipo de bombeo se encuentre en condiciones apropiadas para sostener un caudal constante durante la prueba.
- que la profundidad al nivel del agua sea fácilmente medible.
- que el caudal de extracción pueda ser fácilmente aforado.
- que el agua bombeada no se infiltre hasta el acuífero en las proximidades del pozo.
- que las características constructivas y el corte geológico del pozo sean conocidos, y
- que los pozos próximos no operen durante la prueba.

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

2.4.- POZOS DE OBSERVACION.

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

Ubicación de los Pozos de Observación.

De gran importancia es la adecuada ubicación de los pozos de observación con respecto al de bombeo. No hay una regla fija que indique la distancia a que deben situarse, ya que ésta depende de las condiciones locales particulares de cada caso. En términos generales, el emplazamiento de los pozos de observación a distancias entre 30 y 100 m del pozo de bombeo, es adecuado en la mayoría de los casos; aunque para una ubicación más cuidadosa deben contemplarse los aspectos siguientes: el tipo y la transmisibilidad del acuífero, el caudal de descarga, la ubicación y longitud del cedazo del pozo de bombeo.

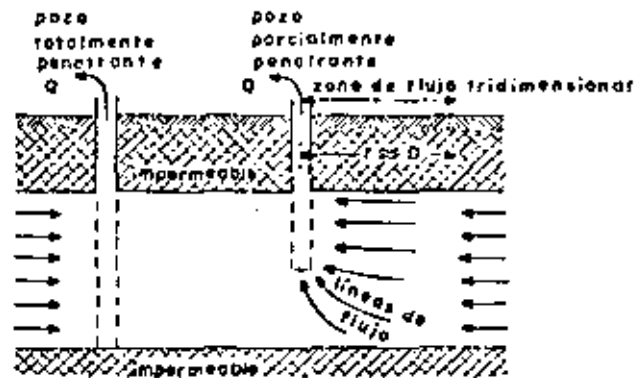
En acuíferos confinados la propagación de los efectos del bombeo es muy rápida y, por tanto, los abatimientos pueden ser medibles a distancias hasta de varios cientos de metros, incluso para tiempos cortos de bombeo. Por esta razón, en este tipo de acuíferos los pozos de observación pueden situarse bastante alejados del pozo de prueba. En cambio, en los acuíferos freáticos la propagación de los abatimientos es mucho más lenta; por consiguiente, los pozos de observación deben situarse más próximos al de bombeo, a fin de que los abatimientos sean medibles sin prolongar demasiado la prueba.

Mientras mayor es la transmisibilidad de un acuífero más extenso es el cono de abatimientos. Entonces, en un acuífero de alta transmisibilidad los pozos de observación pueden situarse más alejados del pozo de bombeo, que en un acuífero de transmisibilidad baja.

La magnitud de los abatimientos es directamente proporcional al caudal bombeado. Si éste es pequeño, los abatimientos provocados en pozos de observación relativamente alejados pueden no ser medibles, aun cuando la influencia del bombeo ya se haya extendido hasta ellos. Por tanto, mientras más bajo sea el caudal extraído, más próximos deben situarse los pozos de observación.

Cuando el cedazo del pozo de bombeo capta la mayor parte del espesor del acuífero, el flujo es predominantemente lateral. En este caso, los pozos de observación registran el mismo abatimiento independientemente de la posición y de la ubicación de su cedazo. Por el contrario, si el cedazo

del pozo bombeado capta sólo una parte del espesor del acuífero, la distribución vertical de los abatimientos no es uniforme, debido a que el flujo es tridimensional en las proximidades del pozo; como consecuencia, los abatimientos registrados en un pozo de observación dependen de la ubicación y longitud de su cedazo, y la interpretación de la prueba resulta bastante más complicada. Por esta razón, en tal caso es preferible emplazar los pozos de observación a distancias mayores de 1.5 veces el espesor del acuífero, para las cuales el flujo es prácticamente horizontal.



Profundidad de los Pozos de Observación.-

Tan importante como su ubicación con respecto al pozo de bombeo, es la adecuada profundidad de los pozos de observación. Naturalmente, debe cuidarse que estos capturen el mismo acuífero que está siendo bombeado. Cuando el pozo de bombeo capta la mayor parte del espesor del acuífero, y éste es más o menos homogéneo, no es necesario que los pozos de observación penetren totalmente al acuífero, siendo suficiente un cedazo de longitud reducida, de preferencia ubicado a la profundidad en que se encuentra la parte media del cedazo del pozo de bombeo.

Sin embargo, si el acuífero tiene intercalaciones de materiales arcillosos, es conveniente que el cedazo de los pozos de observación sea de mayor longitud o, todavía mejor, que se construyan pozos de observación que capturen cada estrato permeable, con el propósito de definir la intercon-

xión entre ellos. Así mismo, cuando se trata de acuíferos se miconfinados, es conveniente instalar también pozos de observación en el estrato semiconfinante, con el objeto de registrar los abatimientos provocados en él, lo que permite un conocimiento más preciso de su permeabilidad vertical.

Limitaciones.-

Obviamente, el empleo de pozos de observación enfrenta una gran dificultad: su construcción en la mayoría de los casos no es viable por limitaciones económicas. Por otra parte, aun cuando dichas limitaciones no sean muy serias, es frecuente que no se aprecie lo suficiente la utilidad de una prueba confiable, y que la construcción de los pozos "testigo" se considere un gasto inútil.

Al respecto, cabe aclarar que el costo de tales pozos no es muy significativo, ya que su diámetro puede ser muy reducido y, por lo general, no se requiere que penetren totalmente al acuífero; por el otro lado, el mejor conocimiento del tipo de sistema y de sus características hidráulicas, que se logra cuando se dispone de ellos, es invaluable en el estudio de diversos problemas de agua subterránea.

Cuando no se dispone de medios económicos para construirlos, pero se tiene cierta libertad para elegir el emplazamiento del pozo de bombeo, éste puede ubicarse en las proximidades de pozos existentes para utilizarlos en la prueba, siempre y cuando las características de ellos sean adecuadas para tal fin. Lo más común, sin embargo, es que no se disponga de pozos de observación, y que la prueba se limite a observar los abatimientos en el pozo de bombeo. Debido a que en su interior y en su vecindad inmediata se presentan efectos locales complejos, difíciles de tomar en cuenta en las soluciones teóricas (concentraciones de flujo; influencia del filtro de grava; pérdidas por entrada, fluctuaciones, cambios de dirección; turbulencias . . .), la interpretación de las pruebas en este caso es aún muy dudosa y, por lo mismo, los resultados de ella deben tomarse con ciertas reservas.

2.5.- DURACION DE LA PRUEBA.

La duración recomendable de una prueba de bombeo depende de las características del sistema acuífero estudiado y de la precisión con que se desea conocer sus características hidráulicas; desde luego, en la práctica está sujeta a la

disponibilidad de los pozos (cuando se utilizan pozos particulares) y a limitaciones económicas. Una prueba de larga duración tiene varias ventajas: las características deducidas de su interpretación son representativas de una área mayor, ya que los efectos del bombeo se propagan a mayor distancia; en ocasiones, revela la presencia de fronteras laterales; en algunos casos, se alcanza la estabilización del cono de abatimiento, facilitando la interpretación de la prueba.

La duración recomendable varía entre varias - - horas y varios días, siendo conveniente prolongarla tanto como sea posible, sobre todo cuando se cuenta con pozos de observación; en caso contrario, no se justifica realizar pruebas largas y, en general, son suficientes unas cuantas horas de bombeo. En todo caso, el graficado, en el sitio de prueba, del comportamiento de los niveles del agua proporciona elementos de juicio para continuar o suspender la prueba, como se indica más adelante.

Para verificar los resultados deducidos mediante la llamada "etapa de bombeo" ó "etapa de abatimiento", se lleva a cabo la llamada "etapa de recuperación", que consiste en observar el comportamiento de los niveles al suspender el bombeo durante un cierto tiempo; la duración de esta etapa es, generalmente, semejante a la de la etapa anterior.

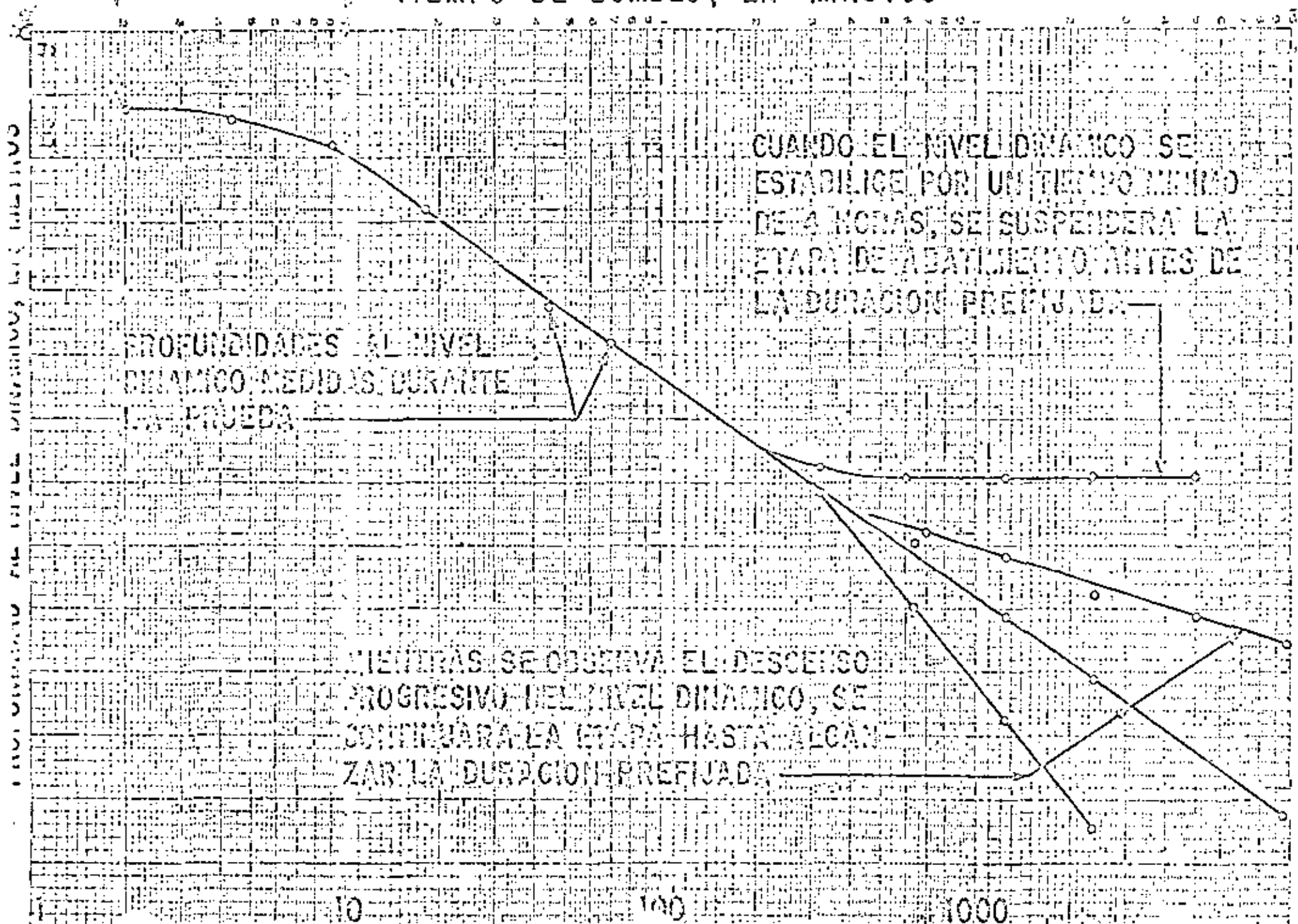
2.6.- EJECUCION DE LA PRUEBA.

Antes de iniciar la prueba, se revisará el equipo a utilizar (cronómetros, sondas, cintas métricas, escuadra para aforo, etc.), para verificar su correcto funcionamiento. El cable de las sondas deberá ser previamente calibrado. Cuando se cuente con varias sondas, se procurará, en lo posible, que todas las observaciones en un pozo se efectúen con la misma sonda.

Seguidamente, se llevarán a cabo las actividades siguientes:

a).- Inmediatamente antes de iniciar el bombeo, se medirá la profundidad al nivel estático en el pozo de bombeo y en el (o los) de observación. Se anotará la hora de iniciación de la prueba y las lecturas iniciales con el nombre de los pozos a que corresponden.

TIEMPO DE BOMBEO, EN MINUTOS



CUANDO EL NIVEL DINAMICO SE ESTABILICE POR UN TIEMPO MINIMO DE 4 HORAS, SE SUSPENDERA LA ETAPA DE ABATIMIENTO ANTES DE LA DURACION PREFIJADA.

MIENTRAS SE OBSERVA EL DESCENSO PROGRESIVO DEL NIVEL DINAMICO, SE CONTINUARA LA ETAPA HASTA ALCANZAR LA DURACION PREFIJADA.

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

LECTURA	TIEMPO A PARTIR DE LA INICIACION DEL BOMBEO
1	Inmediatamente antes de iniciar el bombeo.
2	15 Segundos
3	30 Segundos
4	1 Minuto
5	2 Minutos
6	4 Minutos
7	8 Minutos
8	15 Minutos
9	30 Minutos
10	1 Hora
11	2 Horas
12	4 Horas
13	8 Horas
14	16 Horas
15	24 Horas
16	32 Horas
17	40 Horas
18	48 Horas

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

d).- Con las observaciones realizadas, se - - - construirá, en el sitio de prueba, la gráfica de variación del nivel dinámico en el tiempo, para el pozo de bombeo y - para cada uno de los pozos de observación. En la grafica-- ción podrá utilizarse papel con trazado aritmético o semilogarítmico (los tiempos se llevarán en la escala logarítmica). Estas gráficas son útiles para juzgar el correcto de sarrollo de la prueba: permiten detectar errores de medi-- ción; variaciones sensibles de caudal y otras anomalías cau sadas por factores externos, y constituyen un elemento de - juicio para continuar o suspender una prueba.

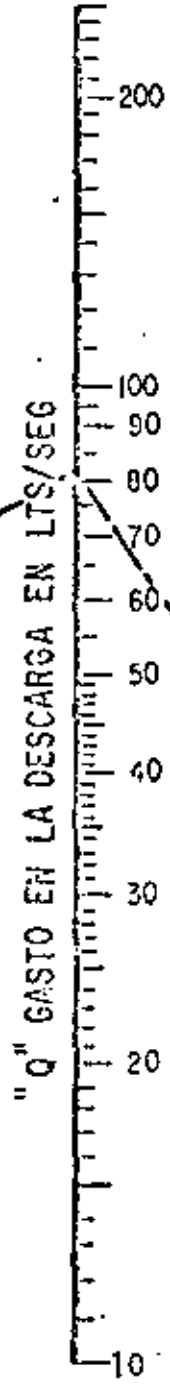
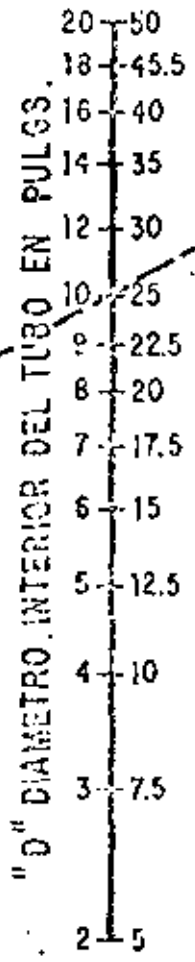
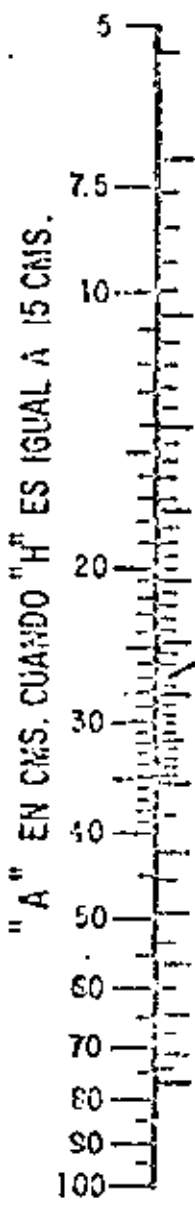
FORMULARIA PARA CALCULAR EL GASTO A TRAVES DE UN TUBO

FORMULA RESUELTA

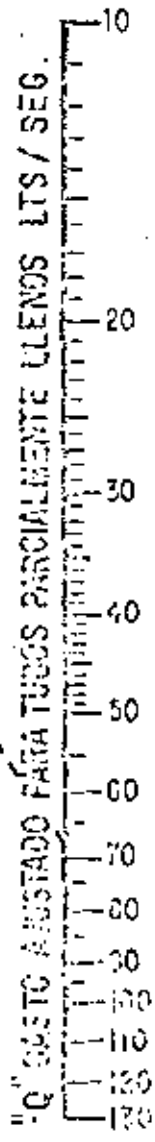
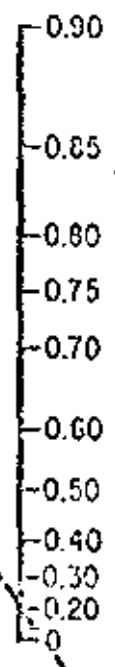
$$Q = 0.0174 \frac{A D^2}{\sqrt{H}}$$

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

11



SOLUCION



ESCUADRA DE CARPINTERO
O REGLA PULGADIZA



EJEMPLO 1
TUBO LLENO

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

ESCUADRA DE CARPINTERO



EJEMPLO 2

TUBO PARCIALMENTE LLENO

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

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

Q = 68 LTS/SEG.

VALORES DEL COEFICIENTE
DE
DESCARGA K' EN TUBERIAS

DIAMETRO DE ORIFICIO (")	DIAMETRO DE DESCARGA EN PEGADIAS							
	3	4	5	6	7	8	10	12
2	0.539	0.453	0.552	0.553				
2 1/4	0.892	0.950	0.715	0.705	0.597			
2 1/2	1.243	0.973	0.991	0.951	0.870	0.859		
2 3/4		1.256	1.117	1.074	1.057	1.048		
3		1.832	1.355	1.293	1.275	1.253	1.231	
3 1/4		2.403	1.555	1.552	1.503	1.452	1.431	
3 1/2			2.014	1.845	1.757	1.735	1.703	
3 3/4			2.305	2.155	2.061	2.005	1.953	1.930
4			3.097	2.545	2.357	2.303	2.248	2.220
4 1/4				2.975	2.759	2.645	2.553	2.513
4 1/2				3.575	3.172	3.021	2.890	2.830
4 3/4				4.205	3.615	3.430	3.240	3.162
5				4.973	4.177	3.951	3.703	3.531
5 1/4					4.832	4.530	4.284	4.094
5 1/2					5.259	4.850	4.478	4.220
5 3/4					6.572	5.943	5.572	5.279
6						6.355	5.879	5.493
6 1/4						7.230	6.610	6.193
6 1/2						8.299	6.650	6.213
6 3/4							7.303	6.794
7							8.042	7.195
7 1/4							8.633	8.003
7 1/2							9.931	8.836
7 3/4							11.047	9.405
8							12.331	10.135
8 1/4							13.533	10.933
8 1/2								11.930
8 3/4								13.015
9								14.301
9 1/4								15.523
9 1/2								17.454
9 3/4								18.657
10								19.593

$$Q = K' \sqrt{h}$$

Q en lps
h en cm.

FIGURA No. 4

e).- La duración de la etapa de bombeo, fijada inicialmente como se indicó en (2.5) podrá modificarse con el criterio siguiente:

- Si el caudal de bombeo varía apreciablemente, en forma continua e incontrolable, se suspenderá la prueba.
- Cuando en la gráfica nivel dinámico-tiempo, - del pozo bombeado (en trazado semilogarítmico o aritmético) se observe una estabilización del nivel dinámico por un tiempo mínimo de 4 hs, podrá suspenderse la etapa de bombeo antes de alcanzar la duración prefijada, (ver gráfica anexa).

f).- Una vez concluida la etapa de bombeo, se iniciará la de recuperación, en la que se efectuarán observaciones en los tiempos indicados a continuación:

LECTURA	TIEMPO A PARTIR DE LA SUSPENSION DEL BOMBEO
1	Inmediatamente antes de suspender el bombeo.
2	15 Segundos
3	30 Segundos
4	1 Minuto
5	2 Minutos
6	4 Minutos
7	8 Minutos
8	15 Minutos
9	30 Minutos
10	1 Hora
11	2 Horas
12	4 Horas
13	8 Horas
14	16 Horas
15	24 Horas
16	32 Horas
17	40 Horas
18	48 Horas

g).- Los tiempos indicados en los incisos b) y f) son una guía de la frecuencia con la que deben realizarse las observaciones. Si, por cualquier causa, no puede hacer-

se contacto con el nivel dinámico en el tiempo señalado, se hará la medición y se indicará el tiempo real a que corresponde.

2.7.- COMENTARIOS GENERALES.

De todo lo expuesto se desprende que una prueba de bombeo requiere una cuidadosa programación e implica - un cierto gasto más o menos significativo. Desde luego, la duración del bombeo y el número de pozos de observación recomendables en cada caso particular, depende del tipo de problema de que se trate. En muchos casos no se justifica una prueba larga, ni la construcción de pozos "testigo"; por ejemplo, cuando se trata de problemas de carácter muy local. En cambio, cuando se trata de problemas más complejos o de carácter regional, como el cálculo de la disponibilidad de agua subterránea de una zona, o el diseño de un campo de pozos o de un sistema de drenaje agrícola, se justifica plenamente el gasto - que implica la ejecución de una prueba completa, ya que un conocimiento insuficiente o equivocado de las características - del sistema, se puede traducir en graves perjuicios económicos.

III.- ANALISIS DE LAS PRUEBAS.

La interpretación de las pruebas de bombeo en acuíferos granulares, se basa en soluciones teóricas deducidas resolviendo la ecuación diferencial de flujo, para las - condiciones de frontera representativas de diversos sistemas. Dichas soluciones expresan matemáticamente el comportamiento de los niveles piezométricos en el área estudiada por el bombeo.

Al realizar una prueba, la gráfica de las observaciones sugiere el tipo de sistema de que se trata. Mediante consideraciones geológicas, hidrológicas y topográficas, basadas en la información complementaria disponible (correspon- dientes geológicos, registros eléctricos, geología superficial, presencia de canales o ríos, pendiente topográfica, etc.), se confirma, modifica o descarta la suposición hecha inicialmente. Una vez identificado el sistema, a partir de las ecuaciones correspondientes pueden deducirse las características hidráulicas buscadas.

Naturalmente, para que el problema sea atacable analíticamente, es necesario simplificar los sistemas conside-

rados, introduciendo algunas hipótesis. Las más comunes son:

- el acuífero tiene extensión lateral infinita.
- el acuífero es homogéneo, isótropo y de espesor uniforme en el área afectada por el bombeo.
- la superficie piezométrica o la superficie freática, según el caso, es aproximadamente horizontal en el área de influencia del bombeo, antes de iniciarse la prueba.
- el caudal de descarga es constante.
- el pozo capta totalmente el espesor del acuífero.

Aparentemente, estas hipótesis limitan seriamente la aplicabilidad de las soluciones a casos reales; sin embargo, no deben considerarse en forma rigurosa sino con un enfoque práctico. Es claro que las condiciones naturales siempre diferirán en cierta medida de las condiciones teóricas; pero en muchos casos tales desviaciones no son significativas desde el punto de vista práctico.

Conviene aclarar, sobre todo, que las hipótesis señaladas deben cumplirse, exclusivamente, en el área afectada por el bombeo, la cual no es de extensión muy considerable. Este hecho hace a las hipótesis más "razonables". En efecto, las características hidráulicas y el espesor medio de un acuífero, generalmente no presentan variaciones importantes en el área comprendida por el cono de abatimientos; en condiciones naturales la superficie freática o la superficie piezométrica tienen gradientes muy pequeños, por lo que pueden suponerse prácticamente horizontales; en cuanto a la homogeneidad, la presencia de intercalaciones de materiales de litología y permeabilidad diferentes a las del acuífero, sólo afectan localmente la distribución de abatimientos, pero no influyen significativamente en el comportamiento de conjunto del acuífero.

Obviamente, cuando las condiciones reales se apartan notablemente de las establecidas en las hipótesis, las soluciones basadas en éstas dejan de ser aplicables, y es ne-

cesario utilizar otras soluciones cuyas hipótesis se ajusten razonablemente a la situación real.

3.1.- MECANISMO DEL FLUJO HACIA UN POZO.

Cuando un pozo es bombeado, la superficie freática (o piezométrica) del acuífero es abatida en sus alrededores. El abatimiento provocado es máximo en el pozo de bombeo y decrece conforme aumenta la distancia al pozo, hasta ser prácticamente nulo. Como el abatimiento a cierta distancia del pozo es el mismo en todas direcciones, el área de influencia del bombeo es un círculo (si el acuífero es relativamente homogéneo e isótropo) cuyo radio depende de las características hidráulicas y del tiempo de bombeo, entre otros factores.

Dado que la presión mínima se tiene en el pozo de bombeo, el agua fluye hacia él desde todas direcciones. Si el flujo es horizontal, conforme el agua se acerca al pozo, se mueve a través de superficies cilíndricas de área cada vez menor; como consecuencia, la velocidad del agua va incrementando conforme ésta se acerca al pozo. Puesto que la velocidad es proporcional al gradiente hidráulico, de acuerdo con la ley de Darcy, la pendiente de la superficie piezométrica incrementa gradualmente hacia el pozo, lo que da a dicha superficie una forma aproximadamente cónica. Por ello, a la depresión piezométrica provocada por el bombeo, se le acostumbra llamar "cono de depresión".

El agua bombeada por el pozo es tomada del almacenamiento del acuífero. Si no hay recarga vertical en el área afectada por el bombeo, la depresión piezométrica se va expandiendo afectando un área cada vez mayor. Al crecer el área afectada, los abatimientos necesarios para mantener la extracción del pozo son cada vez menores, alcanzándose un momento en el que la superficie piezométrica se estabiliza en las proximidades del pozo. En estas condiciones se dice que el flujo está establecido.

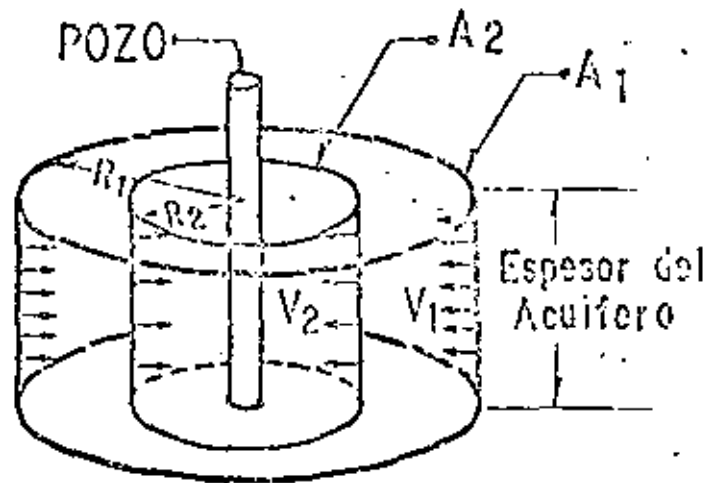
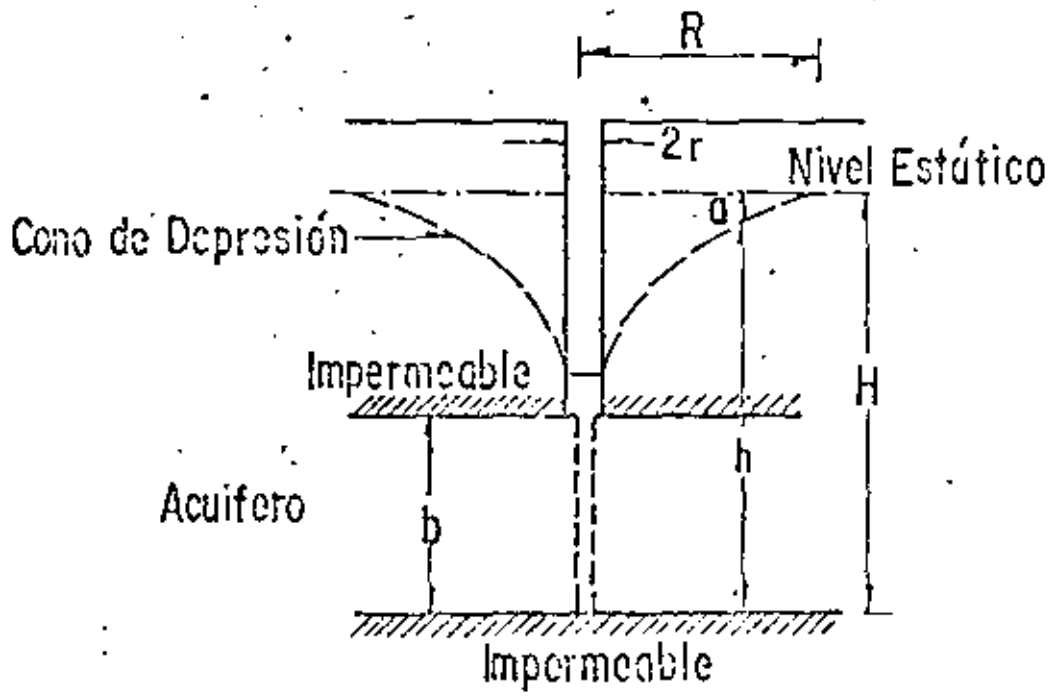
3.2.- POZOS EN ACUIFEROS CONFINADOS.

Pruebas en régimen de flujo establecido.-

Puede demostrarse que la solución de la ecuación diferencial

$$\frac{d^2h}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{dh}{dr} = 0 \quad (1)$$

MECANISMO DEL FLUJO HACIA UN POZO

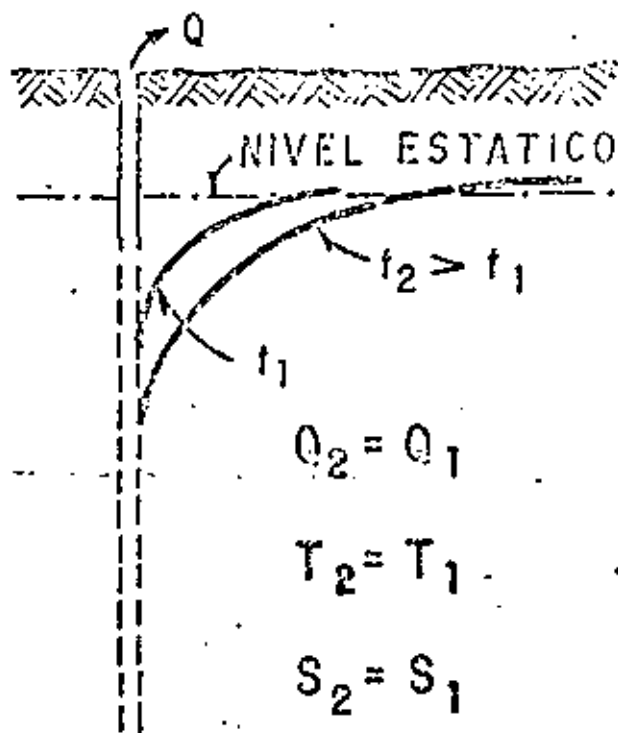
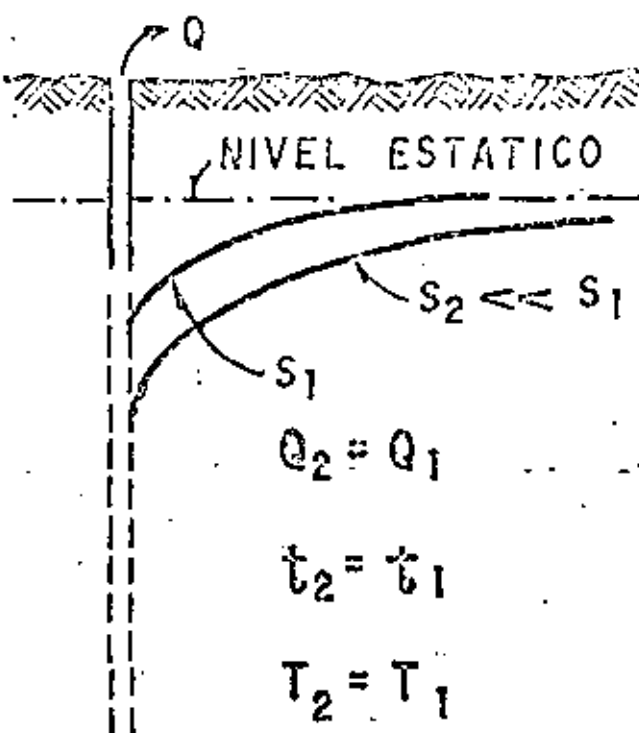
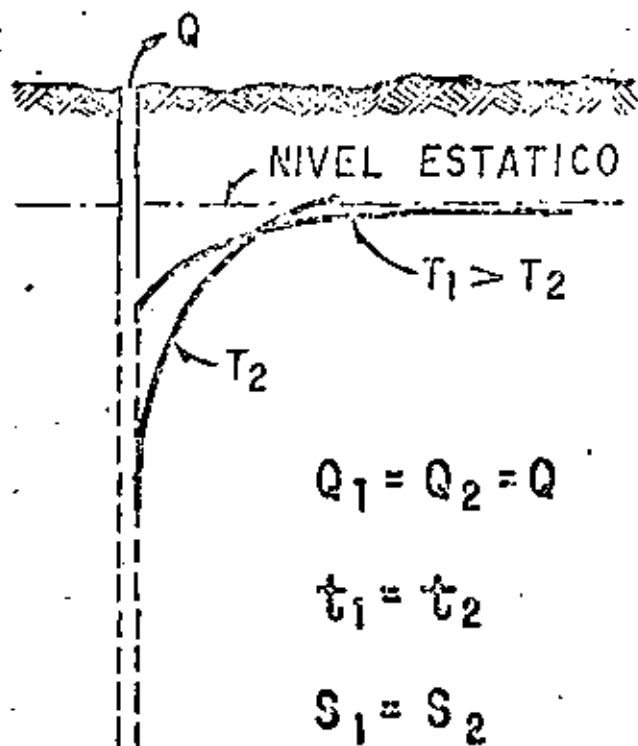
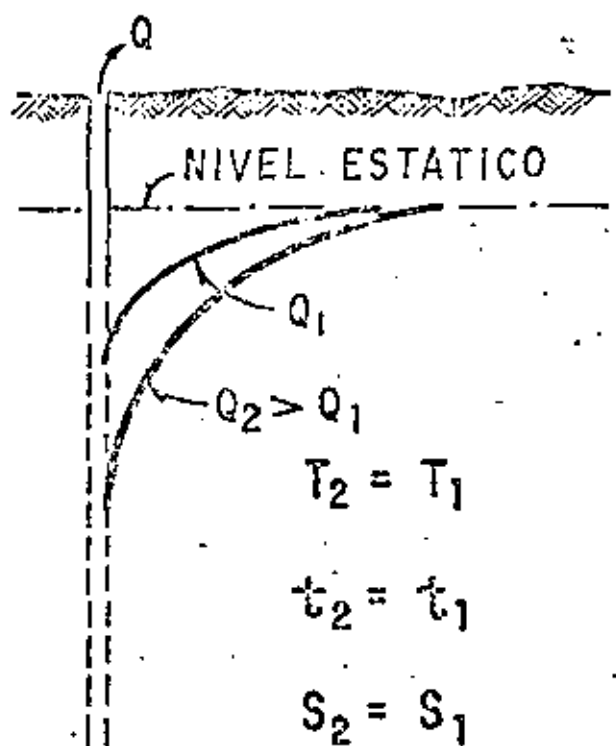


$$R_1 = 2 R_2 \quad A_1 = 2 A_2$$

$$V_2 = 2 V_1$$

FIG. N° 5

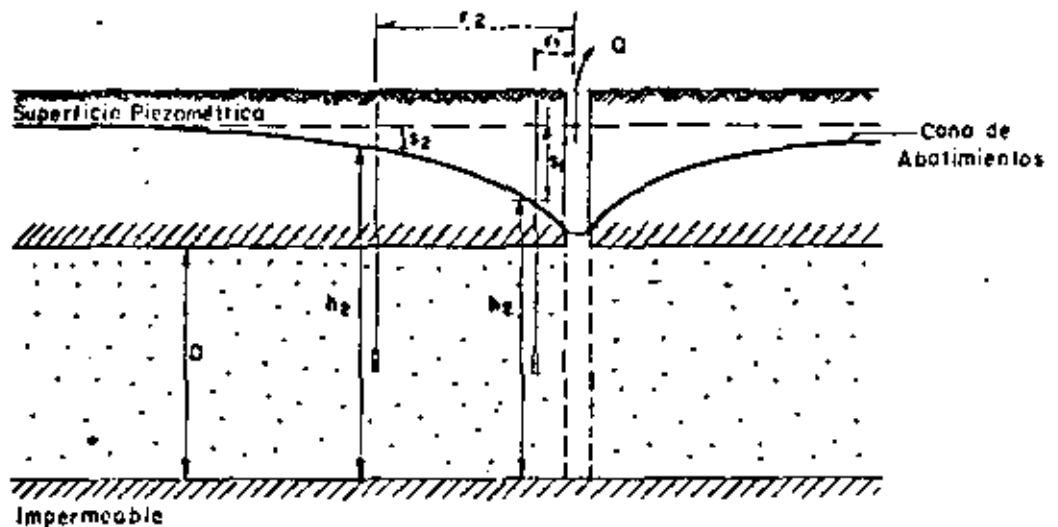
16. C. - INFLUENCIA DEL CAUDAL (Q) TIEMPO DE 135
 BOMBEO (t), TRANSMISIBILIDAD (T), Y 18
 ALMACENAMIENTO (S), EN LA FORMA Y
 DIMENSIONES DEL CONO DE DEPRESION



sujeta a las condiciones de frontera correspondientes al sistema ilustrado en la figura, es:

$$h_1 - h_2 = \frac{Q}{2\pi Kb} L \frac{r_1}{r_2} \quad (2)$$

en la que: h_1 y h_2 son las elevaciones del nivel del agua a las distancias r_1 y r_2 del pozo de bombeo, respectivamente; Q , el caudal bombeado; K , la permeabilidad del acuífero, y b , su espesor saturado. Esta solución se basa en la hipótesis de que el flujo hacia el pozo se encuentra establecido, y en todas las -- antes señaladas.



La expresión anterior, llamada "Fórmula de Thiem", permite calcular la permeabilidad cuando se conoce la posición del nivel del agua en dos pozos de observación:

$$K = \frac{Q}{2\pi b (a_2 - a_1)} L \frac{r_1}{r_2} \quad (3)$$

Cuando sólo se dispone de un pozo de observación, la permeabilidad se deduce mediante la ecuación:

$$K = \frac{Q}{2\pi b (a_p - a_1)} L \frac{r_1}{r_p} \quad (4)$$

IPOTESIS BASICAS DE LA ECUACION DE THIESS

- ACUIFERO HOMOGENEO E ISOTROPO EN EL AREA AFECTADA POR EL BOMBEO.
- EL ESPESOR DEL ACUIFERO ES CONSTANTE (ACUIFERO CONFINADO) O EL ESPESOR SATURADO INICIAL ES CONSTANTE ANTES DE INICIAR EL BOMBEO (ACUIFERO LIBRE).
- EL POZO ES TOTALMENTE PENETRANTE.
- LA SUPERFICIE PIEZOMETRICA O FREATICA ES HORIZONTAL ANTES DE INICIARSE EL BOMBEO.
- EL ABATIMIENTO EN LAS PROXIMIDADES DEL POZO NO VARIARIA EN EL TIEMPO.

en la que r_p es el radio del pozo de bombeo, y a_p es el abatimiento registrado en el mismo. Esta expresión debe utilizarse con reservas, porque el abatimiento medido en el pozo está influenciado por las pérdidas locales en el pozo de bombeo.

Aun cuando las fórmulas anteriores son aplicables a algunos casos prácticos, tienen dos limitaciones principales: no proporcionan información respecto al coeficiente de almacenamiento, ni permiten calcular los abatimientos en función del tiempo.

Pruebas de bombeo en régimen transitorio.-

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

La solución desarrollada por Theis, es:

$$a = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \quad (5)$$

donde: a es el abatimiento registrado a la distancia r del pozo de bombeo; Q , es el caudal; T , la transmisibilidad; $W(u)$, la función de pozo, y

$$u = \frac{r^2 S}{4 Tt} \quad (6)$$

Con base en las expresiones (5) y (6), Theis desarrolló el método gráfico-numérico de solución para determinar los parámetros T y S , que a continuación se describe:

- a).- Trazar la curva tipo $W(u) - 1/u$ en papel con trazado doble logarítmico.
- b).- Construir la gráfica abatimiento-tiempo del pozo de observación en papel idéntico al utilizado en el inciso a).
- c).- Superponer las gráficas manteniendo los ejes paralelos, y buscar la coincidencia de la

HIPOTESIS BASICAS DE LA ECUACION DE THEIS

- a).- EL ACUIFERO ES HOMOGENEO E ISOTROPO.
- b).- EL ESPESOR SATURADO DEL ACUIFERO ES CONSTANTE.
- c).- EL ACUIFERO TIENE EXTENSION LATERAL INFINITA.
- d).- EL CAUDAL BOMBEADO PROCEDE DEL ALMACENAMIENTO DEL ACUIFERO.
- e).- EL POZO ES TOTALMENTE PENETRANTE.
- f).- EL ACUIFERO LIBERA EL AGUA INSTANTANEAMENTE AL ABATIRSE LA SUPERFICIE PIEZOMETRICA.

curva de campo y curva tipo.

- d).- Seleccionar un punto de ajuste y obtener sus coordenadas en los cuatro ejes.
- e).- Substituir los valores de las coordenadas en las ecuaciones (5) y (6), despejando los valores de T y S.

En la figura se muestra la curva tipo; la figura ilustra la interpretación de una prueba de bombeo.

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

Un método más sencillo para la interpretación de las pruebas, fué desarrollado por Jacob, quien observó -- que para tiempos largos ($t > 5Sr^2/T$), la ecuación (5) puede expresarse:

$$a = \frac{2.30 Q}{4 \pi T} \log \frac{2.25 Tt}{r^2 S}$$

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

- a).- Construir la gráfica abatimiento (en escala aritmética) contra tiempo (en escala logarítmica).
- b).- Pasar una recta por los puntos que se alinean, y determinar su pendiente. Los puntos correspondientes a los primeros minutos de la prueba se apartan generalmente

CURVA TIPO PARA INTERPRETACION DE PRUEBAS DE BOMBEO EN POZOS TOTALMENTE PENETRANTES EN ACUIFEROS CONFINANTES

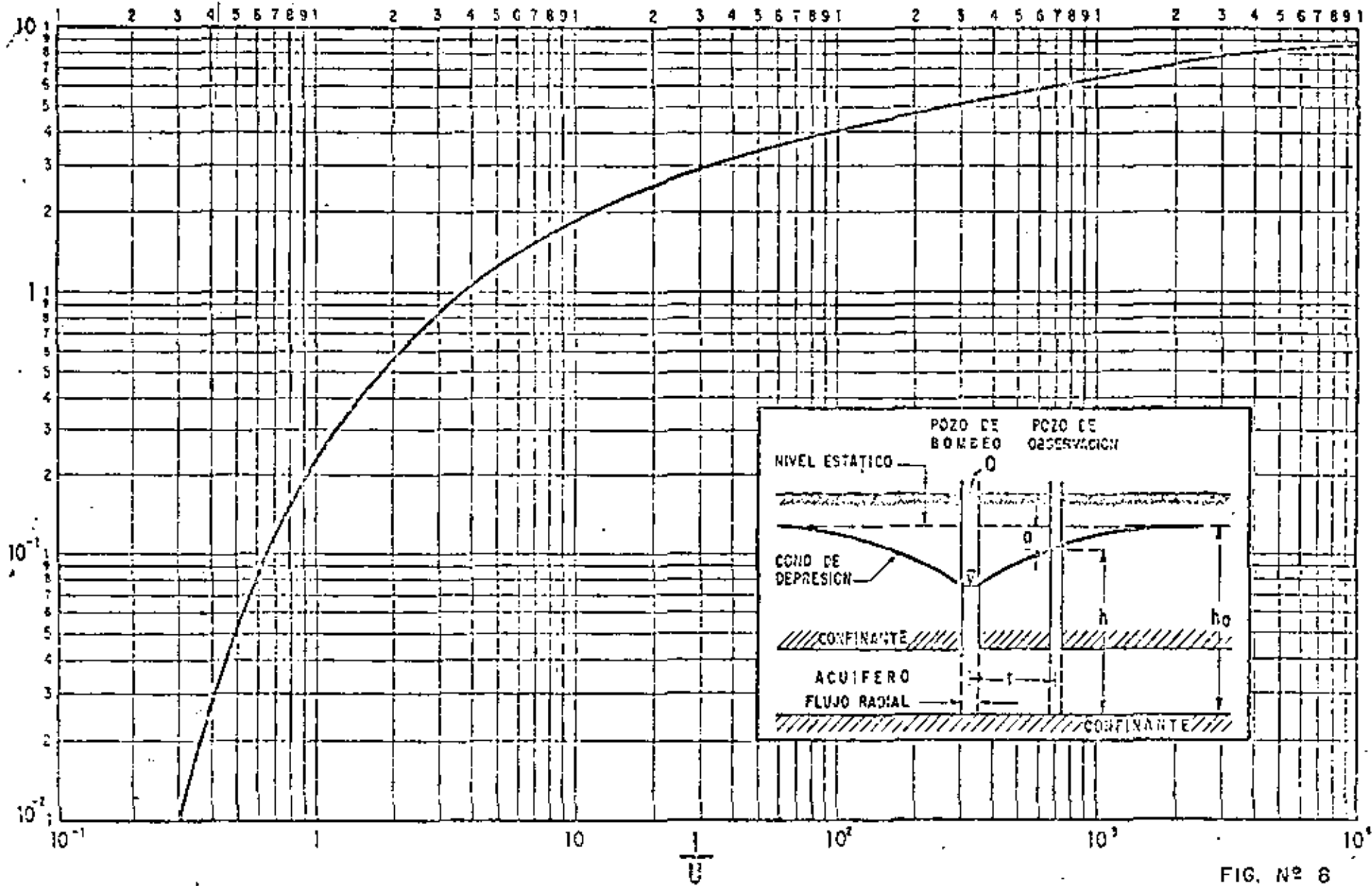


FIG. Nº 6

de la recta, debido a que corresponden a tiempos cortos ($t < 5r^2S/T$) para los cuales no es válida la fórmula de Jacob.

- c).- Si la pendiente de la recta de ajuste es p la transmisibilidad puede obtenerse de la expresión:

$$T = \frac{0.183 Q}{p}$$

- d).- Determinar el valor de t , t_0 , para el cual la prolongación de la recta de ajuste interseca la línea de abatimiento nulo.

- e).- Calcular el coeficiente de almacenamiento mediante la expresión:

$$S = \frac{2.25 T t_0}{r^2}$$

El mismo método puede seguirse cuando se conocen los abatimientos en varios pozos de observación para un tiempo dado. En este caso se grafica el abatimiento contra la distancia (en escala logarítmica). Los coeficientes buscados se obtienen mediante las fórmulas:

$$T = \frac{0.366 Q}{p}$$

$$S = \frac{2.25 T t}{r_0^2}$$

en que r_0 es el valor de r para el cual la prolongación de la recta de ajuste interseca la línea de abatimiento nulo.

La forma más general del método se aplica cuando se tienen observaciones en varios pozos de observación para diferentes tiempos. En este caso, se llevan en el eje logarítmico los valores de la relación t/r^2 , y se sigue la secuela descrita anteriormente.

En la figura se compara la curva tipo de Theis con la aproximación de Jacob, en trazado semilogarítmico; en la figura se ejemplifica la aplicación del método.

INTERPRETACION DE UNA PRUEBA DE BOMBEO

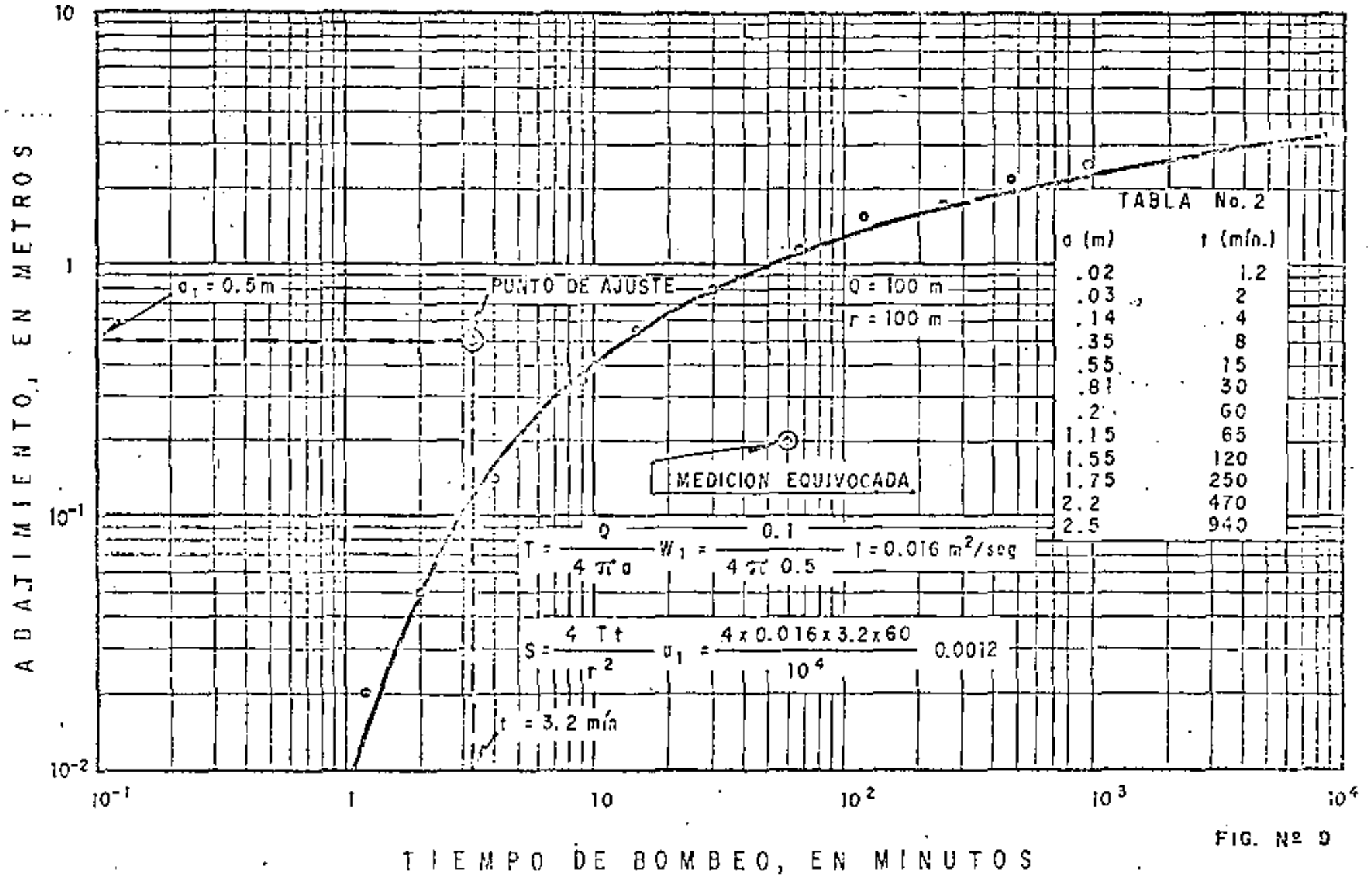
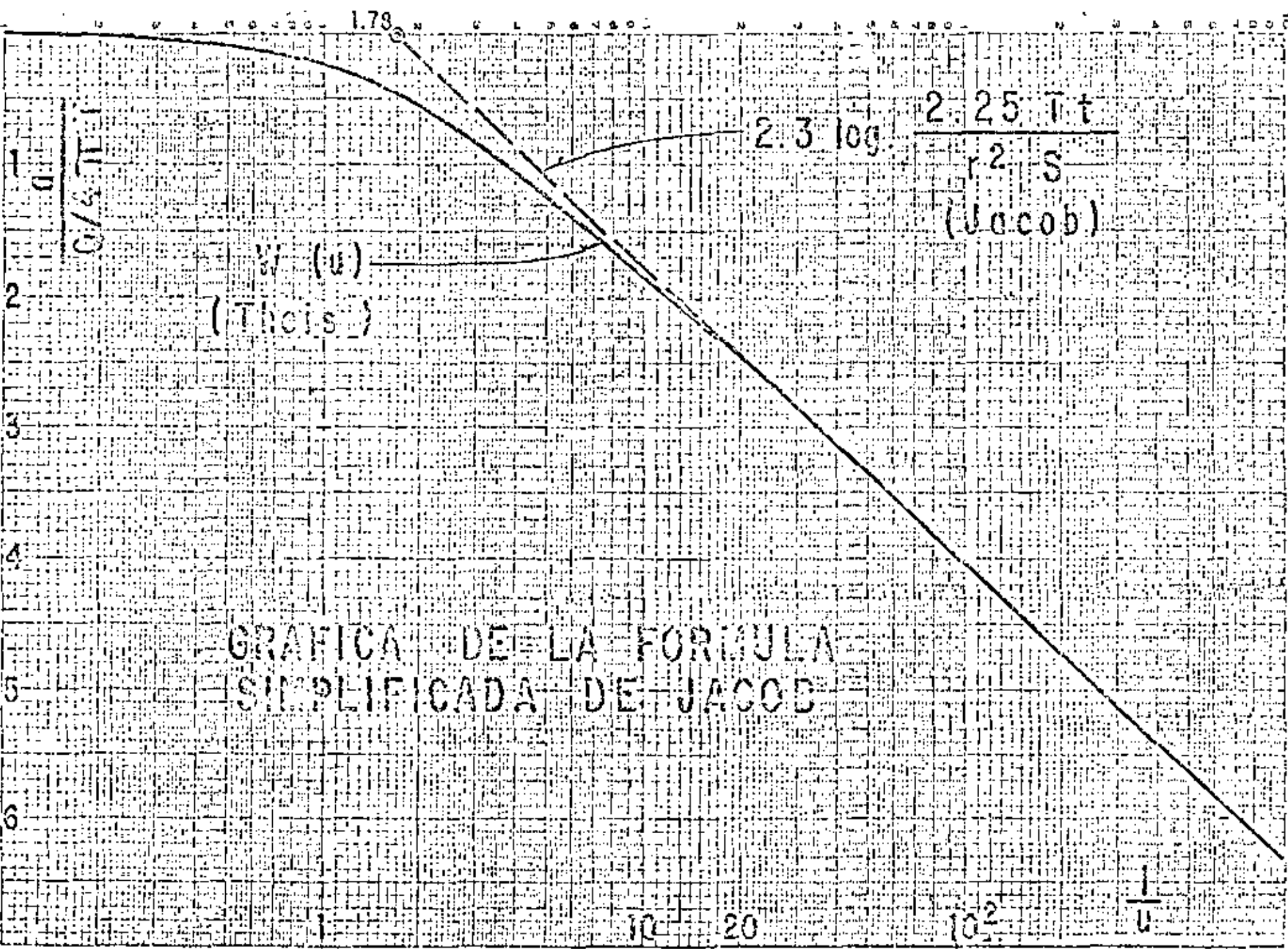


FIG. Nº 9



GRAFICA DE LA FORMULA
SIMPLIFICADA DE JACOB

17
171

ABATIMIENTO, EN METROS

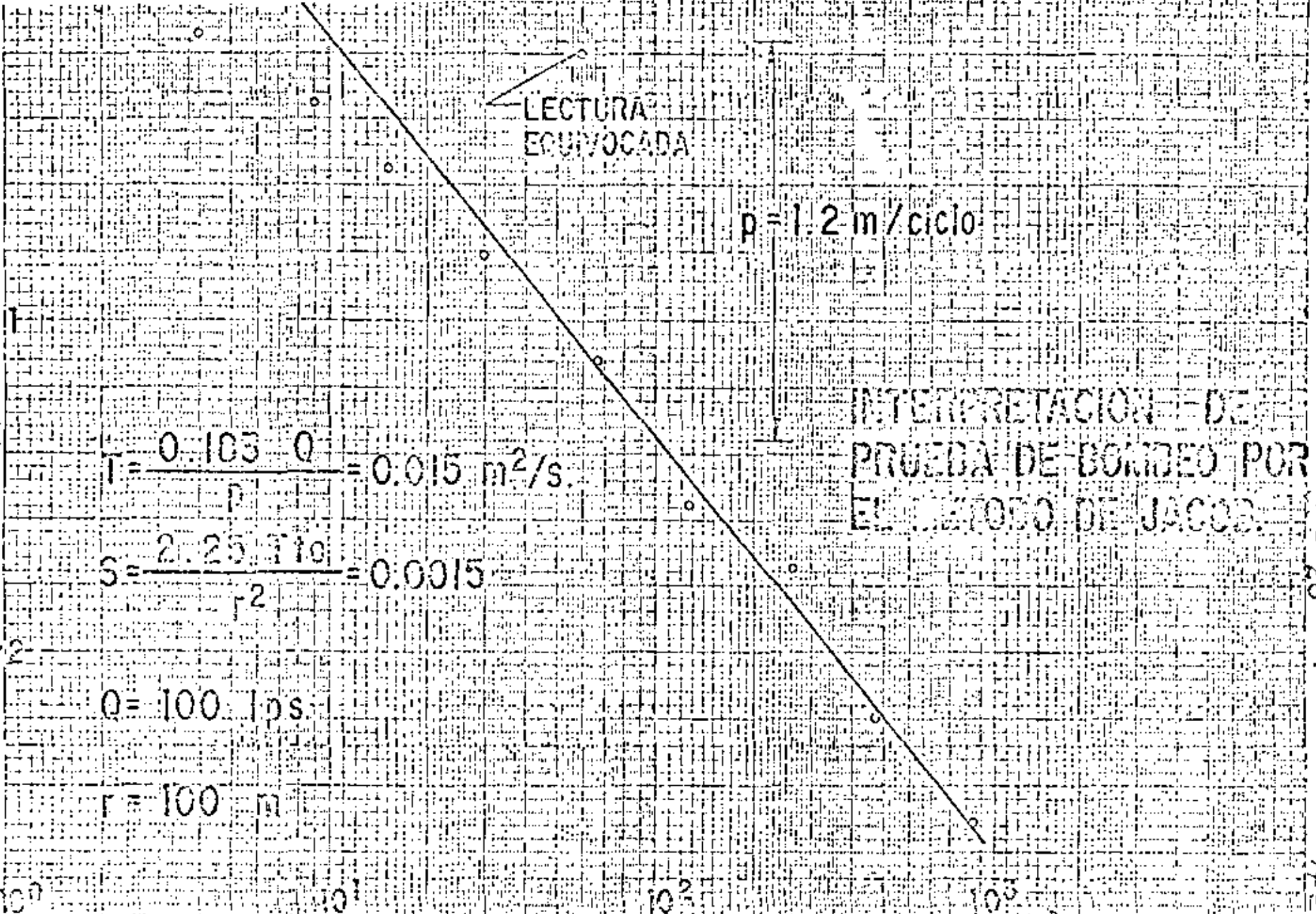


FIG. N° II

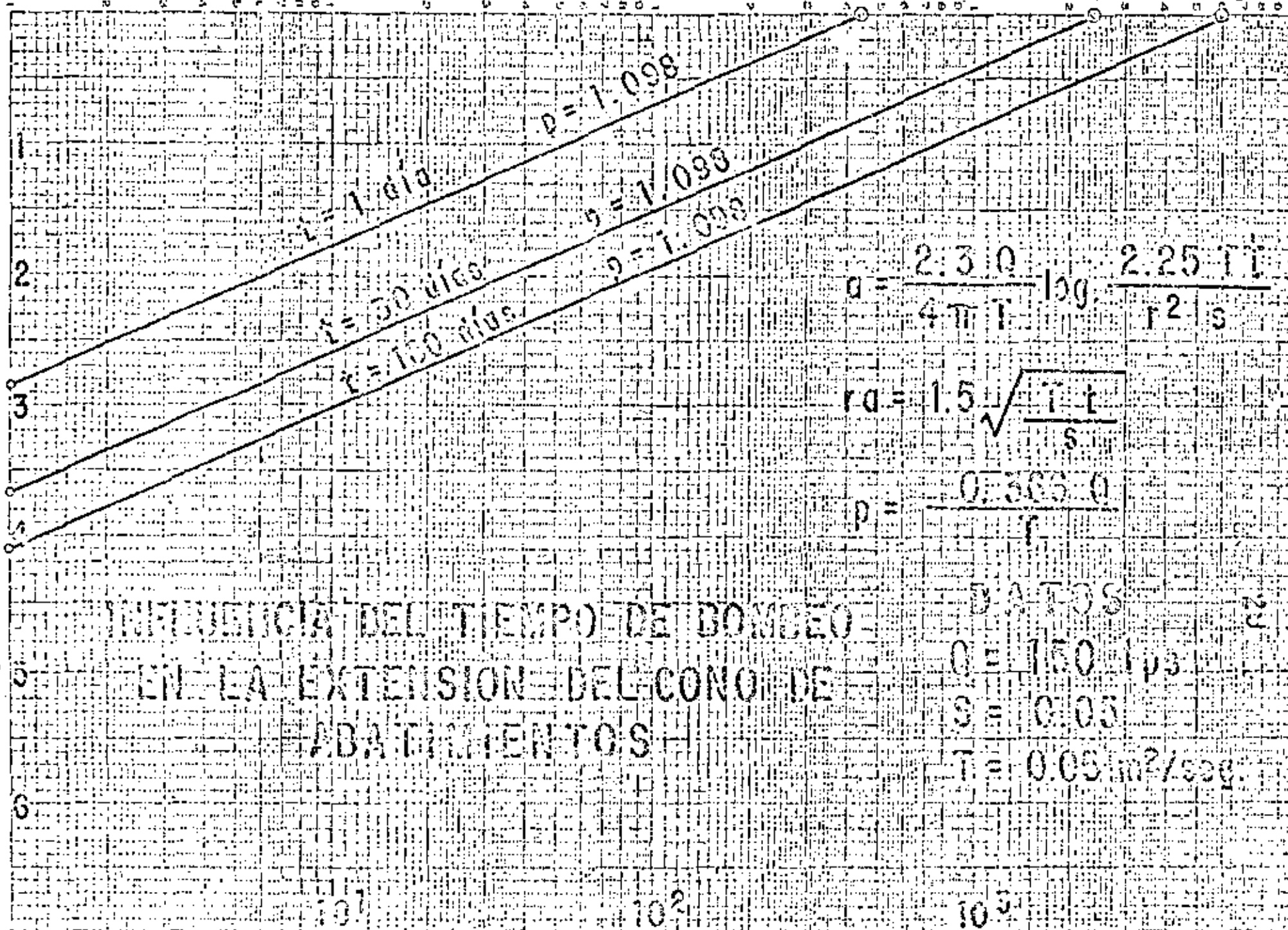
DI ANCIA AL POZO DE BOMBEO E. METROS

70

70

70

ABATIMIENTO EN METROS



INFLUENCIA DEL TIEMPO DE BOMBEO
EN LA EXTENSION DEL CONO DE
ABATIMIENTOS

$$s = \frac{2.30}{4\pi T} \log \frac{2.25 T t}{r^2 S}$$

$$r = 1.5 \sqrt{\frac{T t}{S}}$$

$$p = \frac{0.305 Q}{t}$$

$Q = 150 \text{ lps}$
 $S = 0.05$
 $T = 0.09 \text{ m}^2/\text{seg}$

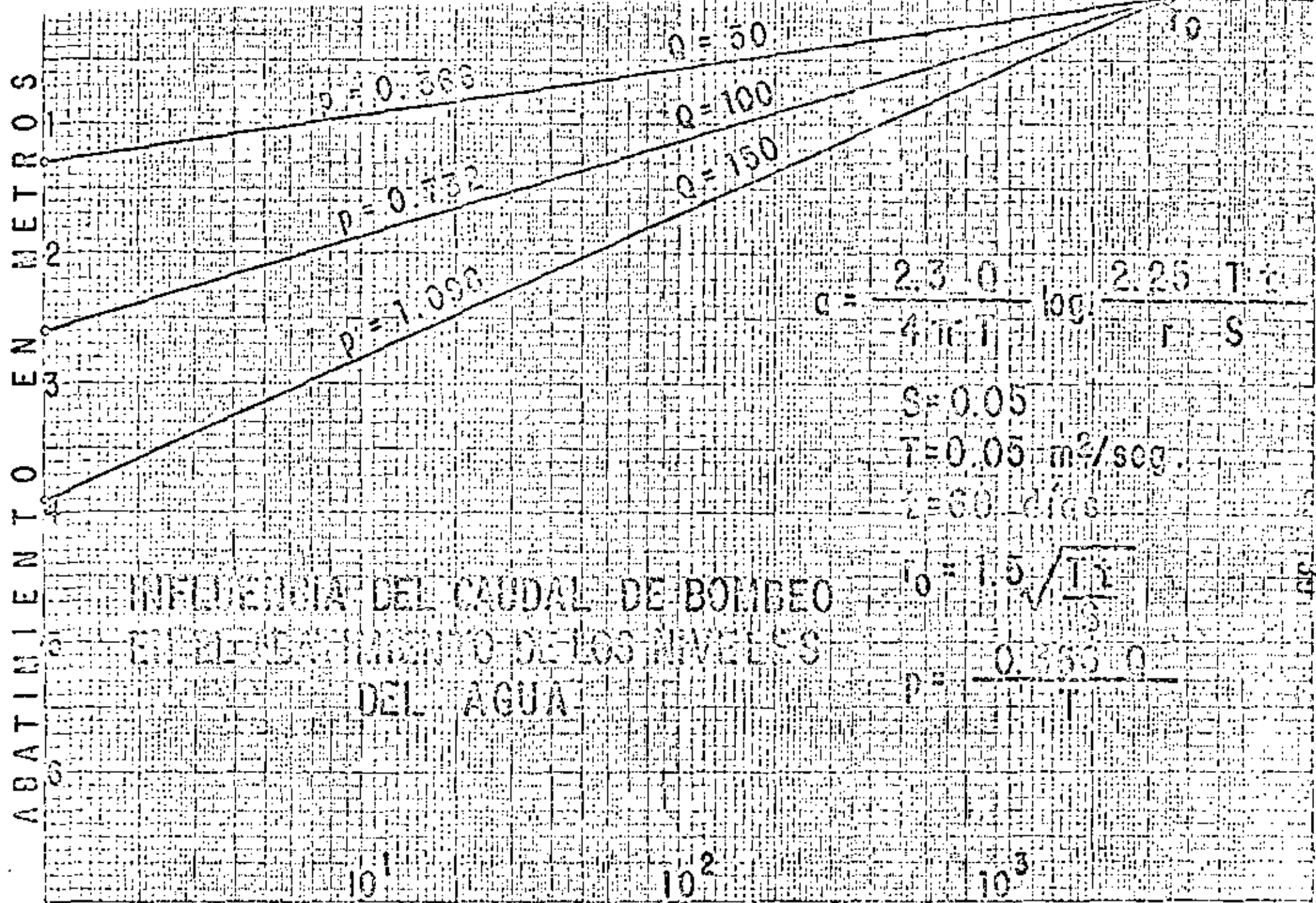
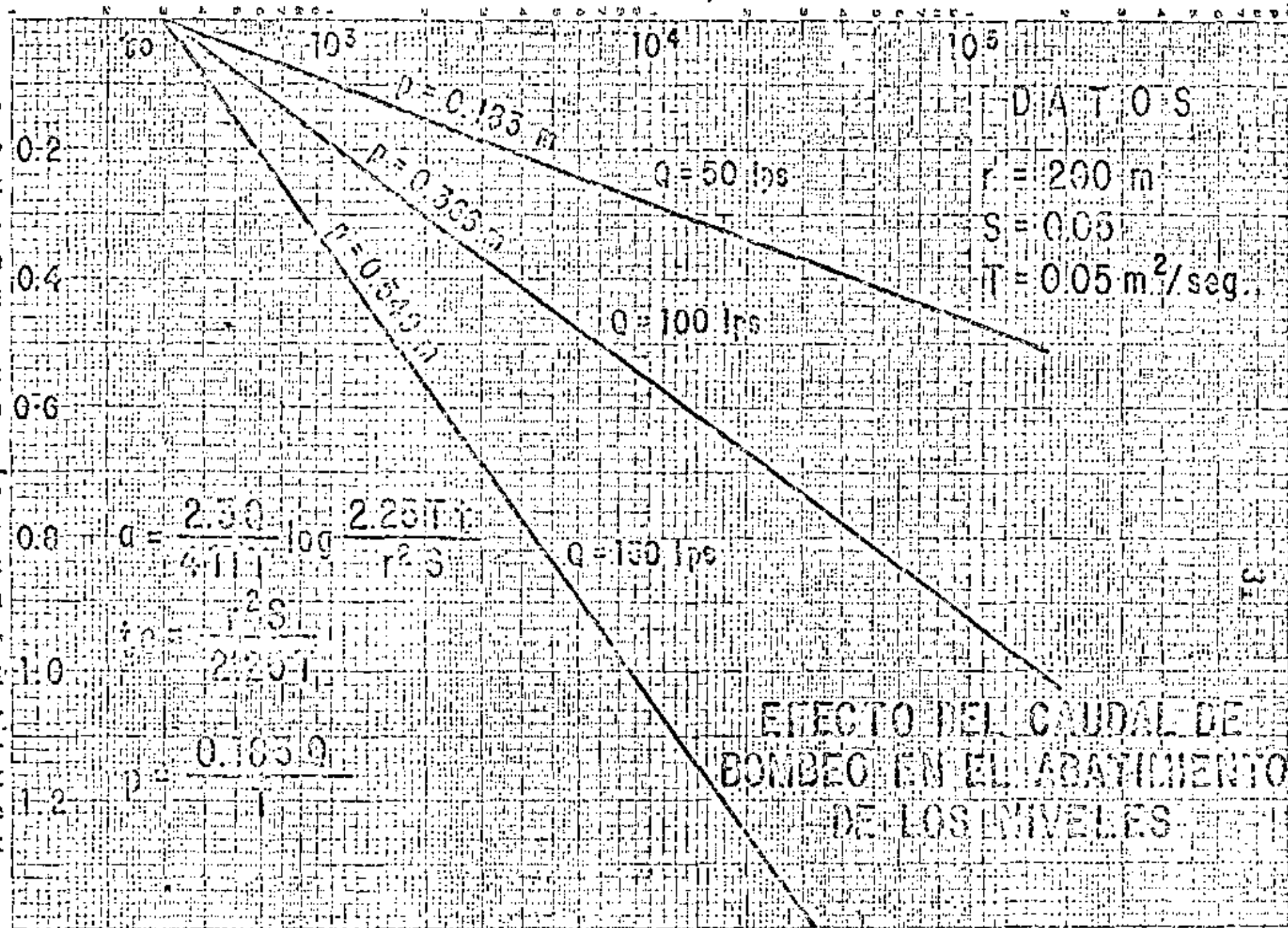


FIG. N° 13

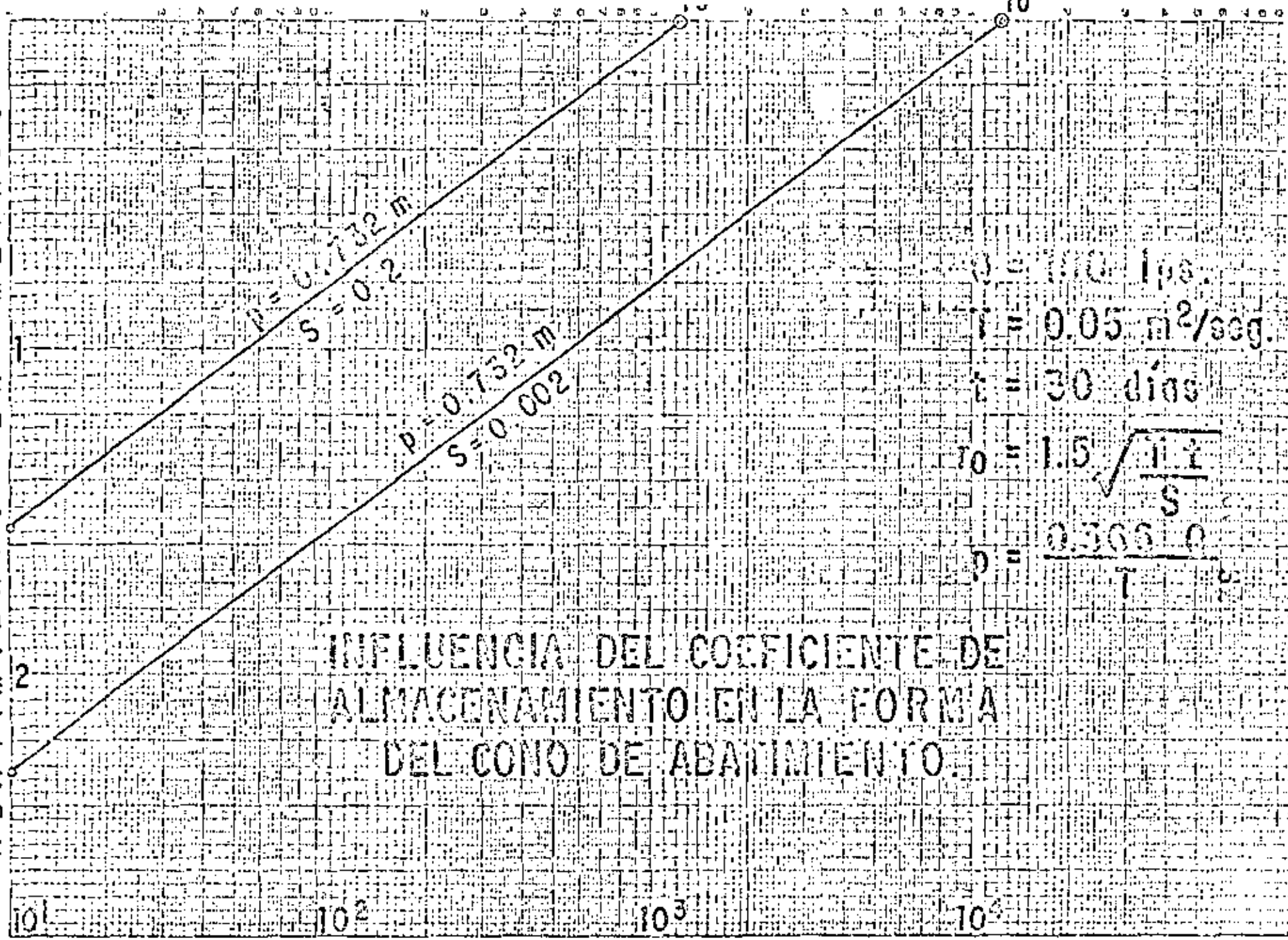
TIEMPO DE BOMBEO, EN MINUTOS

ABATIMIENTO, EN METROS



EFECTO DEL CAUDAL DE BOMBEO EN EL ABATIMIENTO DE LOS NIVELES

ABATIMIENTO EN METROS

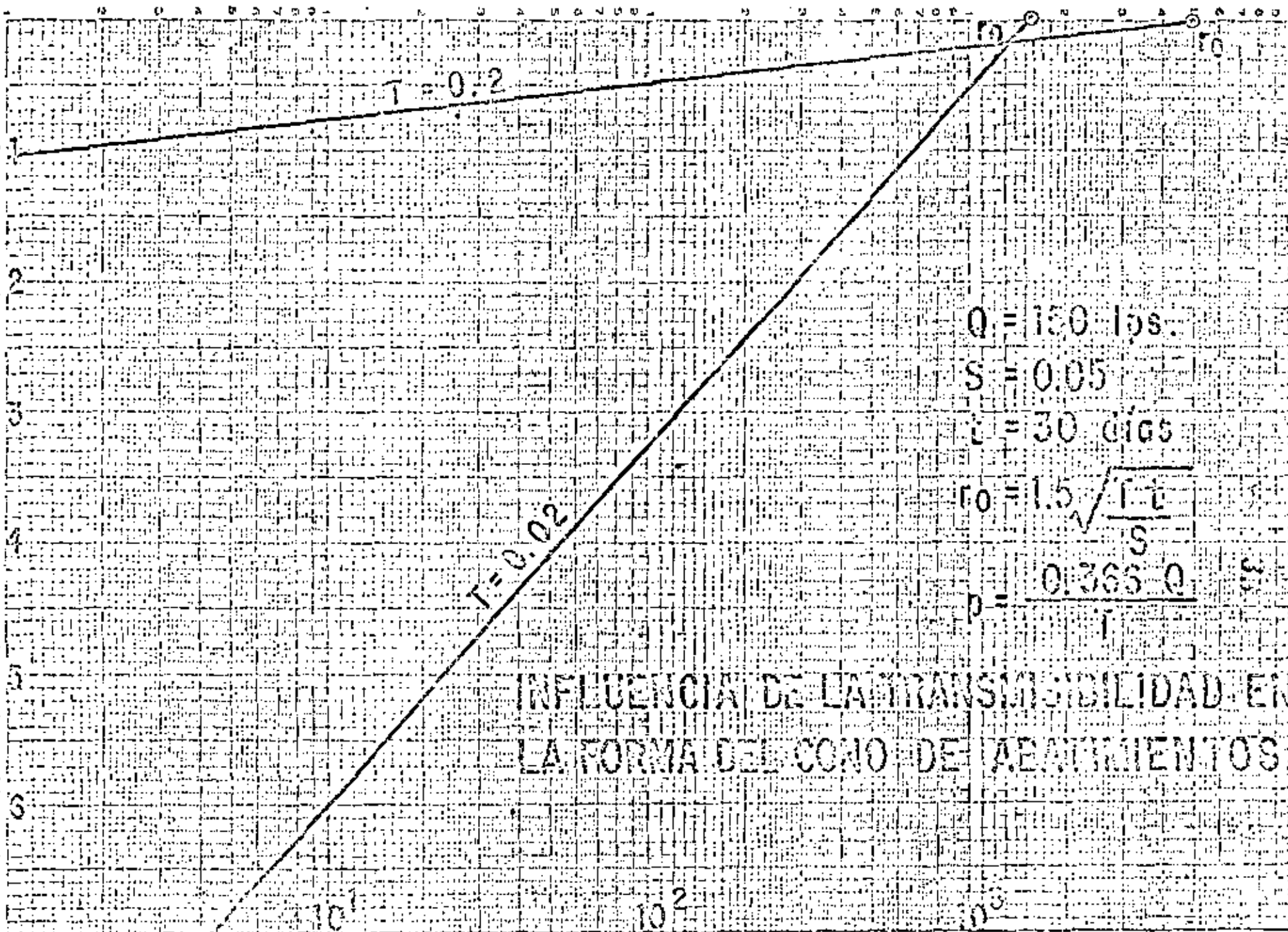


$\rho = 100 \text{ lbs.}$
 $T = 0.05 \text{ m}^2/\text{seg.}$
 $t = 30 \text{ días}$
 $t_0 = 1.5 \sqrt{\frac{t T}{S}}$
 $D = \frac{0.306 \rho}{T}$

INFLUENCIA DEL COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO EN LA FORMA DEL CONO DE ABATIMIENTO.

DISTANCIA AL POZO DE BOMBEO EN METROS

ABAJAMIENTO EN METROS



$Q = 150 \text{ lps.}$

$S = 0.05$

$t = 30 \text{ días}$

$r_0 = 1.5 \sqrt{\frac{Qt}{S}}$

$p = \frac{0.365 Q}{i}$

INFLUENCIA DE LA TRANSMISIBILIDAD EN LA FORMA DEL CONO DE ABAJAMIENTOS.

Penetración Parcial.-

Cuando un pozo capta sólo una parte del espesor saturado de un acuífero, se le denomina "parcialmente penetrante".

En la porción de acuífero no penetrado por el pozo de bombeo el agua recorre trayectorias de mayor longitud para entrar al cedazo; por consiguiente, las pérdidas de carga en la formación son mayores en este sistema que en el de penetración total. En otras palabras: los abatimientos en un pozo parcialmente penetrante son mayores que los provocados en uno totalmente penetrante, para un mismo caudal de extracción, aumentando el abatimiento conforme disminuye la penetración del pozo.

Para dar una idea aproximada de la disminución de la eficiencia hidráulica del pozo causada por la penetración parcial, considérese que si un pozo capta sólo la mitad del espesor saturado de un acuífero, el abatimiento provocado en él será algo menor que el doble del provocado en un pozo totalmente penetrante, para el mismo caudal de bombeo. Si se considera ahora un mismo abatimiento, el caudal que puede proporcionar un pozo es tanto menor cuanto menor es la penetración de su cedazo.

En las proximidades de estos pozos el flujo es tridimensional; por ello, el abatimiento registrado en el pozo de bombeo y en pozos de observación próximos a él, depende, -- entre otros factores, de la longitud y posición de los cedazos. Esto complica la interpretación de las pruebas de bombeo, ya que los abatimientos son función también de las características constructivas de los pozos. Para simplificar la interpretación es conveniente ubicar los pozos de observación a distancias equivalentes al espesor del acuífero, o mayores, para las cuales el efecto de penetración es mínimo o nulo.

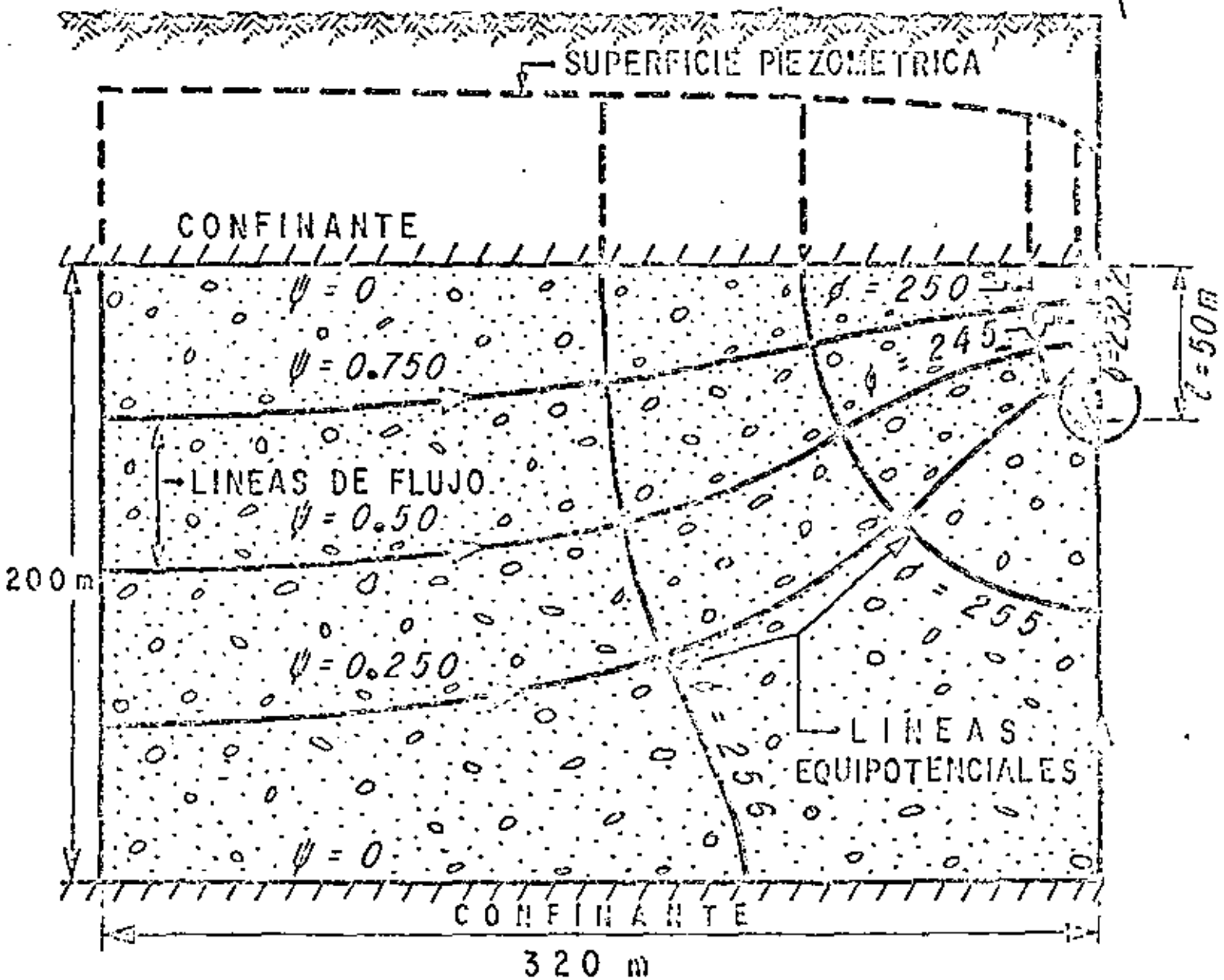
El nivel del agua en un pozo de observación situado a tales distancias se comporta como si el pozo de bombeo fuera totalmente penetrante, y la prueba se interpreta en la forma ya indicada; lo mismo puede hacerse cuando el pozo de observación penetra totalmente al acuífero, independientemente de su ubicación con respecto al pozo de bombeo.

Fuera de estos dos casos, la interpretación es bastante laboriosa, pues hay que construir una curva tipo pa-

FLUJO HACIA UN POZO PARCIALMENTE PENETRANTE

30

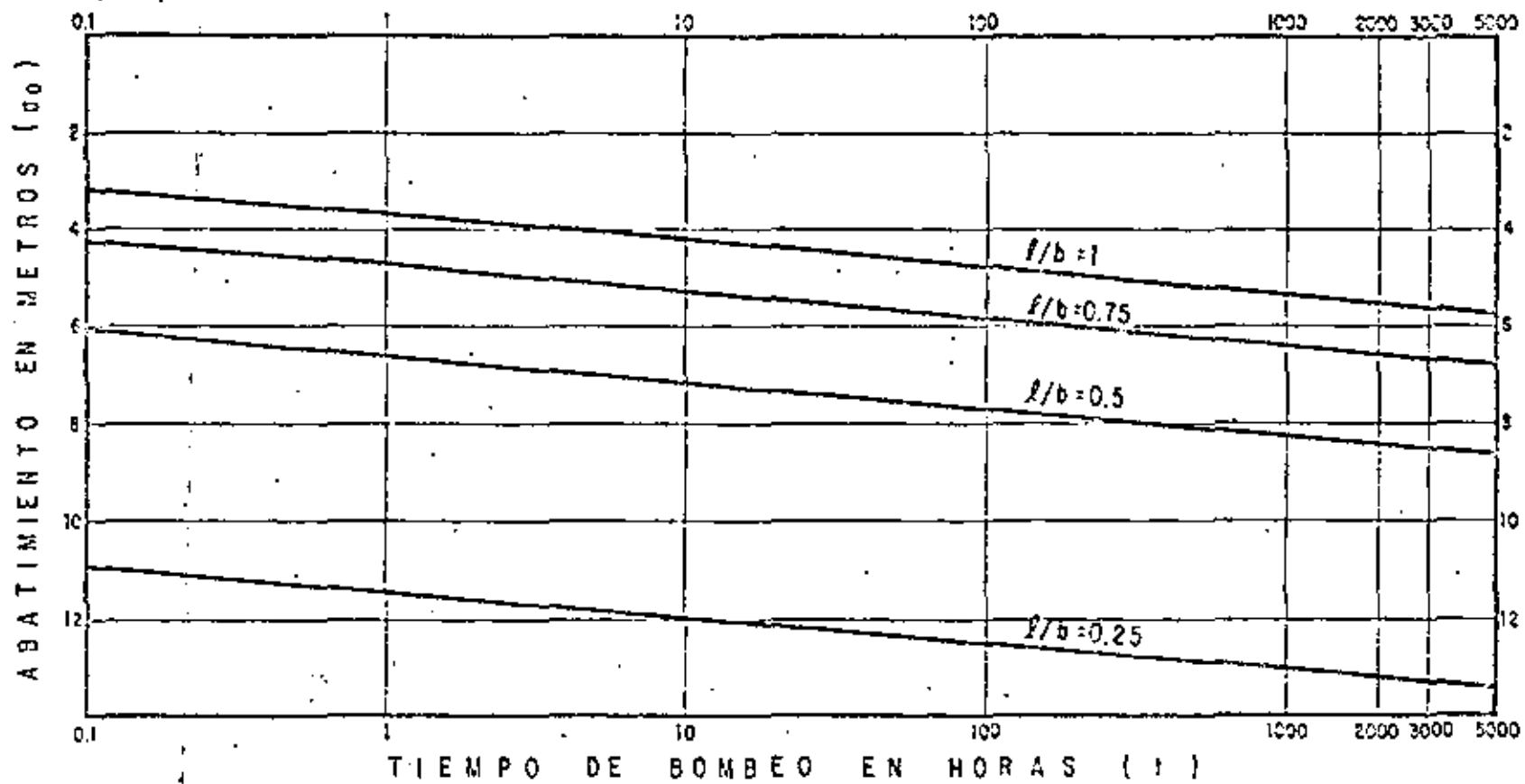
QA



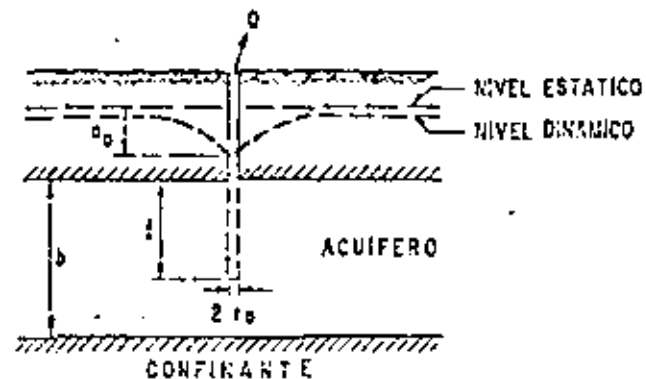
- $Q = 150$ lps
- $t = 2000$ hrs
- $T = 0.02$ m²/s
- $S = 0.02$

SCALA 1:2000

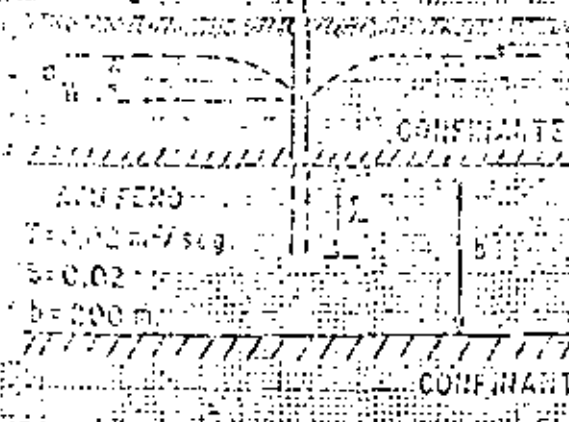
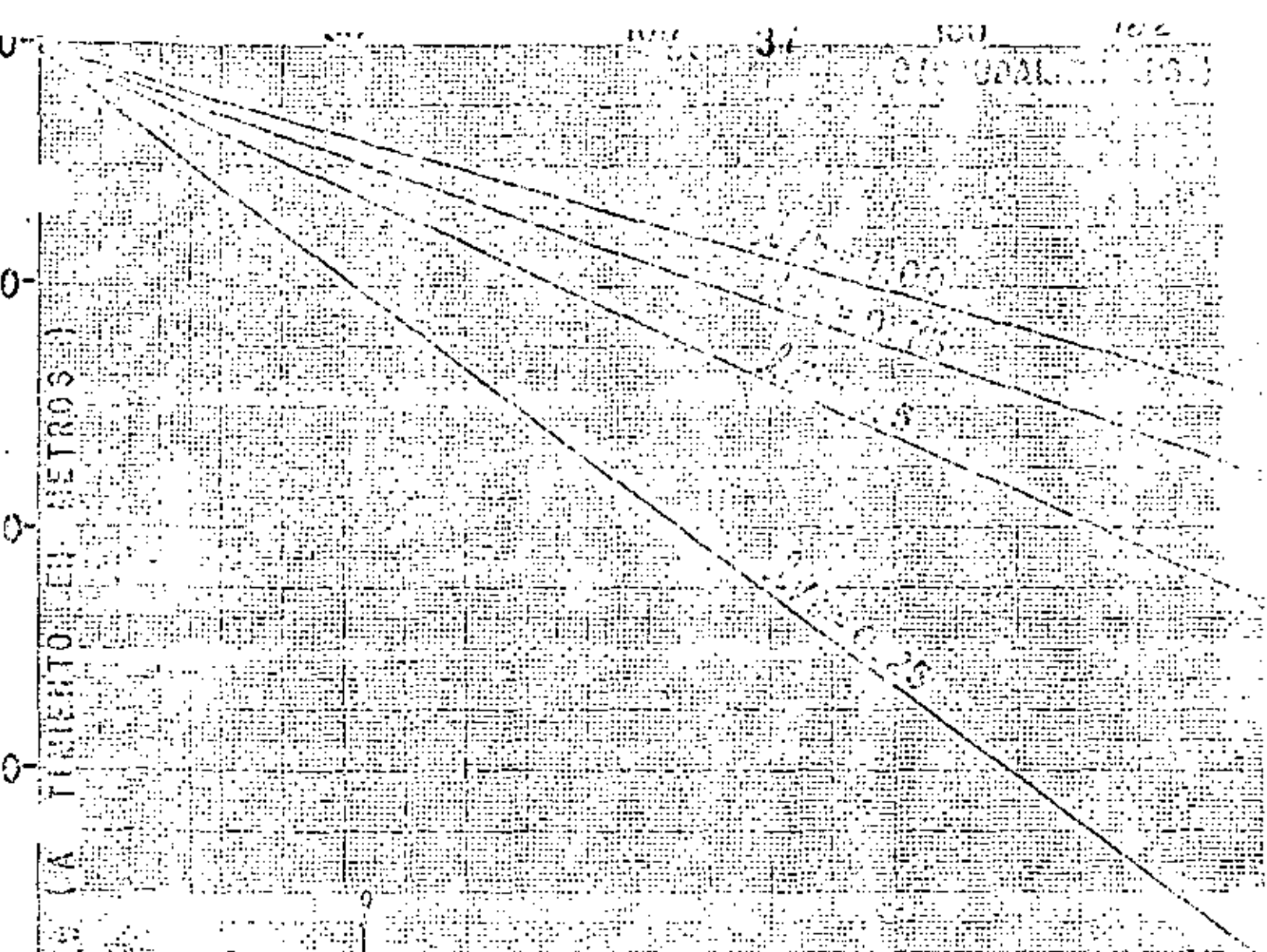
FIG. N° 17



$Q = 150 \text{ lps.}$
 $T = 5 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{seg.}$
 $S = 2 \times 10^{-3}$
 $b = 200 \text{ m}$
 $r_0 = 0.2 \text{ m}$



INFLUENCIA DE LA PENETRACION PARCIAL EN EL ABATIMIENTO DEL NIVEL DEL POZO DE BOMBEO
 FIGURA No 18

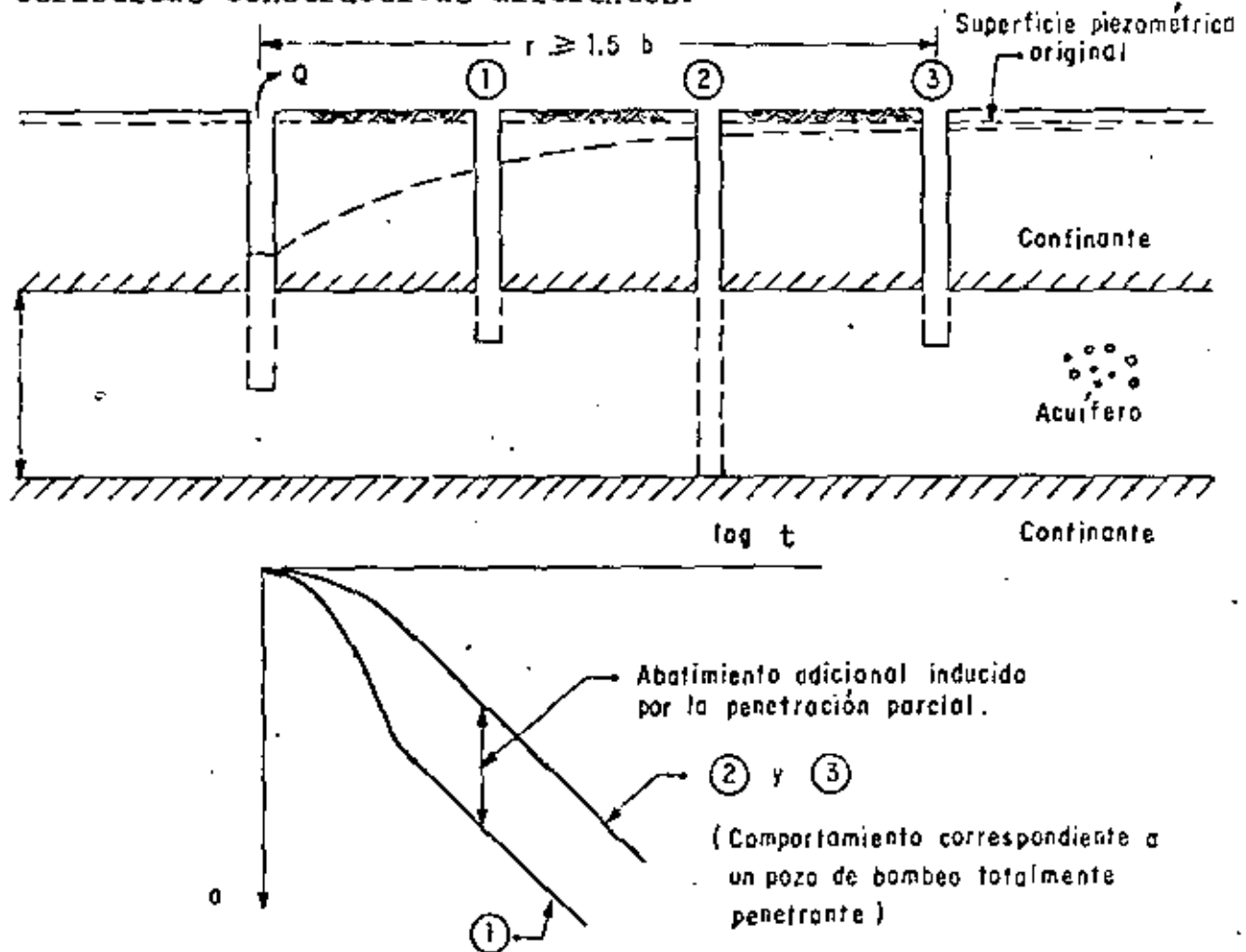


TOTAL
 ESTA RELACION CORRESPONDE A UN
 TIEMPO DE LOMBO DE 2000 HORAS

RELACION - CAUDAL - PENETRACION

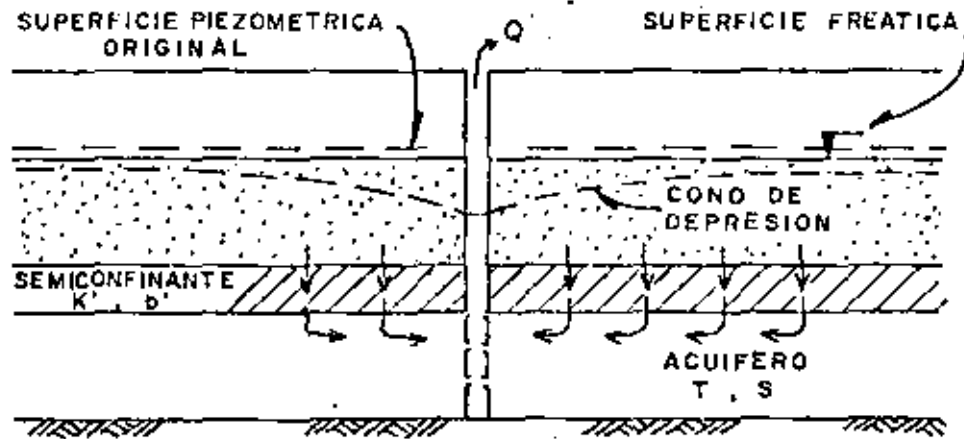
ra las características de los pozos utilizados en la prueba.

En la figura se ilustra el comportamiento del nivel del agua en pozos de observación a distancias y de características constructivas diferentes.



3.3.- POZOS EN ACUIFEROS SEMICONFINADOS.

Probablemente, el acuífero más común en la naturaleza es el de tipo semiconfinado: los rellenos siempre tienen cierta estratificación, alternándose estratos de granulometría variada. Cuando un estrato de material permeable queda limitado verticalmente por materiales, también saturados, de menor permeabilidad, se tiene un acuífero semiconfinado como el ilustrado en la figura



Al bombearse un acuífero de este tipo se provocan abatimientos de sus niveles piezométricos, generándose una diferencia vertical de cargas, que induce el flujo descendente del agua a través del semiconfinante. La cantidad de agua que circula a través de éste es directamente proporcional a la diferencia de cargas entre las superficies freática y piezométrica, e inversamente proporcional a la resistencia hidráulica del mismo estrato.

Puesto que en este sistema sólo una parte del volumen bombeado procede del acuífero, y el resto es aportado por el estrato adyacente al semiconfinante, el abatimiento de los niveles piezométricos es menor que en el caso del acuífero confinado. Como la aportación vertical aumenta con el tiempo, el abatimiento de los niveles piezométricos va decreciendo, hasta que la aportación vertical equilibra el caudal de extracción; y en ese momento, los niveles piezométricos se estabilizan.

La solución correspondiente a este sistema es la siguiente:

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

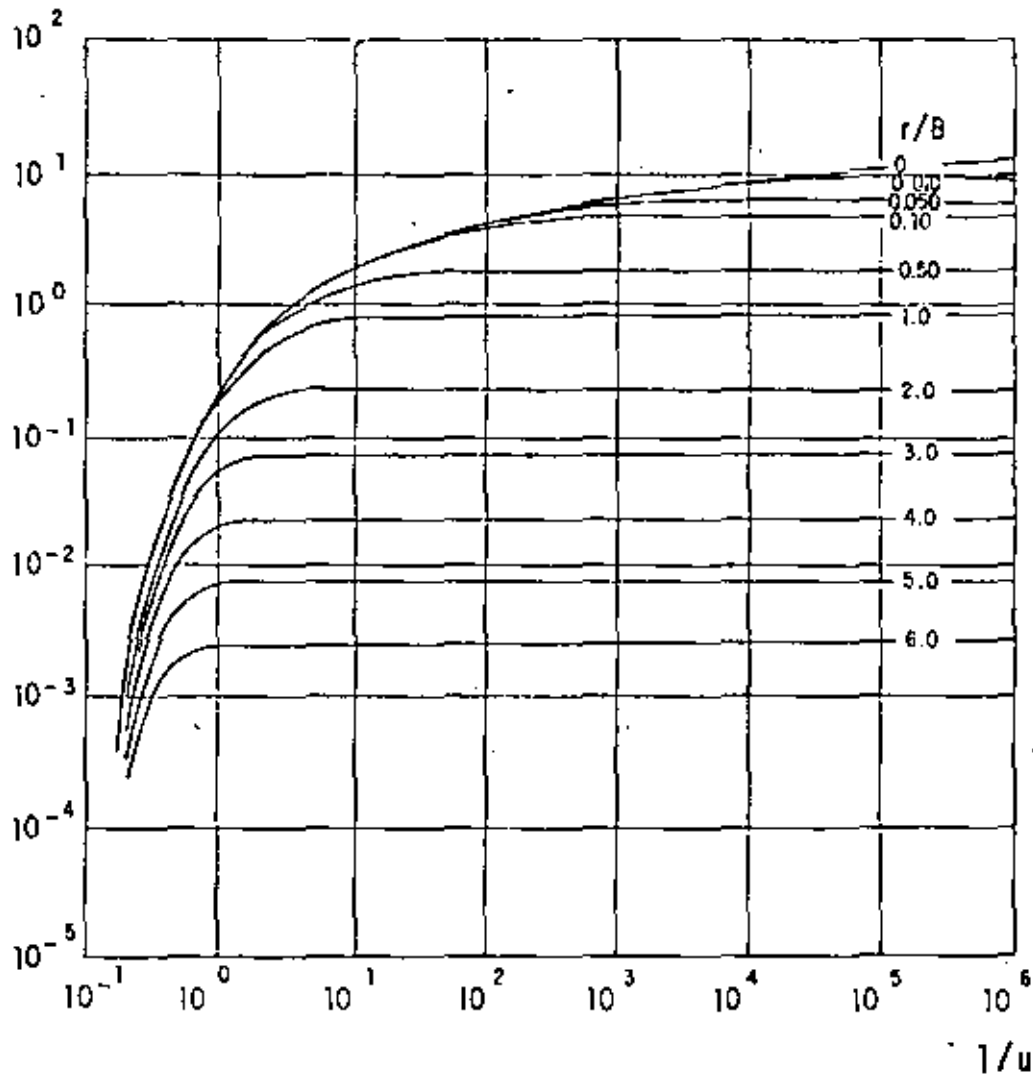
donde:

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

siendo k' y b' la permeabilidad vertical y el espesor del estrato semiconfinante, respectivamente.

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

$W(u, r/B)$



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

3.4.- POZOS EN ACUIFEROS LIBRES.

Los acuíferos libres se caracterizan por estar limitados superiormente por una superficie freática; puesto - que el espesor saturado del acuífero varía con las fluctuaciones de esta superficie, la transmisibilidad del acuífero es - también variable en el área y en el tiempo. Si las fluctuaciones de los niveles son poco significativas con respecto al espesor del acuífero, la transmisibilidad puede suponerse - constante, y la interpretación de las pruebas se efectúa como si se tratara de un acuífero confinado. En cambio, si dichas fluctuaciones son importantes -específicamente, mayores del - 20% del espesor saturado del acuífero-, los abatimientos medidos se corrigen en la forma siguiente:

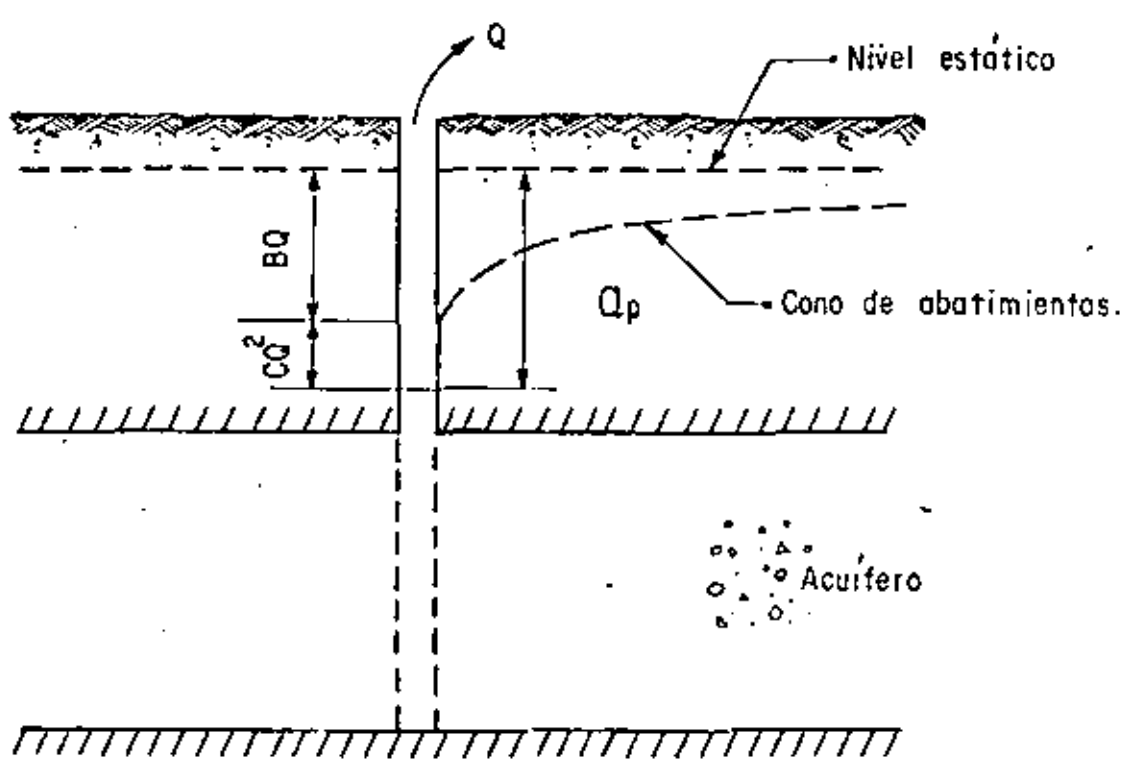
$$a_c = a - \frac{a^2}{2b}$$

siendo a_c el abatimiento corregido, y b , el espesor saturado inicial del acuífero. Los abatimientos así corregidos, se interpretan como si se tratara de un acuífero confinado.

IV.- HIDRAULICA DEL POZO DE BOMBEO.

La hidráulica de los pozos de bombeo es sumamente compleja, debido a que en el interior de ellos y en su vecindad inmediata se presentan diversos efectos locales. - Por una parte, dado que el gradiente hidráulico es máximo en las proximidades del pozo y que la permeabilidad es mayor - por la presencia de un filtro artificial o desarrollado naturalmente, la velocidad del agua puede ser tal que el régimen de flujo adquiere carácter turbulento. Por otra parte, hay un incremento notable de la velocidad del agua al concentrarse el flujo a través de las ranuras; un cambio brusco de la dirección del agua al ser acelerada verticalmente por los impulsos, y fricciones en el cedazo y en la columna de succión. Todo esto se traduce en una repentina pérdida de carga en el pozo. Como resultado, el nivel del agua en su interior no se encuentra en la intersección del cono de depresión y la pared externa del ademe, sino más abajo, siendo la diferencia la pérdida local de carga.

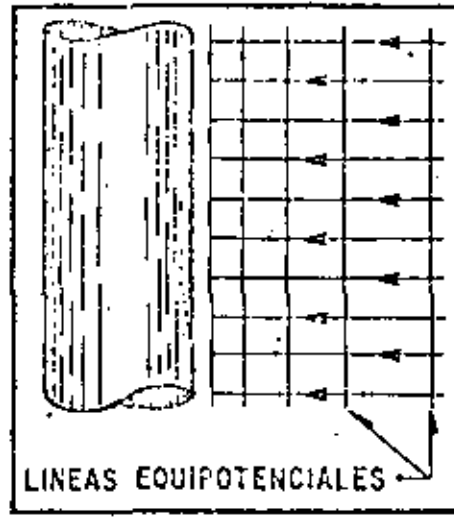
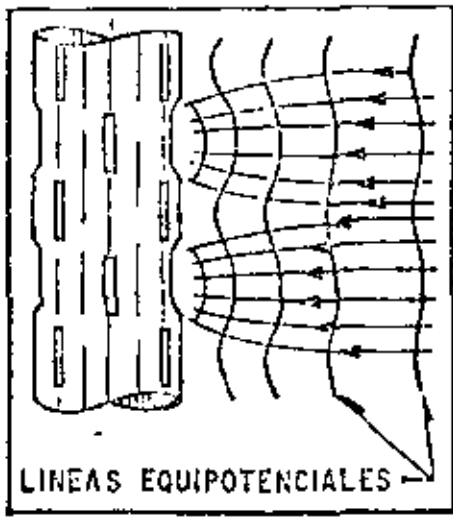
De acuerdo con lo anterior, el abatimiento total provocado en el pozo de bombeo tiene dos componentes principales: el abatimiento debido a la resistencia que opone la formación a la circulación del agua, el cual es directamente proporcional al caudal extraído; y el abatimiento provocado en el interior del propio pozo, que es directamente proporcional al caudal elevado a una cierta potencia próxima al cuadrado.



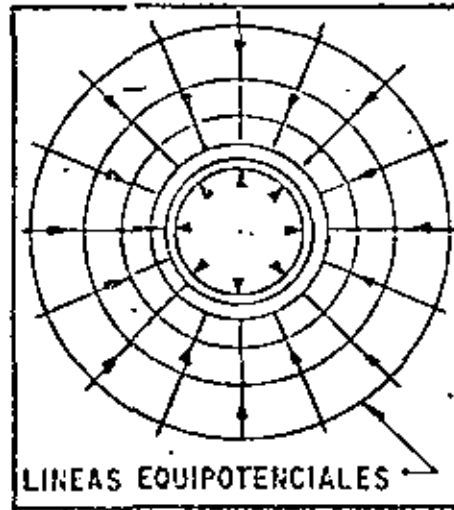
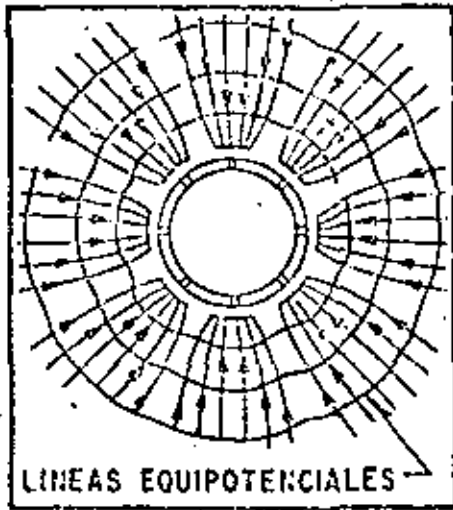
Lo anterior puede expresarse:

$$a_p = BQ + CQ^2$$

en la que: a_p es el abatimiento total en el pozo de bombeo; B , un coeficiente representativo de la resistencia del acuífero, y C , un coeficiente cuyo valor es función de las característi-



C O R T E



P L A N T A

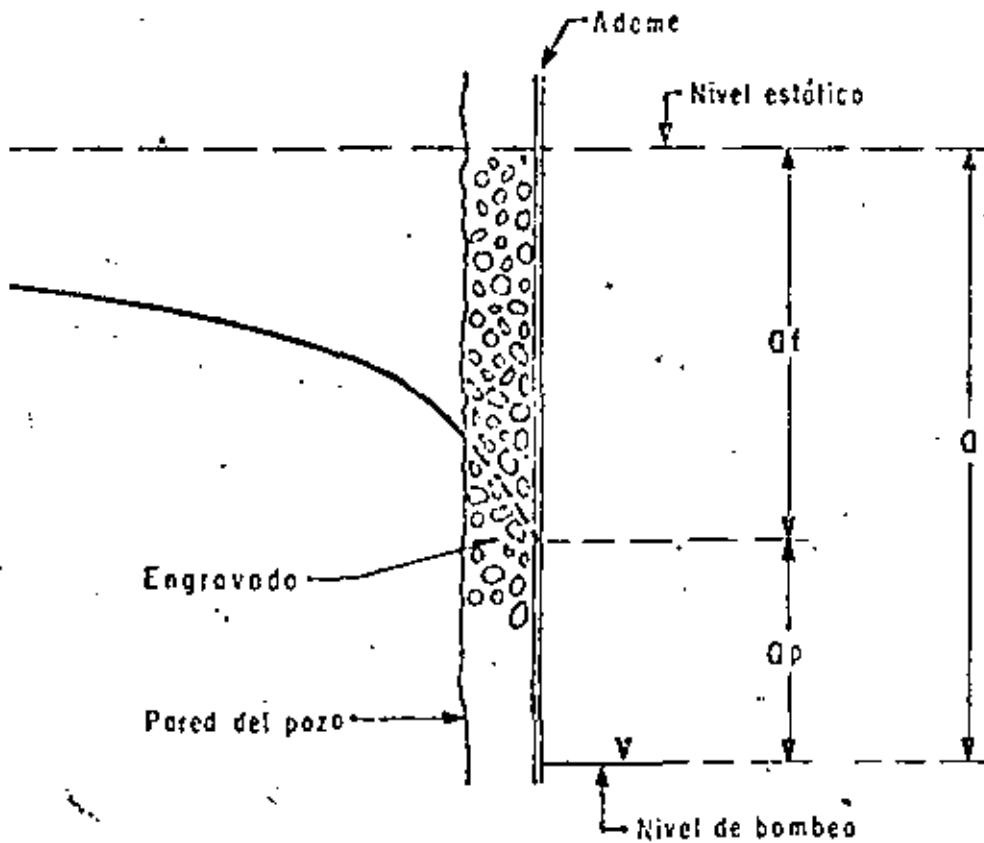


FIG. Nº 26

cas constructivas del pozo.

El valor del coeficiente B depende del tipo de sistema de flujo de que se trata; por ejemplo, en el caso de un pozo totalmente penetrante en un acuífero confinado, el abatimiento en la formación está dado por la expresión:

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

por tanto:

$$B = \frac{1}{4 \pi T} W(u)$$

A la relación entre el caudal bombeado y el abatimiento que provoca, se le denomina "caudal específico", y puede escribirse:

$$\frac{Q}{Q_p} = \frac{1}{B + CQ}$$

Este parámetro representa en una forma más objetiva la capacidad transmisora de un acuífero: un caudal específico alto refleja una alta transmisibilidad, y viceversa. Presenta la ventaja de que su valor no está sujeto a errores de interpretación, ya que se obtiene como el coeficiente de dos términos medidos (caudal y abatimiento), y guarda una proporcionalidad más o menos directa con la transmisibilidad, lo que permite utilizarlo para deducir valores aproximados de ésta cuando se carece de pruebas de bombeo. Es importante destacar que el caudal específico no es constante sino que decrece con el caudal y con el tiempo de bombeo, como puede inferirse de la última expresión.

Para el cálculo de los coeficientes B y C, se utiliza la llamada "prueba escalonada", propuesta por C.E. Jacob. Esta prueba consiste en bombear el pozo en varias etapas sucesivas, en cada una de las cuales se mantiene el caudal constante; generalmente, el caudal se varía en forma creciente, siendo recomendable hacerlo en un rango lo mayor posible; la duración de cada etapa es de varias horas. Simultáneamente, se observa la fluctuación del nivel del agua en el pozo; la figura ilustra esquemáticamente el comportamiento típico del nivel del agua en una prueba escalonada.

A partir de la gráfica abatimiento-tiempo se obtienen los elementos necesarios para deducir los valores de los

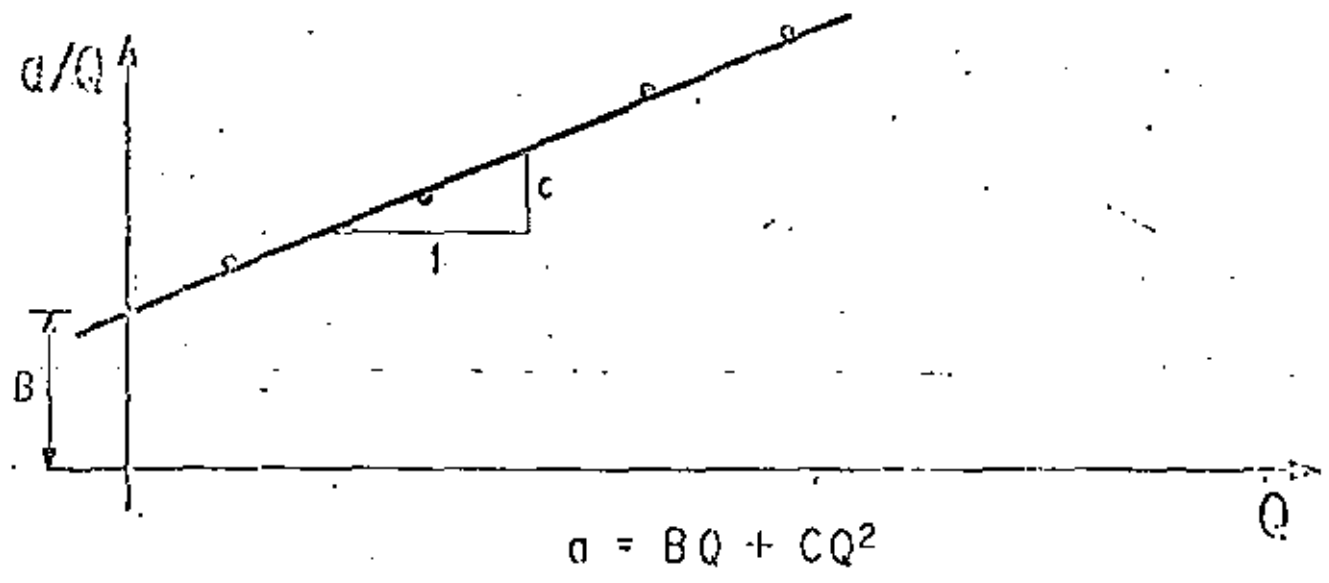
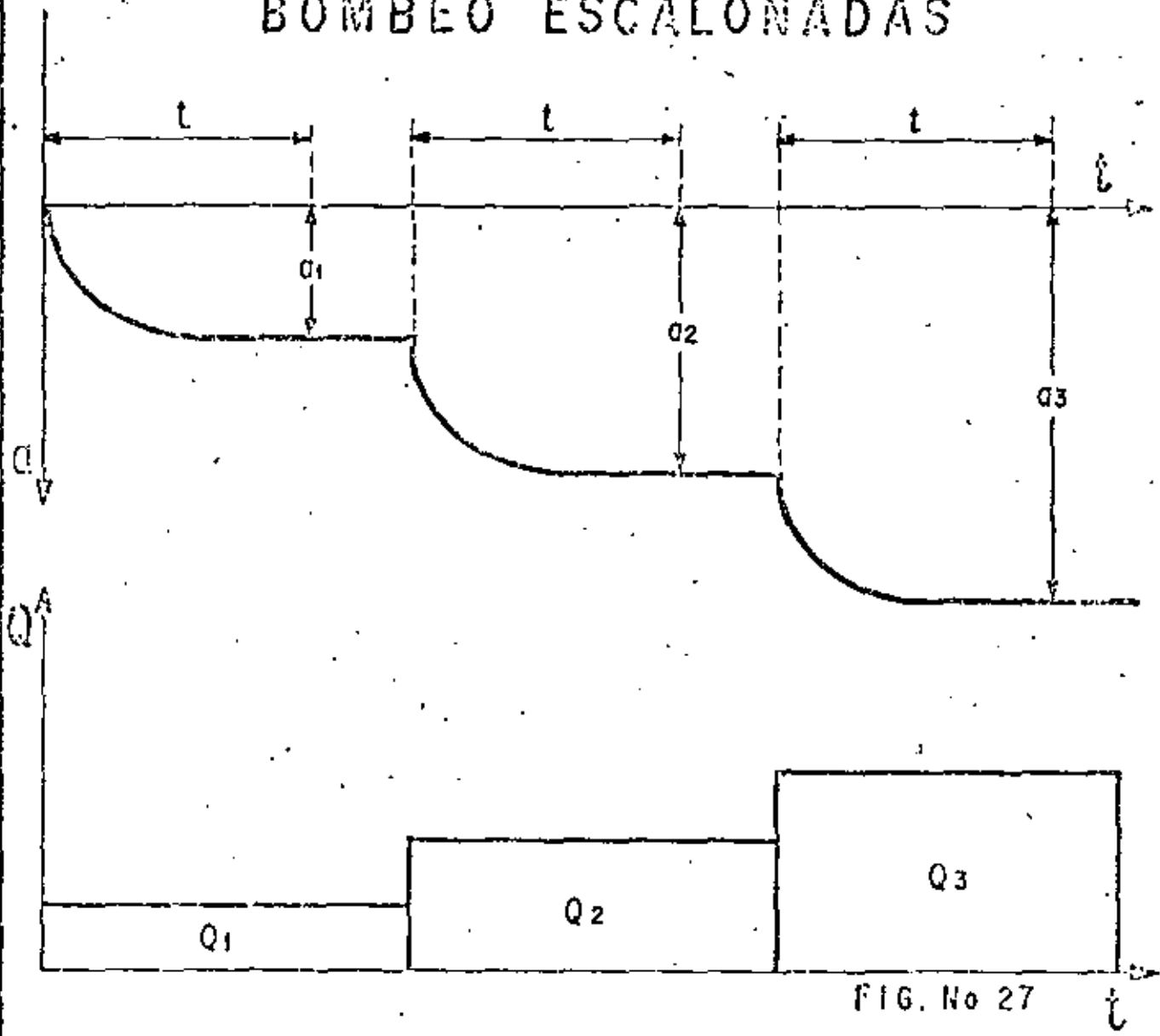
coeficientes buscados. Para ello, se elige un tiempo menor o igual que la duración de cada etapa, de preferencia tal que el nivel de agua ya se haya establecido; se mide gráficamente el abatimiento total correspondiente a este tiempo, tomado a partir del inicio de cada etapa; se calcula el coeficiente en tre dichos abatimientos y los caudales respectivos, y con estos valores se traza la gráfica $s/Q - Q$, mostrada en la figura.

Si los puntos de esta gráfica muestran una tendencia lineal, se traza una recta de ajuste; el valor del coeficiente C está dado por la pendiente de esta recta; y el del coeficiente B es igual a la ordenada al origen.

Conociendo los valores de ambos coeficientes es posible predecir la posición del nivel dinámico para cualquier caudal de extracción.

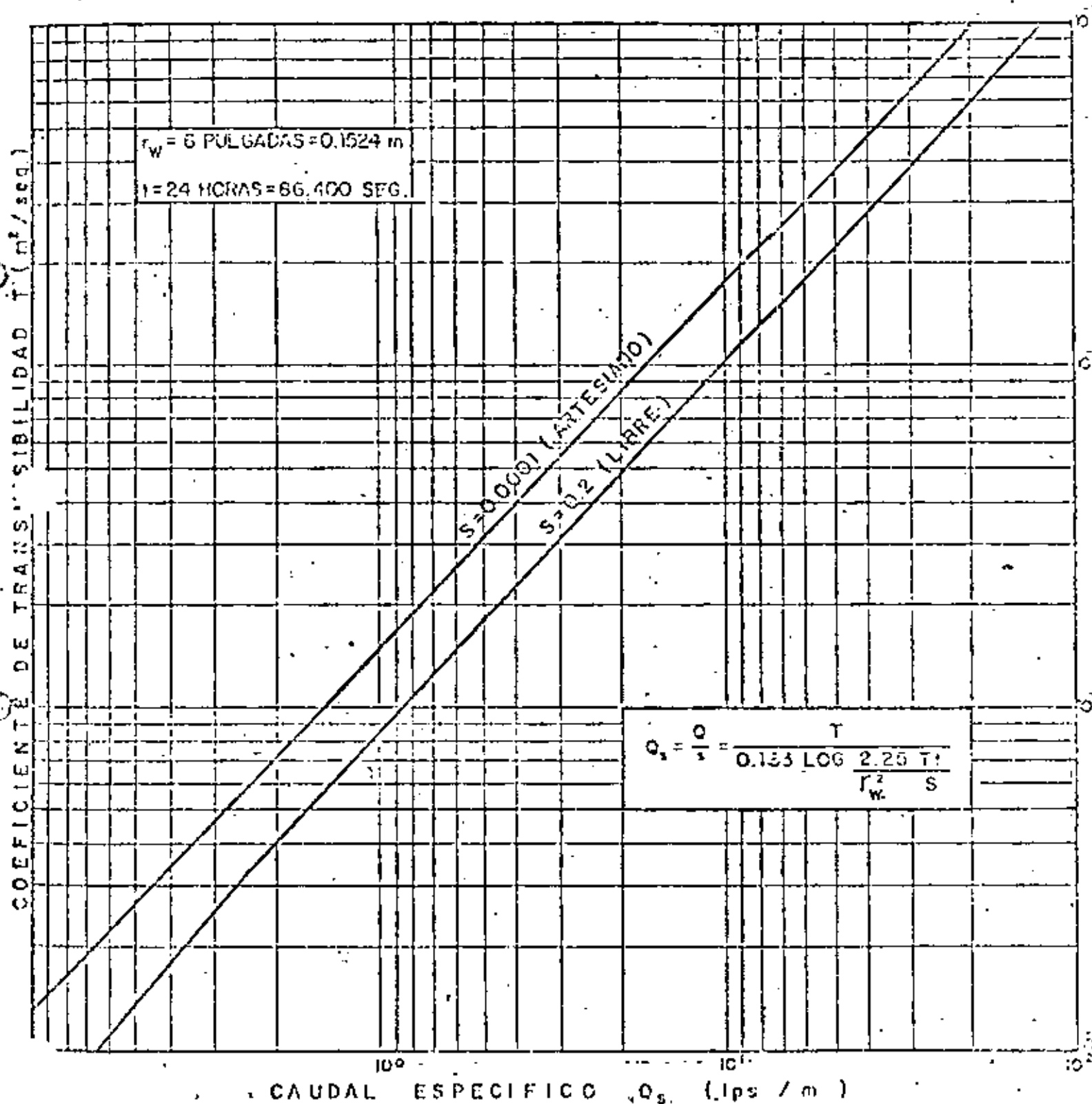
Es frecuente que los puntos de la gráfica se encuentren dispersos sin mostrar una tendencia definida; en ocasiones, esto se atribuye a una deficiente limpieza y desarrollo del pozo, aunque también puede deberse a una irregular distribución de las características hidráulicas de la formación.

INTERPRETACION DE PRUEBAS DE BOMBEO ESCALONADAS



SUBDIRECCION DE GEOHIDROLOGIA Y DE ZONAS ARIDAS

RELACION CAUDAL ESPECIFICO - TRANSMISIBILIDAD

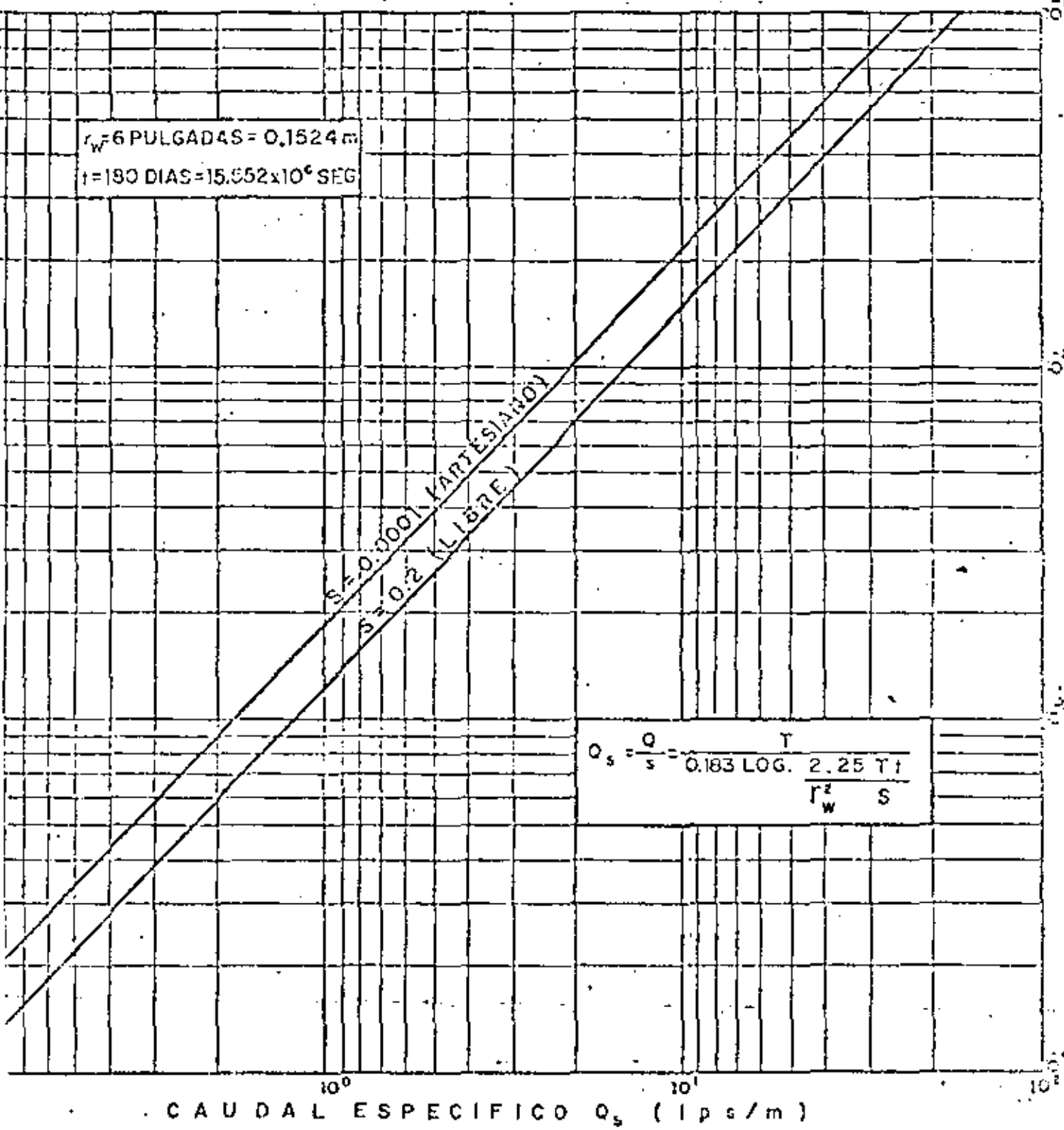


Folio: _____ Dibujo: _____
 ING. JAVIER RAMIREZ G. FRANCISCO RUIZ G.

Revisó: _____
 ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN

SUBDIRECCION DE GEOMIDROLOGIA Y DE ZONAS ARIDAS

RELACION CAUDAL ESPECIFICO - TRANSMISIBILIDAD



$r_w = 6 \text{ PULGADAS} = 0.1524 \text{ m}$
 $t = 180 \text{ DIAS} = 15.552 \times 10^6 \text{ SEG}$

$S = 0.001 \text{ (ARTESIANO)}$
 $S = 0.2 \text{ (LIBRE)}$

$$Q_s = \frac{Q}{s} = \frac{T}{0.183 \text{ LOG. } \frac{2.25 T t}{r_w^2 S}}$$

CAUDAL ESPECIFICO Q_s (lps/m)

Dibujó: LEONARDO DIAZ J.
 INC. JAVIER RAMIREZ G.

Revisó:



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

**EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO
DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS**

**RECOLECCION, PROCESAMIENTO E INTERPRETACION DE LOS DATOS RELATIVOS
A LOS NIVELES DEL AGUA**

ING. ANTONIO LIST MENDOZA

MARZO, 1981



RECOLECCION, PROCESAMIENTO E INTERPRETACION DE LOS DATOS RELATIVOS A LOS NIVELES DEL AGUA.

ING. ANTONIO LIST MENDOZA.

INTRODUCCION.

Información indispensable para conocer el funcionamiento hidrológico subterráneo de una zona o cuenca, - es la relativa a los niveles del agua que tienen los acuíferos bajo diferentes regímenes de funcionamiento; debiéndose entender también, que así como en el caso de almacenamientos visibles, como son las presas, es necesario conocer las variaciones en el almacenamiento, condición semejante se tiene en los acuíferos subterráneos, donde el volumen almacenado y su variación, son factores fundamentales para condicionar el aprovechamiento y lograr un manejo racionalizado de ese recurso.

Entre las características geohidrológicas importantes que se pueden destacar por su relación con la posición de los niveles de agua, se tiene que manifiestan zonas de recarga y de descarga, teniéndose también que el flujo subterráneo ocurre de las áreas con mayor elevación de nivel a las de más baja. Por otra parte, si se conoce su variación en el tiempo, pueden inferirse causas y efectos - que propician tales cambios, se tiene por ejemplo, que si la recarga es mayor a la descarga de un acuífero en un tiempo dado, los niveles se elevan, resultando el efecto contrario en condiciones opuestas.

Con los comentarios anteriores, se ha evidenciado la importancia que tiene para alcanzar el conocimiento geohidrológico de una cuenca, el contar con información relativa a los niveles de agua, la que por otra parte, tal como se verá más adelante, es conveniente obtenerla en forma sistemática.

Ahora bien, antes de entrar en materia, es conveniente establecer algunos criterios o definiciones de trabajo, de tal forma que no resulten confusos los términos nivel piezométrico, freático, estático o dinámico.

En primer lugar, debe aceptarse que el nivel piezométrico puede relacionarse con el nivel estático o -

dinámico, pues únicamente se refiere a un nivel de posición, independiente de las condiciones de trabajo, aceptándose también que en un mismo punto pueden existir diferentes niveles piezométricos, correspondientes a los acuíferos que se hayan cruzado con una perforación.

Por nivel freático se entiende el nivel de agua que no se encuentra afectado por bombeos y que corresponde generalmente a los acuíferos libres, siendo posible también, en áreas donde hay un solo acuífero identificado como libre, denominar en forma indistinta nivel freático o estático.

El nivel estático es aquel nivel de agua que se detecta en una perforación no afectada por bombeos y corresponde al nivel que alcanza un acuífero, que puede estar confinado o semiconfinado, existiendo la diferencia con el freático de que abajo de éste todo el espesor se encuentra saturado, mientras que en el caso del estático no necesariamente corresponde a un nivel de saturación. Por otra parte, en áreas con pozos que atraviezan 2 o más acuíferos, el nivel detectado como estático, es un nivel de compensación de los diferentes niveles piezométricos.

Finalmente, un nivel dinámico es aquél que se mide, encontrándose en operación el pozo de observación o bien alguno o algunos cercanos, es decir, es un nivel de agua afectado por bombeo.

TOMA DE DATOS PIEZOMETRICOS.

Como punto de partida de este tema, se intentará contestar en forma breve, tres preguntas fundamentales, cuya respuesta es necesaria para programar un sistema de observaciones piezométricas, tales son: cómo, cuándo y donde, deben realizarse las mediciones correspondientes.

Respecto al cómo ?, es posiblemente la pregunta más fácil de contestar, pues generalmente se realizan con sondas llamadas-eléctricas por su principio de funcionamiento, ya que consisten fundamentalmente de un cable de dos hilos, unidos por un extremo a una pila seca, encontrándose por el otro con los hilos ligeramente separados, los que al contacto con el agua permiten el paso de corriente, que se

registra con un miliamperímetro.

Ese cable entonces, se introduce por un hueco que puede haber en la base de la bomba o un orificio hecho a propósito, y se desliza entre la tubería de adome y la columna de succión, la longitud de cable que logra introducir se hasta que se observe el contacto, puede medirse y determina la posición del nivel de agua, con respecto a un punto de referencia, el que se debe elegir previamente y mantenerse para observaciones subsiguientes.

Otra forma común de medición, aún cuando un poco más imprecisa consiste en la utilización de lo que se ha llamado sonda neumática, la que está integrada por dos tubos conectados, uno de los cuales es un tubo de inyección de aire y otro que se introduce dentro del adome hasta más abajo del nivel estático o frático, el cual a su vez, está conectado a un manómetro que mide la presión del aire inyectado. La posición del nivel de agua en este caso, se puede detectar inyectando aire hasta expulsar la columna de agua que se encuentra dentro del tubo inmerso, condición que se logra en el momento en que la presión medida llega a ser constante y corresponde a una lectura en el manómetro, la cual a su vez se puede transformar en una columna de agua ($1 \text{ kg/cm}^2 = 10 \text{ m de columna}$), resultando entonces que si se conoce la longitud del tubo instalado dentro del adome, basta con restar la columna desalojada y se obtiene la posición original del nivel de agua. Lo impreciso de este método se debe fundamentalmente al sistema de medición, pues pequeñas variaciones de presión, representan longitudes considerables de columna de agua, teniéndose por otra parte, la posibilidad de obstrucción del sistema y consecuentemente de obtener datos erróneos.

En el párrafo anterior, se habló de imprecisión mayor con el uso de la sonda neumática, siendo importante mencionar que dadas las variaciones que pueden ocurrir en los niveles de agua, estos deberán medirse con un margen de seguridad hasta el centímetro, pues en ocasiones y fundamentalmente cuando se realizan observaciones de variación de nivel en condiciones dinámicas puede ser importante la medida fijada como límite recomendable de precisión.

Si se pretende definir el cuando se recomienda efectuar observaciones, existen dos tipos de respuestas, la

primera corresponde a pruebas en condiciones dinámicas, generalmente conocidas como pruebas de bombeo y cuya secuencia de observación será definida en un tema posterior.

Cuando las mediciones se efectúan con el interés de definir el comportamiento del acuífero a nivel regional, sometido a diferentes condiciones de recarga y descarga, es importante fijar un programa que permita cumplir con el objetivo perseguido, requiriéndose entender de antemano cuál es la pretensión del trabajo a realizar.

Práctica común en estos casos puede ser la toma inicial de niveles con una frecuencia mensual por un período mínimo de un año, de tal forma que durante ese tiempo se tengan datos correspondientes a las diferentes situaciones bajo las cuales se encuentra el acuífero en una zona, por ejemplo: período de lluvias, régimen variable de bombeo, escurrimientos superficiales, riego de superficies agrícolas, etc.

Al término de la primera etapa mencionada, la graficación de las variaciones de nivel es de gran ayuda para tener un criterio que modifique la frecuencia original, de tal forma de realizar observaciones que permitan conocer los efectos que propicien cambios notables, en la posición regional de los niveles estáticos o freáticos. Por ejemplo, en zonas de riego, inicio y terminación del bombeo de los pozos de uso agrícola, etc.

De las consideraciones anteriores, resulta que en el caso más frecuente de estudio de una región agrícola, abastecida con agua subterránea, las observaciones pueden ser 2 o 3 por año, al inicio y terminación del período de riego que puede corresponder también con la terminación y principio de la época de lluvia, lográndose en esa forma, detectar los máximos cambios que se presentan en una zona, por los efectos más notables que los producen.

El concepto que se debe manejar para decidir donde es conveniente programar observaciones piezométricas, es el de contar con datos suficientes que permitan conocer los aspectos fundamentales de un acuífero, en este sentido se debe destacar la necesidad de tener una idea sobre las condiciones geohidrológicas regionales, para decidir los pozos a observar.

Como ejemplo puede señalarse la existencia en una zona de varios acuíferos, cuyo nivel piezométrico es diferente, debiéndose conocer tal situación, para efectuar un procesamiento adecuado, y decidir sobre los puntos de observación de la información. En otras ocasiones, de la medición de niveles de agua resultan diferencias notables en áreas muy próximas, que sugieren la necesidad de una investigación que permita encontrar la causa de tal diferencia y tomarla en cuenta en el procesamiento.

En párrafos anteriores se ha destacado en forma breve la importancia que tiene en el campo de la geohidrología, el contar con información piezométrica, cuya obtención requiere ciertos cuidados, pues la medición de un nivel estático puede ser afectada por numerosos factores que llegan a invalidar las observaciones efectuadas, una recomendación especial es que el pozo observado no debe encontrarse afectado por bombeo reciente, o por la operación de algunos pozos cercanos.

ORGANIZACION Y PROCESAMIENTO DE LA INFORMACION.

Con la recomendación complementaria anterior, resulta conveniente destacar la forma para organizar la información piezométrica obtenida en una zona. En primer lugar, contando ya con los puntos de observación seleccionados, es conveniente que los recorridos sistemáticos se realicen en el menor periodo de tiempo posible, de tal forma que la información que se obtenga corresponda a una misma condición de operación del sistema acuífero.

En segundo término, al hablar de un sistema de mediciones, este debe ser establecido procurando que año con año se cuente con datos correspondientes a condiciones semejantes, de tal forma que sea posible establecer comparaciones de las mediciones obtenidas a través del tiempo.

Una manera de guardar la información sería, establecer un archivo de datos piezométricos, diferenciando en cada ocasión si la medida corresponde a condiciones dinámicas o estáticas en el pozo. Posteriormente, las medidas subsiguientes deben clasificarse y agruparse por punto de observación, indicando siempre la fecha correspondiente al dato registrado.

Cuando la cantidad de información así lo requiera y para facilitar su procesamiento, se puede manejar con el

auxilio de cintas o discos de computadora.

Recientemente, dada la importancia que tiene la información piezométrica, la Comisión de Estudios del Territorio Nacional, ha iniciado la elaboración de cartas geohidrológicas, donde se manejan y presentan datos relacionados con los niveles de agua de los acuíferos.

PROCESAMIENTO E INTERPRETACION DE LA INFORMACION.

Las formas más comunes que se utilizan para procesar y determinar características geohidrológicas de un acuífero, consisten en la elaboración de planos conteniendo curvas de igual elevación o evolución piezométrica, o bien, planos de profundidad al nivel del agua. También se construyen hidrógrafos regionales o de pozos y perfiles destacando los niveles piezométricos.

CONFIGURACIONES DE IGUAL ELEVACION PIEZOMETRICA.

Una configuración piezométrica representa la forma de la superficie piezométrica en un acuífero confinado o semiconfinado, y la forma de la superficie freática en un acuífero libre. Las configuraciones se preparan con base en los niveles estáticos referidos a un plano horizontal, generalmente el nivel medio del mar. El procesamiento consiste en trazar curvas de igual elevación piezométrica, interpolando entre valores conocidos.

La preparación de estas configuraciones tiene un problema principal: por su aparente sencillez se le considera a menudo como una simple interpolación mecánica que no requiere de ningún criterio. Esto lleva a cometer errores que pueden invalidar la configuración resultante: se apoya la configuración en todos los valores indiscriminadamente, sin previa depuración; no se toma en cuenta el efecto de aquellos factores que pueden influir en el flujo del agua subterránea y, por tanto, en la forma de la superficie piezométrica, etc.

En primer lugar, entonces, es necesaria una depuración de los datos, ya que pueden estar afectados en varias formas; por ejemplo: un nivel de agua detectado puede estar influenciado por el bombeo en el propio pozo o en pozos vecinos, y no ser representativo del estático; un falso contacto de la sonda o una medición equivocada de la longitud de cable introducido para lograr el contacto, puede llevar a un nivel -

estático totalmente falso.

En otras ocasiones, el error no está en la medición, sino en ligar en la configuración niveles estáticos correspondientes a pozos que están captando acuíferos diferentes. Para evitar esto, es conveniente contar con secciones geológicas que muestren las principales unidades geohidrológicas existentes en el subsuelo; asimismo, deben conocerse las características constructivas (profundidad, ubicación de cedazos, . . .) de los pozos de observación para definir el acuífero en que se encuentran. En caso de existir varios acuíferos, será necesario preparar una configuración piezométrica para cada uno de ellos.

Una vez corregidos o eliminados los datos poco confiables, se procede a la interpretación para definir las curvas de igual elevación de nivel estático, las cuales deben trazarse tomando en cuenta todos los factores hidrológicos y geológicos que puedan influir en la forma de la superficie piezométrica. Para esto es conveniente preparar las configuraciones en un plano base, en el que se indique la topografía aproximada, afloramientos geológicos, ríos, lagunas, manantiales, zonas empantanadas, pozos, etc.

Las configuraciones así obtenidas proporcionan información respecto a las direcciones de flujo, localización de zonas de recarga y descarga, gradientes hidráulicos, comportamiento de las fronteras, efectos de la explotación, etc.

Por otra parte, las configuraciones piezométricas son básicas para la cuantificación de caudales de flujo subterráneo. Esta cuantificación se basa en el concepto de "red de flujo" y en la Ley de Darcy.

Debe entenderse que las curvas de igual elevación de nivel estático corresponden a líneas equipotenciales, por lo que el flujo subterráneo debe ocurrir sobre líneas normales a éstas, denominándose entonces a las líneas perpendiculares, líneas de flujo. A la malla formada por las líneas equipotenciales y las líneas de flujo, se le llama red de flujo.

Una utilización básica de las configuraciones señaladas, está apoyada en la aplicación de la ley establecida en 1856 por Darcy: la velocidad de flujo a través de un medio poroso es proporcional a la pérdida de carga e inversamen

te' proporcional a la longitud de la trayectoria de flujo. -
Esta ley se expresa matemáticamente.

$$V = K \frac{h}{L} = Ki$$

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 base en la expresión anterior, puede cuantificarse el caudal de flujo que circula a través de una sección (canal de flujo), limitada por dos líneas de flujo y dos curvas equipotenciales, en la forma siguiente:

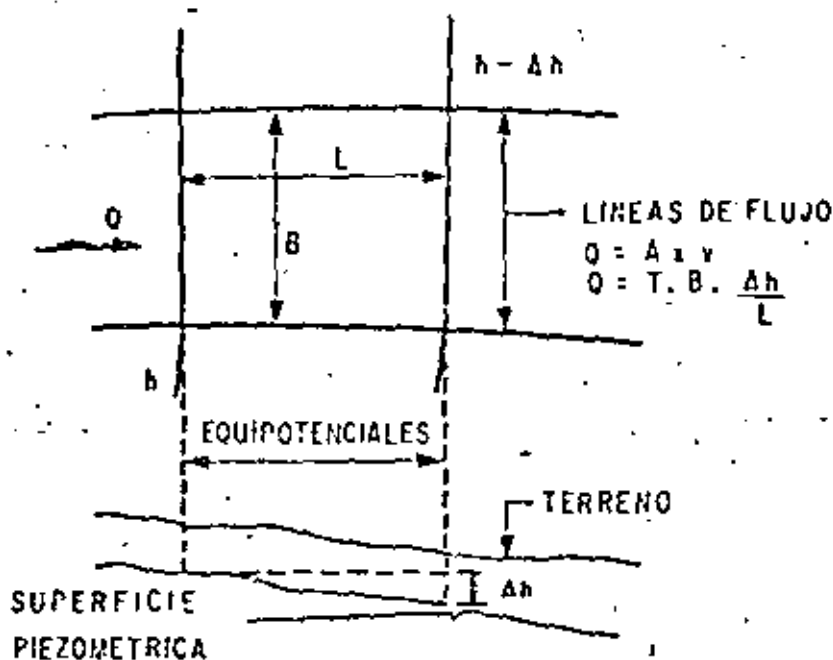
$$Q = Av = KA \frac{h}{L}$$

en la que A es el área de flujo. Utilizando el concepto de transmisibilidad, la expresión anterior queda

$$Q = T.B. \frac{h}{L}$$

en la que T es la transmisibilidad y B es el ancho medio de flujo.

Los valores de B y L son medidos directamente en la red de flujo, ver fig.



Evolución Piezométrica.-

La información necesaria para conocer la evolución piezométrica es la que se obtiene de la observación sistemática de la posición de los niveles estáticos o freáticos, cuya comparación y de acuerdo con la diferencia obtenida en un período determinado de tiempo, constituye el elemento básico para elaborar la configuración correspondiente.

La importancia de las curvas de igual evolución reside en que manifiestan los cambios registrados en el almacenamiento de un acuífero, en un período y bajo ciertas condiciones, pues definen áreas de abatimiento o ascensos de los niveles estáticos, es decir, áreas donde ha disminuido o aumentado el volumen de agua subterránea almacenado.

Esa información, relacionada con otros efectos conocidos, como puede ser el bombeo de pozos, indica las alteraciones que se han propiciado por la explotación de los acuíferos, en otras zonas puede conocerse lo ocurrido en épocas o períodos prolongados de estiaje, en áreas donde el drenado natural es más importante que el régimen de explotación con perforaciones.

Un aspecto importante del conocimiento de la evolución o fluctuaciones de los niveles estáticos, es el relativo a la calibración de modelos de simulación de comportamiento de un acuífero, los que se elaboran en niveles avanzados de estudio, con el fin de conocer y programar alternativas de explotación, definiendo previamente sus efectos.

Profundidad a los Niveles Estáticos.-

La elaboración de planos conteniendo curvas de igual profundidad al nivel estático o freático, es semejante a la comentada en párrafos anteriores, condición que implica tener los conocimientos básicos regionales y efectuar una depuración previa de los datos medidos, de tal forma que se logre una configuración confiable que considere todos los efectos que pueden influir en su forma.

Respecto a la utilidad de estas curvas se debe señalar que definen zonas donde los niveles se encuentran muy próximos a la superficie del terreno, identificándose por consiguiente, áreas de descarga por evapotranspiración o en caso de superficies de riego, zonas de drenaje problemático.

Por otra parte, el conocer la posición del nivel estático o freático, permite en ocasiones conocer la profundidad mínima que deben alcanzar las perforaciones y las áreas donde por condiciones económicas relacionadas con la profundidad de bombeo, no es recomendable perforar pozos para la satisfacción de ciertas necesidades.

Perfiles Piezométricos.-

Una práctica común en la interpretación de la información geohidrológica, es la elaboración de perfiles definiendo las formaciones geológicas del subsuelo y señalando la posición de los niveles de agua.

Este tipo de trabajos en ocasiones es muy ilustrativo, pues permite dar objetividad a la presentación de resultados y ayuda a estimar espesores y volúmenes almacenados de agua.

Hidrógrafos de Pozos.-

Hasta ahora se ha mencionado la necesidad y forma práctica de organizar la información piezométrica, así como la necesidad de depurar los datos antes de proceder a elaborar una configuración, no obstante, se ha emitido deliberadamente la forma de hacer esa depuración.

Una de las prácticas más comunes consiste en comparar observaciones en un mismo punto y en caso de resultar algún dato "anormal", a juicio del procesador, se elimina, requiriéndose experiencia para efectuar tal decisión en forma acertada. Entre las formas que facilitan tal actividad, conviene destacar la construcción de hidrógrafos de pozos, que consisten en un sistema de coordenadas, en el cual en abscisas se maneja tiempo y en ordenadas profundidad o elevación del nivel estático. Con tal gráfica un dato fuera de la tendencia normal, inmediatamente se identifica, recomendándose por consiguiente una revisión antes de eliminarlo.

Por otra parte, a las escalas de trabajo resulta mucho más objetivo, en una presentación, utilizar las gráficas señaladas, donde variaciones de pequeña magnitud son evidentes, condición que en las configuraciones no resulta igual, pues un pequeño desplazamiento de una curva en ocasiones no es apreciable.

Una ventaja más que hace recomendable la elaboración de los hidrógrafos, está en la facilidad que presentan para conocer en un mismo punto los cambios de nivel que ocurren con el tiempo, fluctuaciones cuyo análisis son importantes de conocer en la realización de un estudio geohidrológico, pues permiten identificar con conocimientos adicionales, los efectos predominantes que modifican las condiciones geohidrológicas regionales.

En el caso de la elaboración de modelos de simulación, la comparación de resultados en la etapa de calibración es mucho más fácil con los hidrógrafos de pozos y los correspondientes a puntos definidos en el modelo elaborado, teniéndose también que en esa forma, se conocen las desviaciones resultantes a modificar con las consideraciones hechas con el modelo.

Con todo lo expuesto, resulta evidente la conveniencia de elaborar las gráficas descritas, las que en zonas donde abundan puntos de observación, podrán realizarse para puntos seleccionados que permitan caracterizar toda el área en estudio.

Niveles Dinámicos.-

Un dato piezométrico del cual hasta ahora no se ha hecho mención, es el correspondiente a los niveles dinámicos, también conocidos como niveles de bombeo, cuya utilidad está restringida por la serie de efectos que pueden modificar su resultado y por la dificultad que se tendría si se quisiera tener características constantes en los diferentes tiempos de observación. Basta con pensar que en un mismo pozo puede cambiar con pequeñas variaciones del caudal de extracción y con el tiempo mismo que lleva operando.

No obstante, es común manejar estos datos acompañados del reporte del tiempo que llevaba en operación el pozo o pozos próximos y de los caudales de operación, siendo factible con esos elementos, calcular el caudal específico, parámetro relacionado con la transmisibilidad de las formaciones, tema de pláticas posteriores.

EFFECTOS QUE PROPICIAN CAMBIOS EN LA POSICION DE LOS NIVELES ESTATICOS DE LOS ACUIPEROS.

Como último punto y a manera de resumen se des-

cribirán en forma breve algunas causas y efectos que propician cambios en la posición de los niveles de agua.

Las variaciones que manifiestan los niveles de agua en los acuíferos pueden ocurrir en períodos prolongados o bien en períodos cortos, debiéndose tener en ambos casos, observaciones que permitan definir su forma y duración, las que se consiguen midiendo sistemáticamente la posición del nivel correspondiente, en pozos que se elijen de observación, tomando siempre en cada uno el mismo punto de referencia.

Entre las causas que propician variaciones considerables debe destacarse la lluvia, la que en esencia puede considerarse como única fuente de recarga y por tanto, es una fuente intermitente que varía día con día y año con año. La descarga, por otra parte, que se manifiesta con disminución en las elevaciones del nivel, puede ser natural o artificial, cuya magnitud depende en el primer caso, de la elevación original de los niveles, los que determinan el gradiente hidráulico de escurrimiento, mientras que en el segundo caso, la causa más común es el bombeo por medio de pozos, de cuya magnitud depende la velocidad de abatimiento de los niveles estáticos.

En el caso de una descarga natural los factores que intervienen en el abatimiento de los niveles son:

- a).- La capacidad de transmisión del agua, que a su vez depende de la permeabilidad de los materiales que constituyen el acuífero y del espesor de éste (K y b).
- b).- Del gradiente hidráulico bajo el cual ocurre el flujo de descarga.
- c).- Del coeficiente de almacenamiento del acuífero (S), término directamente relacionado con la porosidad y rendimiento específico de los materiales.

Con los elementos anteriores Jacob (1) encontró que el logaritmo de (h) la elevación del nivel, disminuye en forma directamente proporcional con el tiempo.

(1) Jacob.- Correlation of ground water levels and precipitation on Long Island, N. Y., (1944, pp 566-567).

Por otra parte, al hablar de que la lluvia es fuente de recarga al acuífero, no debe pensarse que su efecto en todos los casos es inmediato, pues además de que la distribución e intensidad de la precipitación tienen un efecto notable, debe considerarse también que parte llegará a escurrir y otra se evapora, restando la que puede alcanzar a alimentar a los mantos subterráneos, a los que puede llegar después de períodos cortos o muy prolongados, dependiendo de que el nivel de agua se encuentre somero o profundo y de la permeabilidad vertical de los materiales que sobreyacen a las formaciones acuíferas.

Una causa común que propicia abatimientos por períodos prolongados de los niveles, e inclusive abatimientos residuales no recuperables por recarga natural a los acuíferos, es el bombeo con pozos, cuyos efectos se detectan con información sistemática que en todos los casos se recomienda obtener, por ser de gran valor para el estudio de los acuíferos.

Fluctuaciones por períodos cortos de los niveles de agua pueden ocurrir por diferentes causas, requiriéndose para lograr su detección una frecuencia apropiada de observaciones, e inclusive un registro continuo en algunos casos.

La causa más común que propicia cambios instantáneos en la posición del nivel de agua, es el bombeo o suspensión de operación de pozos, cuyo registro de efectos es un elemento importante que se utiliza para la complementación de estudios geohidrológicos, tal como se verá en capítulos subsecuentes.

Otras causas que en México no es común registrar, pero que investigaciones en otros países han permitido conocer efectos, son los temblores de tierra, cuya onda de movimiento que provoca en acuíferos confinados expansiones y compresiones puede ser observada, habiéndose observado en registros continuos que las variaciones por este motivo, se caracterizan porque los abatimientos y recuperaciones provocados con respecto a un nivel original son de la misma magnitud.

En otras ocasiones se han llegado a detectar cambios propiciados por variaciones en la presión barométrica y por el movimiento de mareas en acuíferos costeros.

PROFUNDIDAD AL NIVEL ESTÁTICO, EN M.

PROFUNDIDAD AL NIVEL ESTÁTICO, EN M.

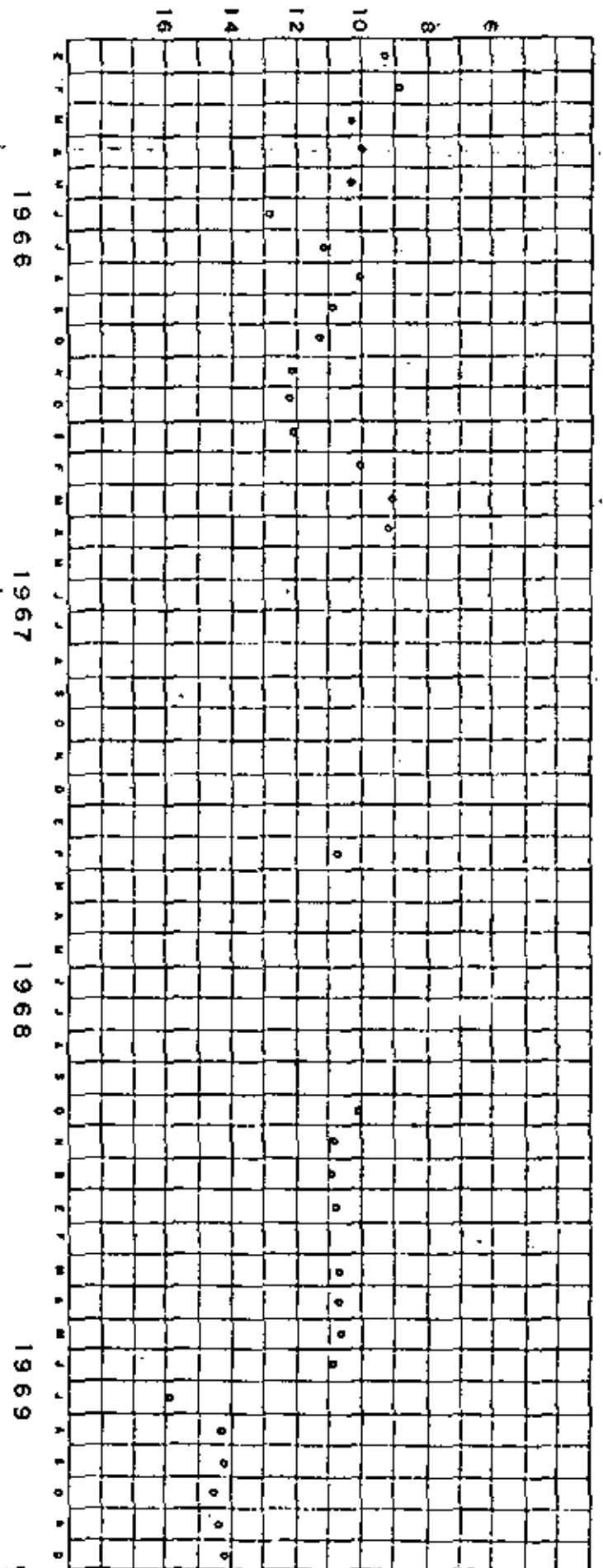
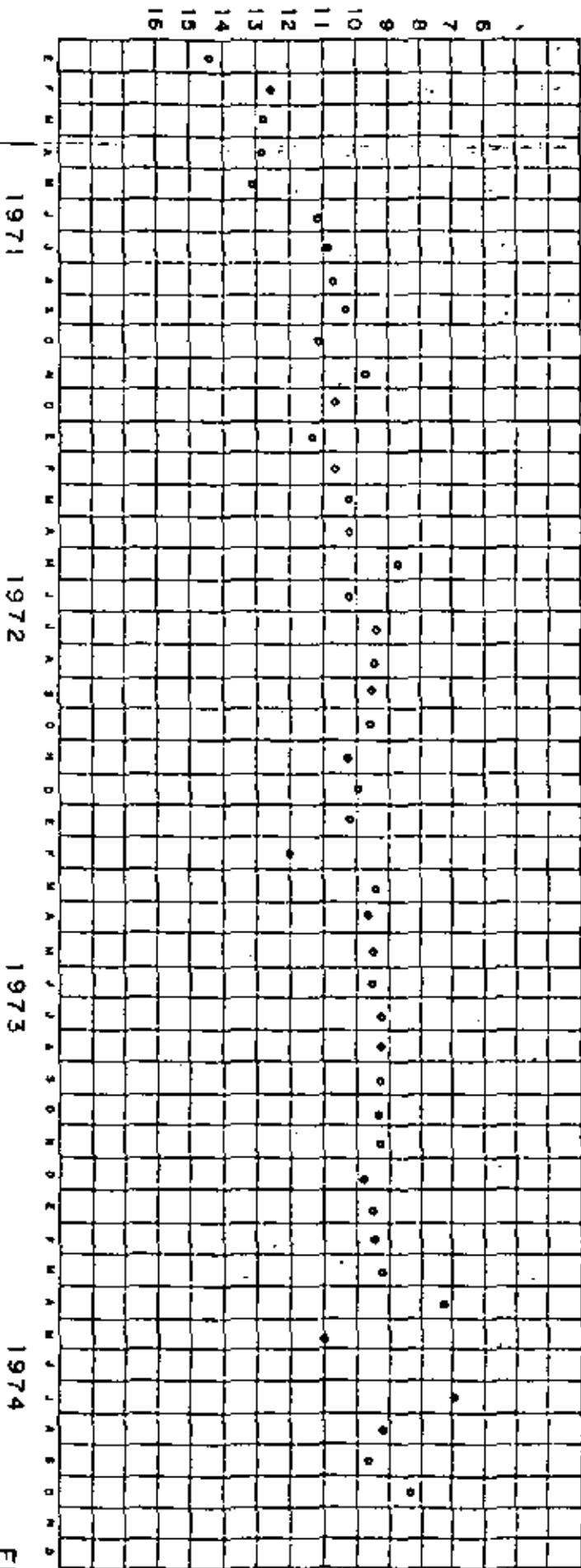
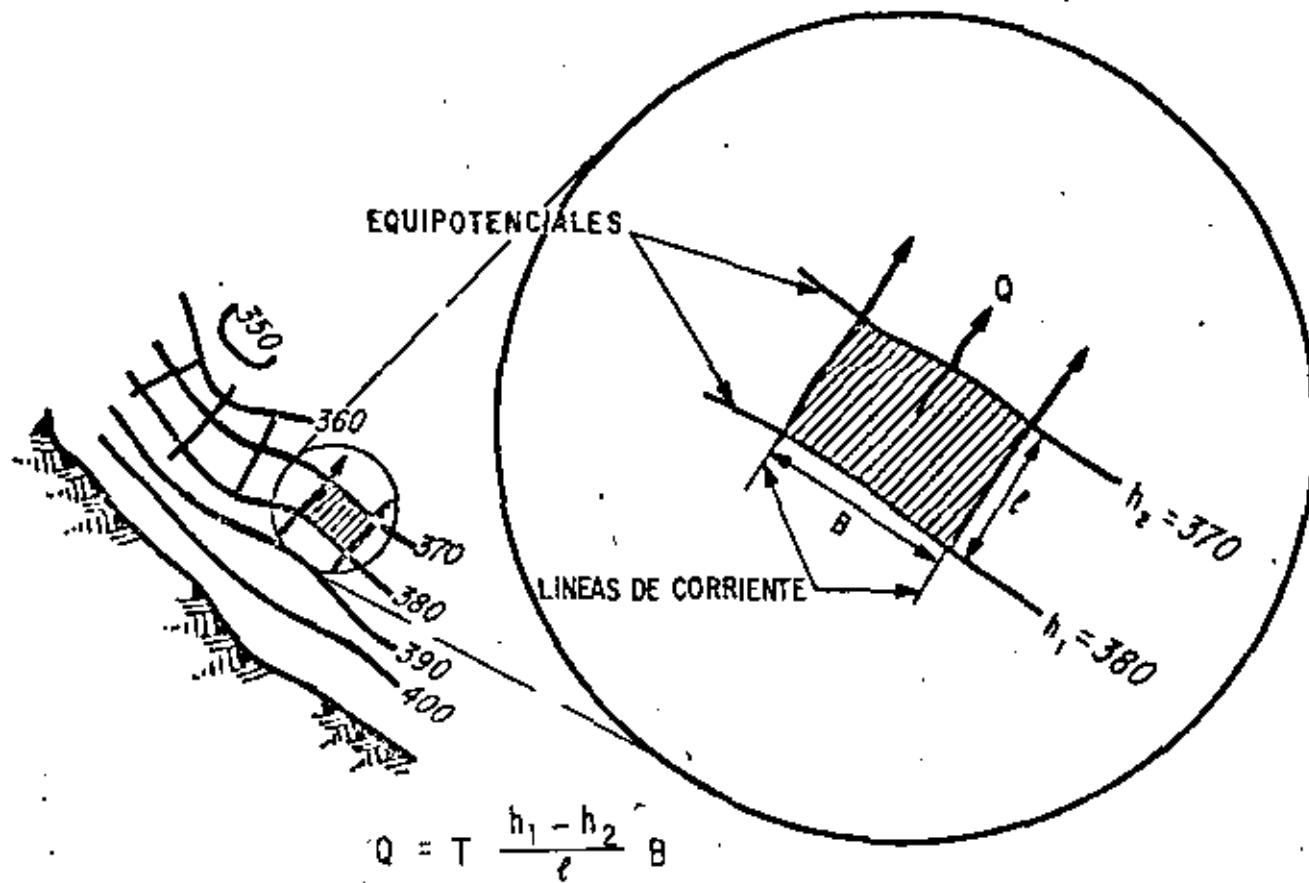
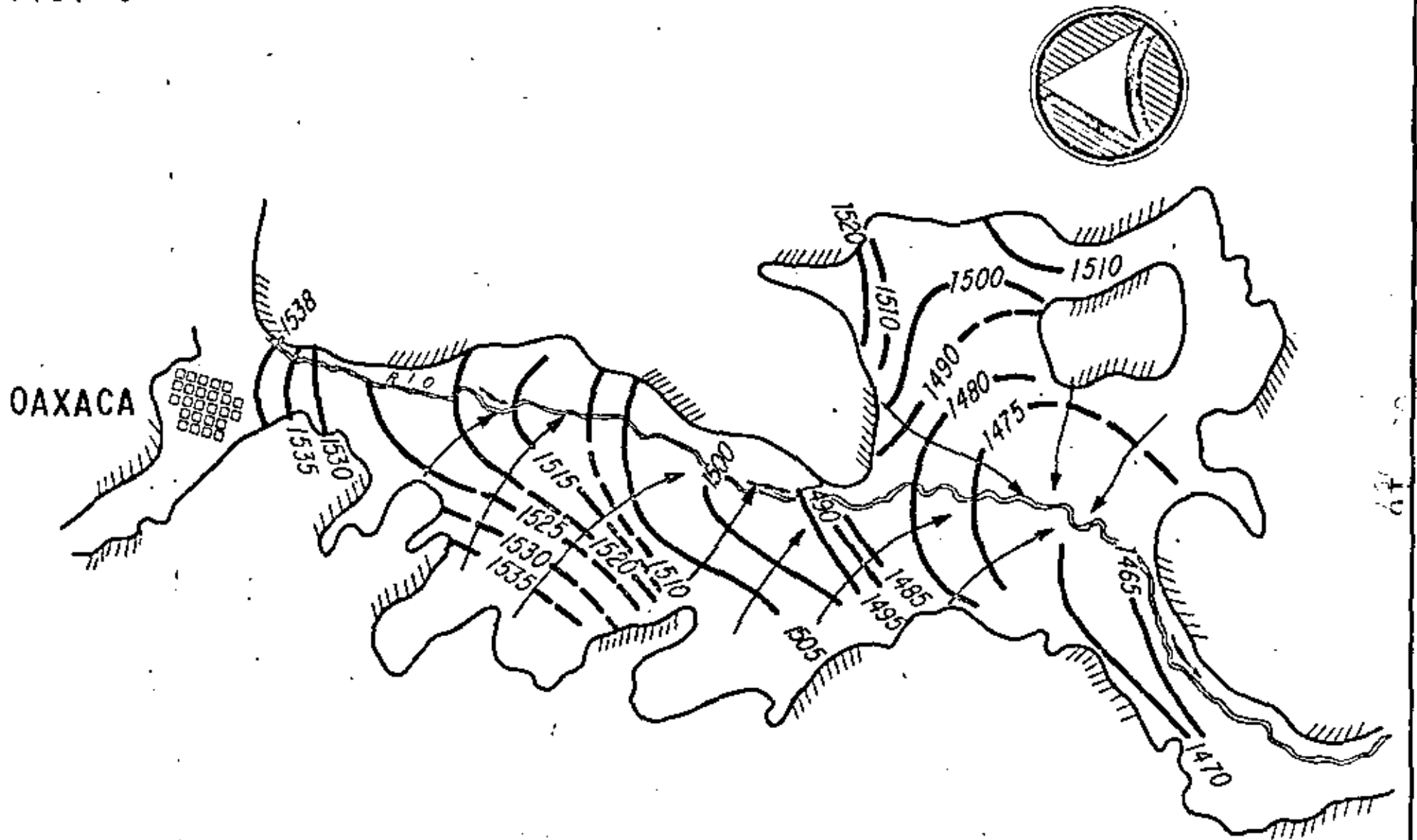


FIG.

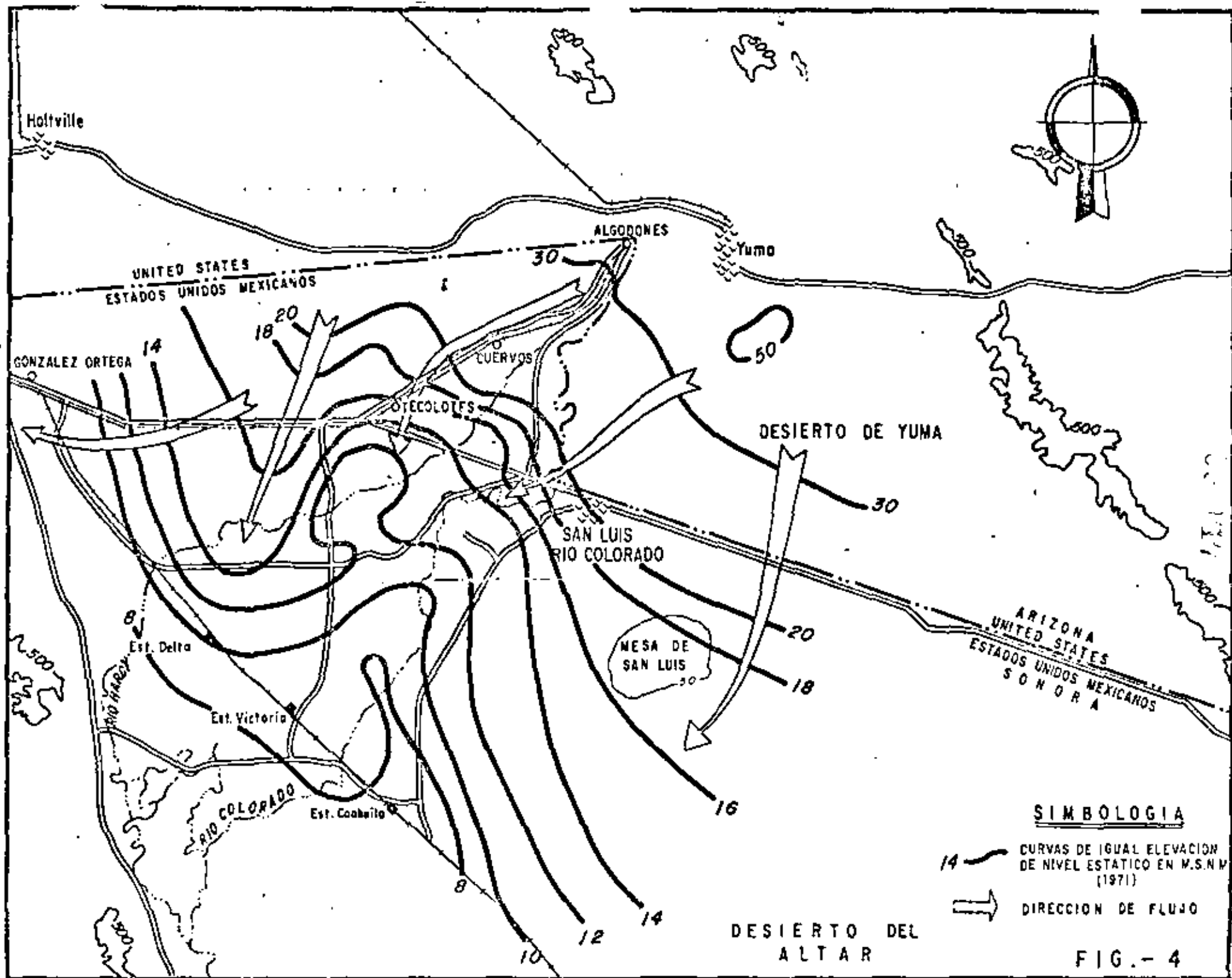


CALCULO DE CAUDALES DE FLUJO SUBTERRANEO

FIG. - 3



CONFIGURACION DE ELEVACION NIVEL ESTATICO MOSTRANDO LA INFLUENCIA QUE TIENEN
LOS LIMITES GEOLOGICOS Y LOS ESCURRIMIENTOS SUPERFICIALES

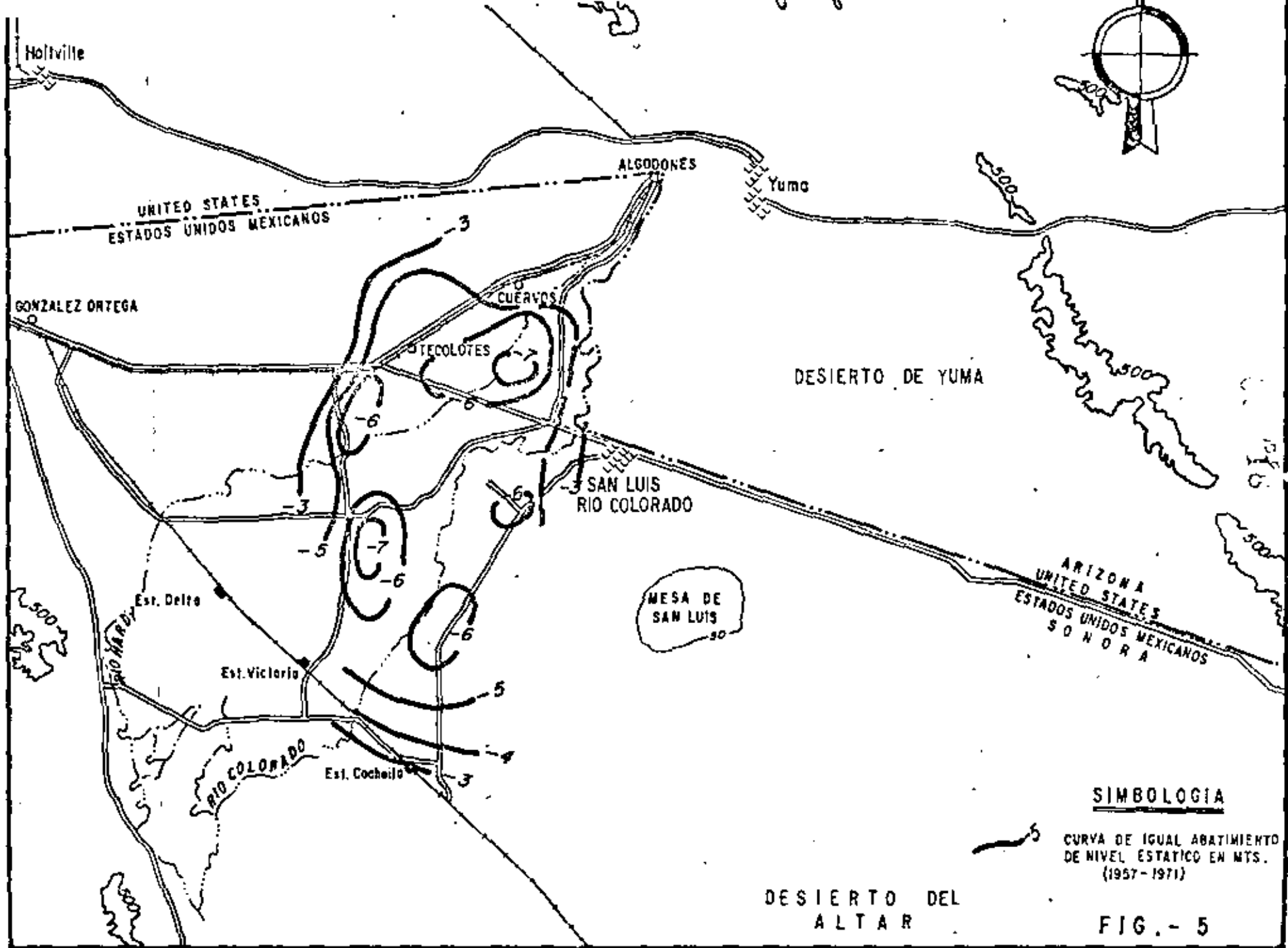


SIMBOLOGIA

- 14 — CURVAS DE IGUAL ELEVACION DE NIVEL ESTADICO EN M.S.N.M (1971)
- DIRECCION DE FLUJO

DESIERTO DEL ALTAR

FIG.- 4

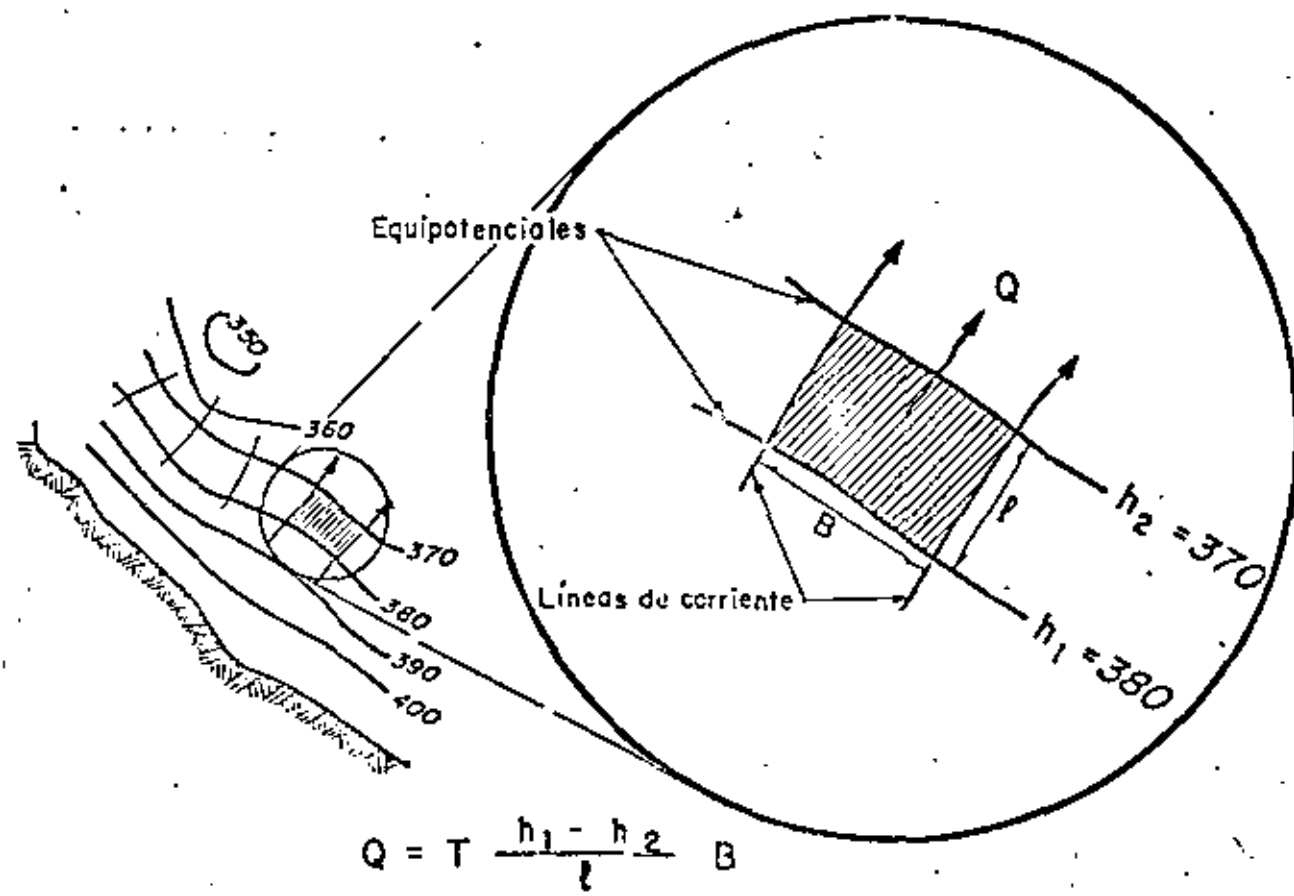


SIMBOLOGIA

CURVA DE IGUAL ABATIMIENTO
DE NIVEL ESTADICO EN MYS.
(1957-1971)

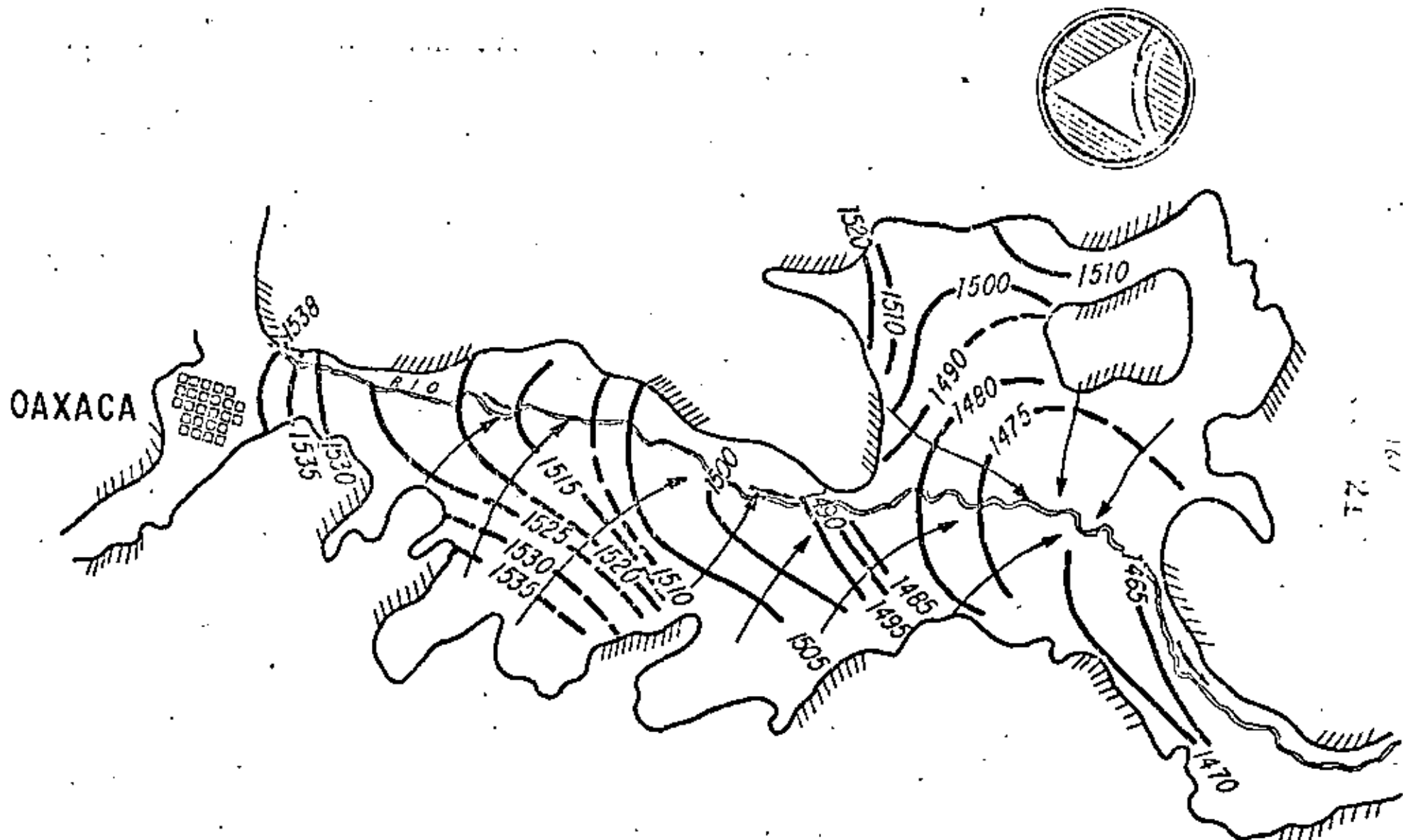
DESIERTO DEL
ALTAR

FIG.- 5



CALCULO DE CAUDALES DE FLUJO SUBTERRANEO

FIG. - 2



CONFIGURACION DE ELEVACION NIVEL ESTATICO MOSTRANDO LA INFLUENCIA QUE TIENEN
 LOS LIMITES GEOLOGICOS Y LOS ESCURRIMIENTOS SUPERFICIALES

FIG. - 3

156

161
 21

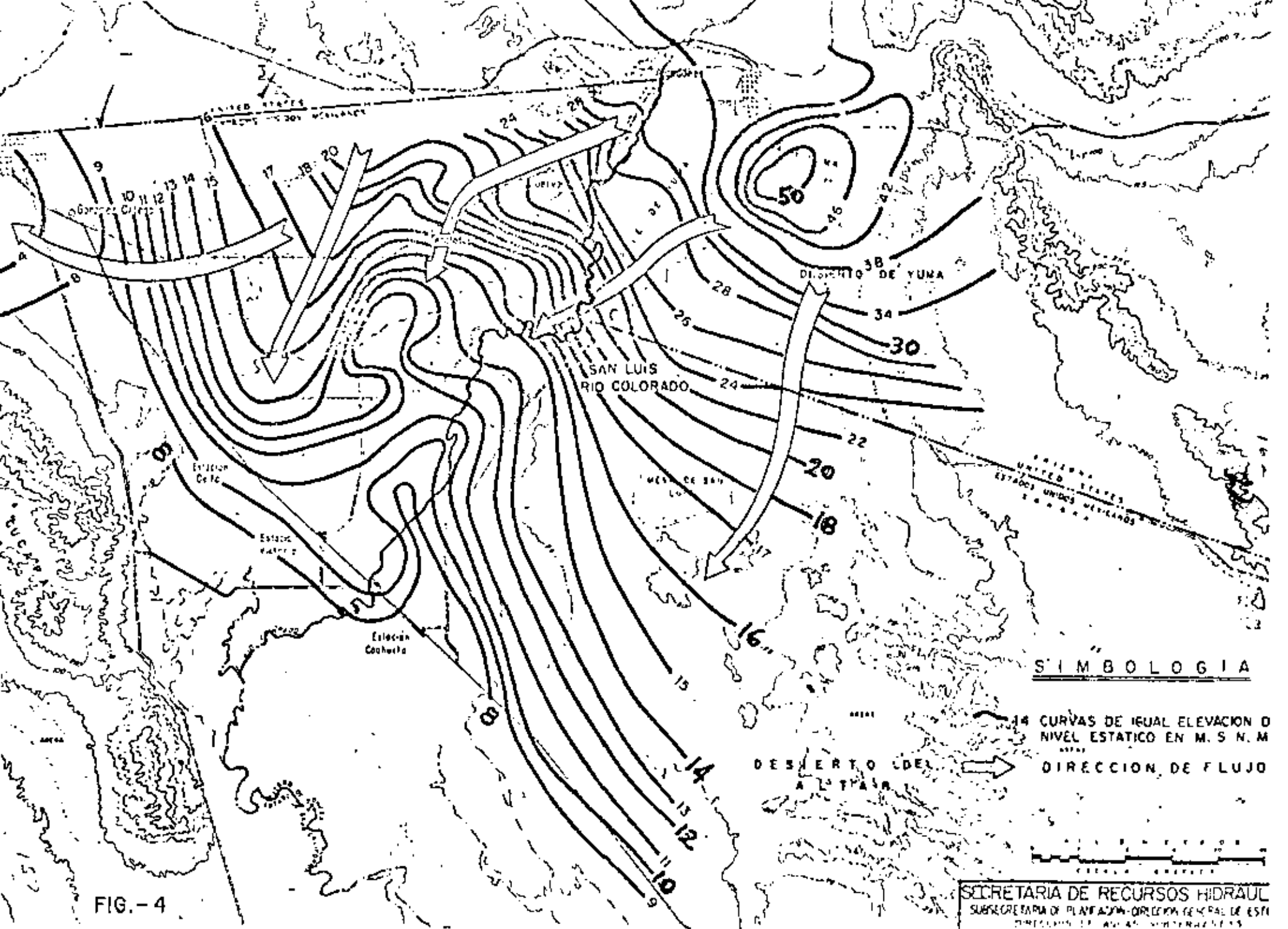


FIG.- 4

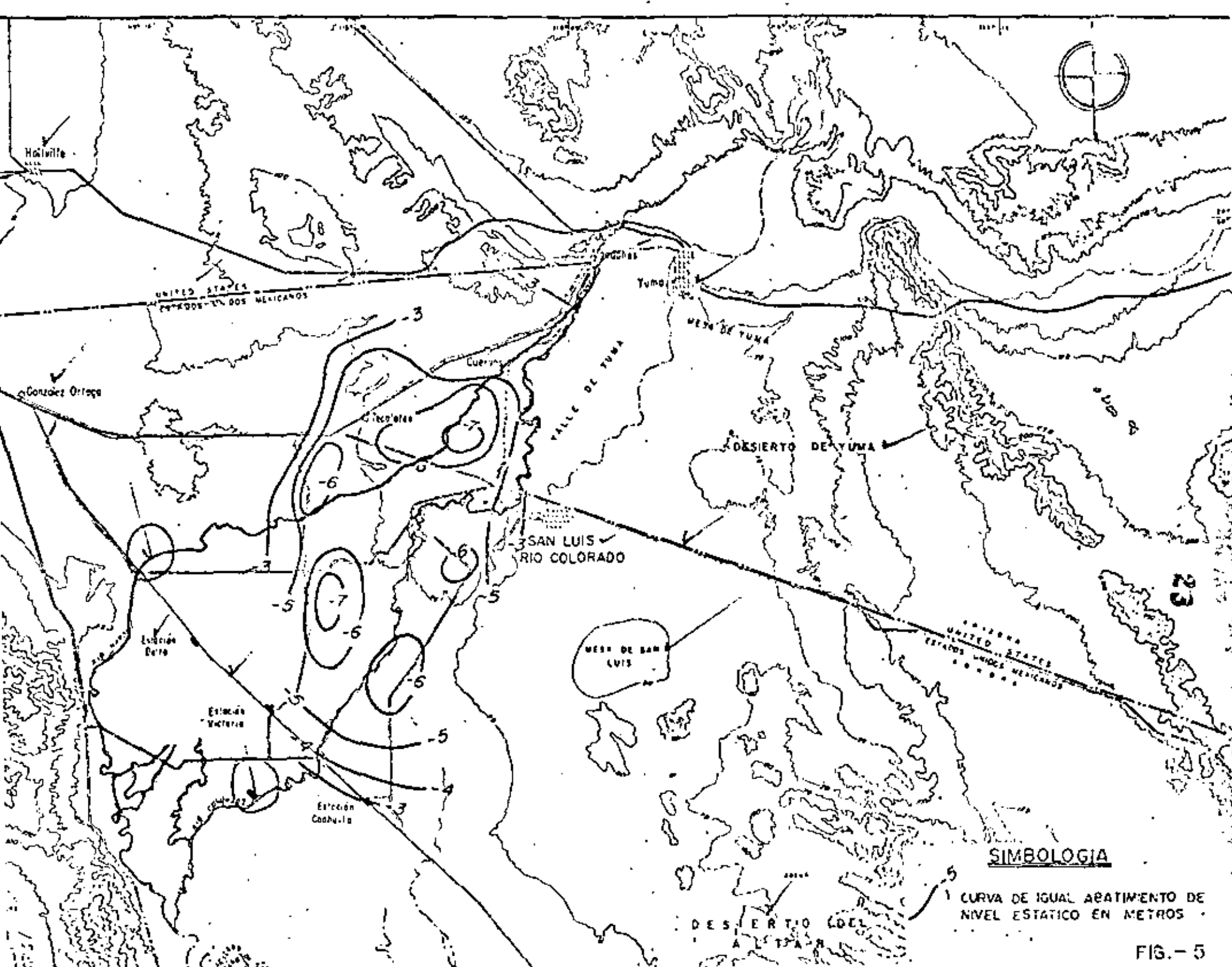
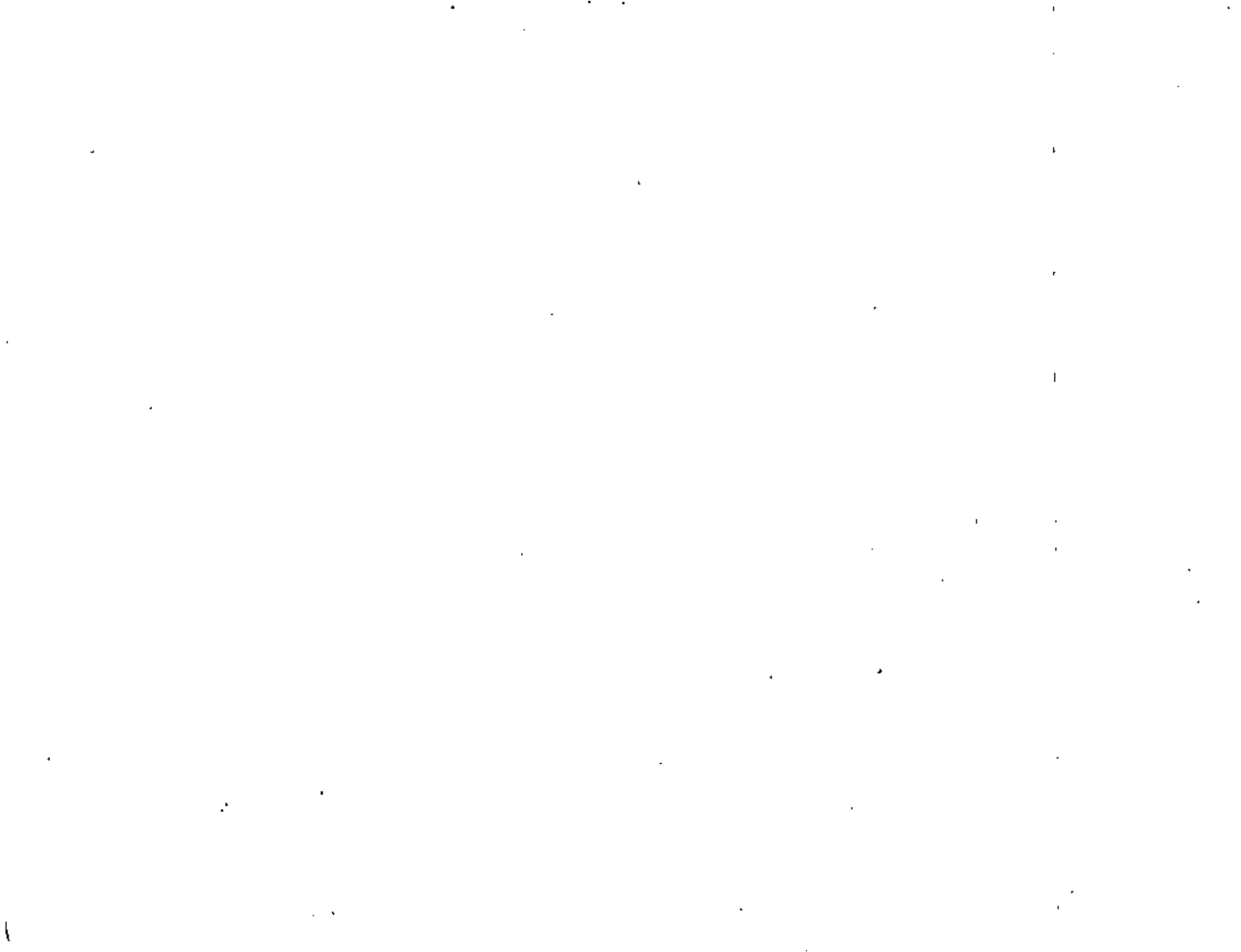


FIG.- 5





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

**EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS**

**APLICACION DE LAS TECNICAS DE ISOTOPOS AMBIENTALES AL ESTUDIO
DEL AGUA SUBTERRANEA**

DR. CARLOS LATORRE DIEZ

MARZO, 1981

CONTENIDO

1.	INTRODUCCION	1
2.	LOS ISOTOPOS	4
3.	LOS ISOTOPOS EN EL MEDIO AMBIENTE	
	A. TIPOS DE ISOTOPOS	8
	B. PROPIEDADES FISICAS	10
	C. VARIABILIDAD EN EL MEDIO AMBIENTE	13
4.	CASO DE ESTUDIO: ORIGEN DE LA RECARGA Y DE LA SALINIDAD DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS DEL VALLE DE MEXICALI Y LA MESA DE SAN LUIS.	19
	REFERENCIAS	28

1. INTRODUCCION

Con el fin de establecer las bases para el manejo y explotación de los recursos subterráneos, la Geohidrología utiliza la información proporcionada por diversas disciplinas, tales como Geología, Hidráulica, Geoquímica, etc. Es sólo cuando estas contribuciones se consideran como un todo, que la Geohidrología puede lograr sus objetivos.

En el presente trabajo se analizan los fundamentos y aplicaciones de una nueva herramienta técnica, la de Isótopos Ambientales, que en las últimas 2 ó 3 décadas se ha puesto a disposición de la Geohidrología, como una consecuencia directa de los usos pacíficos de la Energía Nuclear. Esta disciplina se basa en el uso de los elementos nucleares, ya sean isótopos radiactivos o estables, que existen en el ambiente y que a manera de trazadores permiten conocer el comportamiento dinámico de los sistemas hidrológicos. En principio este concepto es similar y complementario, y esto debe tenerse muy presente, a las técnicas usadas por la Geoquímica para analizar algunas características del agua subterránea.

Se debe tener clara la diferencia entre las técnicas de Isótopos Ambientales y las de Isótopos Artificiales. Las primeras utilizan co

no trazadores a los elementos nucleares que ya existen en el medio ambiente y que son una consecuencia de procesos naturales, provocados por ejemplo por la interacción de los rayos cósmicos, o bien por los eventos nucleares producidos por el hombre. Por otro lado las técnicas artificiales se refieren al uso de trazadores nucleares los cuales se añaden "artificialmente" al medio, según los deseos del experimentador. En el primer caso está implícita una actitud pasiva, de expectación, mientras que en el segundo caso se experimenta e interviene directamente el medio.

La utilidad de las técnicas artificiales para los trabajos geohidrológicos está restringida por la dispersión a que está sujeto el trazador y por el tiempo en que se puede observar su evolución en el medio, lo que prácticamente varía desde unas cuantas semanas hasta algunos meses. Esto hace que la aplicación de los Isótopos Artificiales a la Geohidrología esté limitada por lo general a estudiar características de tipo local, en aspectos tales como porosidad y permeabilidad de los acuíferos, velocidad, dirección y dispersión del agua subterránea, para citar algunos (Ref. 1). Los resultados que se obtengan de estos estudios serán válidos para toda una región dependiendo del número y representatividad de las experiencias, del tipo de material que constituye al acuífero, etc.

Por otro lado, la gran aceptación de las técnicas de Isótopos Ambientales se basa precisamente en su utilidad para estudiar procesos geohidrológicos de tipo regional, cuya evolución pudo haber tardado desde algunos años hasta miles de años. Otra de las ventajas de estas técnicas es que dentro de la variedad de los elementos nucleares que se pueden detectar en el ambiente se encuentran algunos que forman parte integral de la molécula del agua. Específicamente, estos elementos son el Tritio (H^3), el Deuterio (H^2) y el Oxígeno-18 (O^{18}). Estos elementos pueden proporcionar información fehaciente del comportamiento del agua en el subsuelo, y evitar así algunas incertidumbres de los análisis de inferencia en los que se basa, por ejemplo, la interpretación geoquímica.

Algunos procesos que ocurren dentro del ciclo hidrológico modifican el balance relativo de los elementos nucleares. Sin embargo, se ha demostrado que esta alteración obedece a patrones definidos, y lejos de representar una desventaja sirve para identificar, cuando las condiciones son favorables, los procesos a los que ha estado sujeta el agua subterránea, permitiendo rastrear su evolución.

En las siguientes secciones se analizan algunas propiedades importantes de los elementos nucleares y sus consecuencias dentro del Ciclo Hidrológico, así como algunos ejemplos ilustrativos de su aplica-

ción al estudio del agua subterránea.

2. LOS ISOTOPOS

El concepto de isótopos se utiliza en Física Nuclear para distinguir a los átomos que tienen iguales propiedades químicas pero diferente masa. Las propiedades químicas de un átomo están definidas por el número atómico (Z) del elemento sea el número de protones (partículas con carga positiva) que se localizan en su núcleo. Este número a su vez representa el número máximo de electrones que pueden encontrarse en órbitas alrededor del núcleo. En condiciones de equilibrio la carga negativa de los electrones compensará a la carga de los protones teniendo como resultado un átomo neutro. Dentro de este contexto, una reacción química es el producto de la combinación de diferentes átomos que interactúan por medio de sus electrones orbitales.

Ahora bien, en el núcleo de los átomos se encuentran además de los protones, los neutrones (que como su nombre lo indica no tienen carga) cuya masa es aproximadamente igual a la de los protones. El total de neutrones y protones de un núcleo se conoce como el número de masa (A). De esta forma, si varía el número de neutrones de 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 pero diferente número de

neutrones constituyen los isótopos de un elemento. Por lo general el isótopo más abundante y estable de un elemento tiene igual número de protones y neutrones.

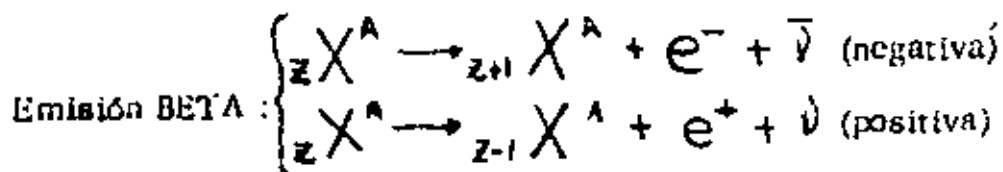
El exceso o déficit de neutrones de los isótopos de una familia, provoca en algunos casos cierta inestabilidad que trae como consecuencia que el isótopo tienda a cambiar, después de cierto tiempo, su estado o composición. A estos isótopos se les llama radiactivos o simplemente radioisótopos. Básicamente existen tres formas de decaimiento de los radioisótopos:

a) Emisión de rayos gamma (γ) o sea de un fotón, en cuyo caso el isótopo pasa a un estado energético más estable sin que esto implique cambio alguno en su composición nuclear.

b) Emisión Beta (β) que puede ser negativa o positiva. El decaimiento Beta negativo consiste en la creación de un protón y un electrón, más cierta energía, a expensas de la destrucción de un neutrón. El decaimiento Beta positivo es el inverso del anterior, es decir, se destruye un protón y se crean un neutrón y un positrón (electrón con carga positiva). En estos dos casos, la estructura interna del núcleo se altera y el elemento inicial pasa a ser otro de diferentes propiedades.

c) Emisión Alfa (α) en la que, al igual que en el caso Beta, cambia la estructura del radioisótopo al emitir un núcleo de Helio (formado por dos protones y dos neutrones). Al que se denomina partícula Alfa.

Los tres tipos de decaimiento se ilustran en las siguientes ecuaciones:



donde X^* representa al núcleo excitado, A es el número de masa y Z es el número atómico.

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 una ley exponencial en función del tiempo. Esto es una consecuencia directa de que cada núcleo tiene la misma probabilidad de decaer. De esta forma, si N_0 es el número inicial de radioisótopos que no han sufrido decaimiento, después de un tiempo t quedarán N radioisótopos sin decaer de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (1)$$

en donde λ es una constante de decaimiento. Esta ecuación nos indica que para cada radioisótopo existe un período fijo, que se

conoce como vida media ($T_{1/2}$), durante el cual el número de radioisótopos disminuye a la mitad del número inicial. Cada radioisótopo tiene una vida media que lo caracteriza y puede variar desde una millonésima de segundo hasta billones de años. El valor de la constante de decaimiento en función de la vida media está dado por la siguiente ecuación:

$$\lambda = \frac{0.693}{T_{1/2}} \quad (2)$$

Las características nucleares de los isótopos se pueden encontrar en la Tabla de los Núclidos. En la figura 1, se ha reproducido parte de esta tabla. Se podrá observar que aún el átomo más simple, el Hidrógeno, que tiene un solo protón en su núcleo ($Z = 1$), se presenta en tres formas isotópicas. El isótopo más abundante es el H^1 y como se podrá observar en la tabla, es estable. El siguiente isótopo es el H^2 el cual es comúnmente llamado Deuterio y se representa como D. Este isótopo además del protón tiene un neutrón en su núcleo y es estable. La tercera configuración isotópica, el H^3 , es conocido comúnmente como Tritio, T, y tiene un protón y dos neutrones. Este elemento es radiactivo y decae por emisión Beta, transformándose en He^3 . Su vida media es $T_{1/2} = 12.26$ años. Se recomienda al lector que analice personalmente esta tabla para aclarar algunos de los conceptos expresados en esta sección. Para un estudio más detallado de las características de los elementos

nucleares se puede consultar la Referencia 2.

3. LOS ISOTOPOS EN EL MEDIO AMBIENTE

A. TIPOS DE ISOTOPOS

En esta sección se analizan únicamente aquellos isótopos del medio ambiente que tienen una repercusión directa en el estudio de los sistemas hidrológicos y que han demostrado ser útiles en la práctica. Es natural esperar que los isótopos más importantes para estos estudios son los isótopos de la molécula del agua.

Las configuraciones isotópicas de esta molécula que se encuentran con mayor frecuencia en la naturaleza son el H_2O^{16} , que es la de mayor abundancia, el HDO^{16} , H_2O^{18} y la molécula con átomos de Tritio, agua tritiada, la que simplemente se denotará como HTO . Todas estas configuraciones, con excepción de la última, son estables. En la tabla número 1 se han proporcionado algunos valores característicos de las concentraciones de estos isótopos en el medio ambiente.

En dicha tabla, los valores de isótopos estables corresponden a un promedio de las aguas oceánicas, que en principio tienen la mayor concentración de estos isótopos, en relación a las otras etapas del agua en el ciclo hidrológico. Estos son los resultados de un muestreo de los océanos que se realizó a nivel mundial alrededor de 1950. Uno de los principales resultados del muestreo es que se comprobó que

RELACION ISOTOPICA	VALOR	REFERENCIA	CONCENTRACION EQUIVALENTE
$\frac{D}{H^1}$	$\frac{1}{6328}$	SMOW(*)	~ 160 ATOMOS D / 10^6 ATOMOS H ¹
$\frac{O^{18}}{O^{16}}$	$\frac{1}{501.7}$	SMOW(*)	~ 2000 ATOMOS O ¹⁸ / 10^6 ATOMOS O ¹⁶
$\frac{T}{H^1}$	$\sim 10^{-17}$	NATURAL	~ 10 ATOMOS T / 10^{18} ATOMOS H ¹
	$\leq 5 \times 10^{-15}$	PRUEBAS ATOMICAS (1963)	~ 5000 ATOMOS T / 10^{18} ATOMOS H ¹

(*) SMOW : PATRON MUNDIAL DE AGUAS OCEANICAS

TABLA I

la composición isotópica de los océanos es bastante uniforme, independientemente de que esté mezclada con agua fresca. Esto ha permitido definir un Patrón Mundial de Aguas Oceánicas, SMOW, y con respecto a él se expresan los contenidos isotópicos de cualquier muestra de agua, de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\delta = \frac{R - R_{SMOW}}{R_{SMOW}} \times 10^3 \quad \text{‰} \quad (3)$$

en donde R es el coeficiente $\frac{D}{H^1}$ ó $\frac{O^{18}}{O^{16}}$ de la muestra de agua, y su correspondiente resultado δ_D ó δ_{18} se expresa respecto a mil (‰). Los valores típicos de δ para el agua dentro del ciclo hidrológico, se encuentran desde aproximadamente $\delta_D = \delta_{18} \approx 0$ para el agua en el océano, hasta valores tales como $\delta_D \approx 400 \text{ ‰}$ ó $\delta_{18} \approx 40 \text{ ‰}$ (rango de valores).

Similarmente, para simplificar en la práctica la expresión de los valores de Tritio, se utiliza la Unidad de Tritio, U.T., definida como la concentración en la que existe un átomo de T por cada 10^{18} átomos de H^1 . De esta forma en la tabla 1 se encuentra que el contenido de Tritio producido en forma natural es del orden de 10 U.T., y que como consecuencia de las pruebas nucleares en 1963 se detectaron concentraciones del orden de 5000 U.T.

Es verdaderamente impresionante el darse cuenta que los grandes avances tecnológicos de este siglo hayan permitido desarro

llar instrumentos científicos tan precisos como para medir las concentraciones isotópicas indicadas en la cuarta columna de la tabla 1. El lector interesado en conocer las bases de estos instrumentos, puede consultar la Referencia 2. Para los fines del presente trabajo, basta señalar que la precisión de las medidas es del orden de $\pm 1 \%$ para la δ_D , de $\pm 0.1 \%$ para δ_{18} y de ± 0.1 U.T para el Tritio.

Otros radioisótopos que se han utilizado para el estudio de las aguas subterráneas son el Carbono-14, C^{14} y el Silicio-32, Si^{32} . El primero tiene una vida media de aproximadamente 5730 años y el segundo de $T_{1/2} = 600$ años. Existen algunas dificultades para el uso de estos elementos en los estudios del agua subterránea debido principalmente a que pueden reaccionar químicamente en el subsuelo. (ver por ejemplo la Referencia 7). Con esta salvedad, el método que se discute en las siguientes secciones para la aplicación del Tritio, es válido para estos radioisótopos, considerando obviamente su diferente tiempo de decaimiento.

B. PROPIEDADES FISICAS

En esta sección se analizan los principales procesos físicos que pueden alterar el contenido isotópico de un sistema.

DECAIMIENTO RADIOACTIVO. En el caso de que el sistema esté compuesto inicialmente por N_0 isótopos radiactivos, la emisión

nuclear, discutida en la sección 2, alterará su concentración en el transcurso del tiempo, de acuerdo a la ley de decaimiento establecida en la ecuación 1.

En particular, si se detecta un número N de radioisótopos y se conoce su número inicial N_0 , es posible calcular el tiempo transcurrido entre ambos eventos usando la ecuación 1, en la siguiente forma:

$$t = \frac{1}{\lambda} \frac{\log N_0}{\log N} \quad (4)$$

EVAPORACION Y CONDENSACION. Debido a que los isótopos ligeros son más volátiles que los pesados, lo cual es una manera señalada de expresar que los ligeros tienen una mayor presión de vapor, al elevar la temperatura de un sistema y producir un cambio de estado, el sistema perderá preferentemente isótopos ligeros y se enriquecerá en isótopos pesados. Por ejemplo, si se tiene inicialmente un volumen V_0 de agua cuya concentración relativa de isótopos pesados es δ_0 , ya sea $\frac{D^{18}}{O^{16}}$ o $\frac{D}{H^1}$, al elevar la temperatura y producir evaporación, después de un tiempo t el volumen será V_t y su concentración isotópica será δ_t , tales que:

$$V_t \text{ menor que } V_0$$

y

$$\delta_t \text{ mayor que } \delta_0$$

o sea que después del tiempo t , la concentración de isótopos pesados en el líquido será mayor. Se debe notar que la pérdida de isótopos ligeros de la fase líquida representa una ganancia de estos isótopos en la fase de

vapor, de tal forma que entre las dos fases se conserva el número total de isótopos.

Similarmente, en el caso inverso o sea durante los procesos de condensación o congelación, el sistema inicial, por ejemplo el vapor, cederá preferentemente isótopos pesados a la fase final, que para el ejemplo sería el líquido.

Los procesos de evaporación y condensación del agua en la atmósfera repercuten directamente en el contenido isotópico de la precipitación pluvial de acuerdo a ciertos patrones tales como mes del año, latitud de la región, altura del terreno. Estos aspectos y sus aplicaciones a la Climatología se analizarán en las siguientes secciones.

Los cambios de fase, ya sea por evaporación o por -- condensación, no sólo producen una alteración del contenido isotópico de una familia, como se vió en los párrafos anteriores, sino que además producen cambios, bien definidos, del contenido isotópico de una familia con respecto a otra. En particular en las siguientes secciones se estudiará la alteración producida en la familia del Hidrógeno con respecto a la del Oxígeno, y cómo este hecho se utiliza en la práctica para identificar agua que ha sido evaporada por ejemplo durante su almacenamiento en una presa o lago.

INTERCAMBIO ISOTÓPICO. Cuando dos materiales de diferente contenido isotópico se ponen en contacto, existe una tendencia natural a intercambiar sus isótopos, sin que esto implique que existan efectos cinéticos (energía de movimiento) en sus moléculas, como es el caso de la evaporación. Una reacción de intercambio sería la siguiente



Más adelante se mencionará cómo este intercambio isotópico es muy valioso para estudiar los campos geotérmicos.

C. VARIABILIDAD EN EL MEDIO AMBIENTE

Para poder utilizar los isótopos ambientales como trazadores del agua en el subsuelo es necesario analizar su comportamiento en el ciclo hidrológico. Para este fin se estudiará en las siguientes secciones, por separado, su comportamiento de acuerdo a donde se encuentran: ya sea la atmósfera, la superficie o el subsuelo.

C.1 EN LA ATMÓSFERA

TRITIO

La concentración natural de Tritio en la atmósfera ha sido significativamente aumentada en las dos últimas décadas por las deiciones nucleares. Su distribución en el globo terráqueo por lo general está vinculada a las zonas donde se han producido las explosiones y a la

circulación de las masas de humedad.

Variación Estacional : El movimiento de masas húmedas produce una variación de Tritio con respecto a las estaciones del año, tal que para el hemisferio norte se encuentran valores máximos durante verano y mínimos durante invierno, como se puede observar en la Fig. 2. con datos para Orawa, Canadá. Estos valores se invierten para el hemisferio Sur. Nótese en la misma figura los altos valores registrados en 1963, debido a las explosiones nucleares.

Variación con la Latitud : Por lo general se observa que en el hemisferio norte la concentración de Tritio es mayor que para el hemisferio sur y que de igual forma la concentración en los continentes es mayor que en los océanos. Estos aspectos se pueden observar en la Fig. 3, en donde se ha mostrado la distribución mundial de Tritio para el año de 1963. En ese año, en que los niveles de Tritio fueron máximos, en México se obtuvieron valores del orden de 180 U.T. En la actualidad un valor típico podría ser 15 U.T.

OXIGENO-18 Y DEUTERIO

Las variaciones de los isótopos estables están gobernadas por los efectos de evaporación, condensación e intercambio isotópico mencionadas en la sección anterior. Es difícil determinar con detalle, el grado en que cada uno de estos procesos influye en los diferentes aspectos del ciclo hidrológico. Afortunadamente, se ha demostrado que en términos generales se pueden definir pa-

trones a los que se ajustan aproximadamente ciertos procesos del ciclo hidrológico, lo que permite caracterizar isotópicamente estos procesos.

Variación Estacional : Distribuidas en el globo terráqueo, se tienen una serie de estaciones en donde se recogen mensualmente muestras de precipitación pluvial. El análisis de los datos ha permitido determinar que existe una variación mensual de δ_D y δ_{18} y que sus valores respectivos aumentan en verano y disminuyen en invierno. Esta variación se puede observar en la figura 4 para la estación Nord en Groenlandia.

Variación con la Latitud : La variación de temperaturas tiene una influencia directa en las concentraciones de δ_D y δ_{18} en el globo terráqueo. En general se ha detectado que los valores de δ_D y δ_{18} son altos en las zonas tropicales y disminuyen hacia los polos. En general existe una buena correlación entre el contenido de isótopos estables y la temperatura media anual, que a su vez está relacionada con la latitud. Estos resultados se ilustran en la fig. 5. Para las estaciones cercanas a los océanos, y con temperaturas medias anuales en superficie $T_A < 10^\circ C$, se cumple que:

$$\begin{aligned} \delta_{18} &= 0.69 T_A - 13.6 \text{ ‰} \\ \delta_D &= 5.6 T_A - 100 \text{ ‰} \end{aligned} \quad (6)$$

Para las estaciones en los continentes las ecuaciones anteriores no son válidas ya que están sujetas al Efecto Continental, que indica que los valores de δ_D y δ_{18} disminuyen (se hacen más negativos) 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 (Fig. 7).

Variación con la Altura : Las alteraciones isotópicas causadas por la evaporación y el intercambio isotópico en la precipitación pluvial serán más notorias conforme sea mayor su trayectoria hasta llegar al suelo. De esta forma, es de esperarse que el contenido de δ_D y δ_{18} de la precipitación pluvial al nivel del mar esté más enriquecido en isótopos pesados que el de aquella 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.

En un estudio isotópico en Nicaragua, (Ref. 8), se encontró que la

δ_{18} variaba 0.26‰ por cada 100 metros de altura. Este resultado se ilustra en la Fig. 6 . Estos valores variarán dependiendo de las condiciones de temperatura de cada región; sin embargo se espera por lo general encontrar valores entre 0.16 y 0.70‰ por cada 100m.

En general, los cambios por evaporación, condensación, etc. a que está sujeta el agua en la atmósfera son cambios graduales que se realizan, en términos generales, bajo condiciones de equilibrio. En el medio ambiente esto se eviden-

cia por el hecho de que, por lo general, la precipitación pluvial en el mundo tiene un contenido de δ_D y δ_{18} cuya variación se ajusta a la siguiente ecuación, que se llama comúnmente, línea meteórica (Fig. 1)

$$\delta_D = 8\delta_{18} + 10. \quad (7)$$

Es a lo largo de esta línea en donde se evidenciarán los efectos que influyen en el contenido isotópico de la precipitación.

C2. EN LA SUPERFICIE

Los efectos isotópicos descritos en la sección anterior caracterizan en términos generales a las aguas superficiales. Se debe considerar, claro está, que la evolución retardada de estos sistemas, puede causar en algunos casos la alteración del contenido isotópico debido a la superposición de varios eventos o a la mezcla de cuerpos de agua.

EVAPORACION EN PRESAS Y LAGOS: Existe sin embargo un caso especial de gran importancia, que es la evaporación de estos sistemas cuando sus aguas se almacenan en presas o lagos. La intensa evaporación a que están sujetas estas aguas causa un enriquecimiento de isótopos pesados y además, debido a que el proceso es violento, se produce fuera de equilibrio, lo que causa que la variación relativa de las familias isotópicas, el Oxígeno e Hidrógeno, no cumplan la ecuación (7). 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, tienen una correlación lineal dada por la siguiente ecuación:

$$\Delta D = (5 \pm 1) \Delta O^{18} \quad (8)$$

en donde Δ es $(\delta - \delta_I)$ y δ_I es el coeficiente isotópico inicial del agua de precipitación que llegó al depósito.

03. EN EL SUBSUELO

Las principales alteraciones del contenido isotópico de las aguas ya en el subsuelo, pueden deberse en el caso de los radioisótopos al decaimiento radiactivo, toda vez que ya no existe el contacto con la atmósfera que es donde se produce constantemente el radioisótopo. Conociendo la concentración del radioisótopo en el subsuelo y estimando su concentración inicial en el momento de infiltrarse, se tiene una medida del tiempo de residencia del agua en el subsuelo. (ecuación 4).

CAMPOS GEOTERMICOS: En el caso de los isótopos estables, éstos pueden alterarse principalmente por mezcla con diferentes cuerpos de agua. Existe un caso adicional de gran importancia que es el de intercambio isotópico con los minerales del subsuelo. En condiciones normales, el intercambio de Oxígeno-18 con las rocas es muy lento y sólo se evidencia después de miles de años. Circunstancialmente este hecho se ha utilizado para estimar edades de agua en el rango de aplicación del Carbono-14.

Sin embargo el intercambio de Oxígeno-18 arriba mencionado, puede acelerarse marcadamente al elevar la temperatura, tal y como sucede en los campos Geotermales. En este caso el contenido de Oxígeno-18 del agua sobrecalentada tiende a equilibrarse con el alto contenido de Oxígeno-18 de las rocas, especialmente los Silicatos y Carbonatos, mientras que el Deuterio del agua no se altera. Esto trae como consecuencia que se produzca una línea isotópica característica de los campos geotermales, dada por:

$$\Delta D = (0 \pm 2) \Delta O^{18} \quad (9)$$

en donde se ha utilizado la misma nomenclatura que para la ecuación (8).

Los conceptos expresados en estos tres incisos se ilustran en la figura 8 . .

4. CASO DE ESTUDIO: ORIGEN DE LA RECARGA Y DE LA SALINIDAD DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS DEL VALLE DE MEXICALI Y LA MESA DE SAN LUIS.

4.1. GENERALIDADES

El Valle de Mexicali está formado por depósitos aluviales con un grosor que excede los 2,500 mts. Con anterioridad a las obras de regulación de las avenidas del río Colorado, éste divagaba por el valle hasta descargar en el Golfo de California, y a su paso, las infiltraciones representaban la principal fuente de recarga de la región.

En la actualidad, los escurrimientos del río Colorado están totalmente controlados por una serie de presas de almacenamiento situadas en los Estados Unidos.

Conforme al tratado de aguas entre México y Estados Unidos, corresponde a México un volumen anual del río Colorado de 1,850 millones de m^3 . Este volumen se entrega en la Presa Morelos, y en menor cuantía a través del canal Sánchez Mejorada, para de ahí distribuir el agua para riego en las diferentes zonas agrícolas. Entre 1960 y 1974 un volumen de agua de aproximadamente 260 millones de m^3 procedente del Valle del Wellton Mohawk, fue contabilizada como parte de la cuota anual correspondiente a México. La calidad química de esta agua era pésima, con un contenido de sales del orden de 4,000 ppm. Estas aguas eran mezcladas con agua de buena calidad de la Presa Morelos (Fig. 9), para diluir la salinidad y poder usarlas para riego. Como resultado de la mezcla, la salinidad promedio de las aguas superficiales de riego aumentó de aproximadamente 1,000 ppm a un valor del orden de 1,500 ppm. Actualmente las aguas del Wellton Mohawk no se consideran parte de la cuota correspondiente a México. Hasta 1976 estas aguas se vertían al Golfo de California utilizando el antiguo lecho del río Colorado, por lo que parte del flujo se perdía en infiltración. En la actualidad se utiliza un canal revestido para transportar estas aguas.

En las últimas dos décadas se ha aumentado la explora-

ción de las aguas subterráneas del Valle de Mexicali para compensar el déficit de agua de riego, lo que ha provocado un descenso de los niveles estáticos. Asimismo se ha notado durante este período, la aparición de zonas de salinidad mayor a 2,200 ppm a lo largo del lecho del río Colorado, y en áreas dentro del distrito de riego (ver fig. 10).

4.2. OBJETIVOS DEL ESTUDIO ISOTÓPICO

- a) Identificar el origen de la recarga del agua subterránea de la Mesa de San Luis.
- b) Determinar las causas del incremento de salinidad del agua subterránea del Valle de Mexicali.
- c) Identificar el origen de la recarga de agua subterránea en los campos geotérmicos.

4.3. CONSIDERACIONES PARA EL USO DE ISÓTOPOS AMBIENTALES

Los isótopos ambientales utilizados en esta investigación fueron los isótopos estables, O-18 y Deuterio, y el radioisótopo Tritio. Las hipótesis iniciales para decidir el uso de las técnicas de isótopos ambientales fueron:

- 1) Que los efectos de altura y latitud podrían caracterizar las aguas originales del río Colorado y distinguir las de otros posibles cuerpos de agua de la región.
- 2) Que los efectos por evaporación podrían caracterizar

isotópicamente a las aguas actuales del río Colorado, las que son almacenadas en diversas presas de los Estados Unidos.

3) Que el agua de mar se podría distinguir isotópicamente de los demás cuerpos de agua de la región.

4) Que el intercambio isotópico del agua producido en los campos geotérmicos seguiría una línea característica de estos procesos, o sea con pendiente del orden de cero.

4.4 RESULTADOS

A IDENTIFICACION DE CUERPOS DE AGUA

En la figura 11 se muestran los puntos, ya sean pozos o canales, en donde se muestreó agua de la región (Ref. 8). Los resultados isotópicos se han graficado en la Fig. 12, en donde se pueden distinguir claramente cuatro cuerpos de agua. Dentro del círculo I se han incluido los valores más empobrecidos en isótopos estables, que son característicos de aguas procedentes de zonas montañosas frías, que no han sido alteradas por procesos de evaporación. Los valores de Tritio de estas muestras (menores de 2 U.T) indican que fueron infiltradas hace más de 40 años. Por lo anterior, se puede afirmar que estas muestras caracterizan el agua original que llegaba al Valle de Mexicali, con anterioridad a las obras de almacenamiento del río Colorado.

El grupo identificado con el círculo II corresponde a las

muestras de agua del río Colorado, tal y como se reciben actualmente en la presa Morelos. El contenido isotópico de este grupo sugiere que sus aguas han estado sujetas a evaporación, lo que es de esperarse debido a su tiempo de residencia en las presas de Estados Unidos. Su contenido de Tritio es del orden de 170 U.T., que corresponde a aguas recientes precipitadas en latitudes más al norte de la zona de estudio.

El grupo identificado con el círculo III corresponde a muestras obtenidas a lo largo del canal Wellton Mohawk. Su contenido isotópico es significativamente diferente a los otros grupos y su concentración de Tritio es alta, con un valor de 195 U.T.

Las muestras más enriquecidas en isótopos pesados corresponden a las aguas de la Mesa de San Luis. Su contenido de Tritio es menor de 2 U.T., y por lo tanto este grupo es isotópicamente diferente a los anteriores. Sus características se analizarán en las siguientes secciones.

En la misma gráfica se han presentado con cruces los valores isotópicos de muestras obtenidas en el campo geotérmico de Cerro Prieto (Ref. 7). Sólo es necesario señalar por el momento que el contenido isotópico de estas muestras es significativamente diferente de los demás grupos, y que su enriquecimiento de δ_{18} es mayor que el de δ_{16} .

B. ORIGEN DE LA RECARGA DEL AGUA SUBTERRÁNEA DE LA MESA DE SAN LUIS

La Fig. 13 corresponde a la gráfica δ_0 vs δ_{18} de las muestras de agua subterránea de la Mesa de San Luis. Los resultados isotópicos muestran una amplia gama de valores y son característicos de aguas de origen meteórico, ya que la pendiente de su regresión lineal es de $m = 7.4$, cuyo valor es muy similar al de la línea meteórica mundial (ver cc. 7). El valor con menor contenido de isótopos pesados (muestra 48) coincide con el de las aguas originales del río Colorado. Al moverse hacia el este de la Mesa de San Luis se aumenta el contenido isotópico, hasta alcanzar el valor máximo en la muestra 41. El valor de esta última muestra corresponde a aguas meteóricas precipitadas a menor altura y latitud que las del río Colorado. Una estimación de la diferencia de alturas se puede obtener si se supone una variación de -0.26% de δ_{18} por cada 100 m, lo que resulta en una diferencia de altura del orden de 2,400 m. En esta estimación no se consideran las posibles variaciones debido al efecto Continental (latitud). Consideraciones geohidrológicas adicionales permiten identificar la recarga de este flujo en la cuenca del río Gila.

C. ORIGEN DE LA SALINIDAD DEL AGUA SUBTERRÁNEA DEL VALLE DE MEXICALI.

C.1 ZONA INTERIOR

Los resultados de isótopos estables de las muestras de esta zona se presentan en la Fig. 14. Se ha dibujado la línea que representa la mezcla entre las aguas Originales y las Actuales del río Colorado. El hecho de que las muestras se distribuyan a lo largo de esta línea indica que sus aguas están influenciadas directamente por la infiltración de las aguas de riego (Actuales del río Colorado). Este hecho se corrobora con el alto contenido de Tritio, por ejemplo, de las muestras 4 y 5 cuyo valor es del orden de 130 U.T.

Para investigar la posible relación entre la infiltración en los canales y el incremento de la salinidad del agua subterránea, se estudiaron las correlaciones de los elementos químicos con las de los isótopos. Las correlaciones para los pares (SO_4 , δ_{18}) y (Cl , δ_{18}) son relativamente bajas con valores de 0.73 y 0.47 respectivamente. Este hecho indica que la salinidad no se debe a evaporación parcial de las aguas, ya que en este caso se esperaría una buena correlación, especialmente, entre el δ_{18} y el Cl , el cual es uno de los iones más conservativos.

Por otro lado, se encontró que las correlaciones de los pares (Na , Cl) y (Ca , SO_4) son altas, con valores respectivos de 0.94 y 0.91. Este hecho sugiere que la salinidad se debe posiblemente a depósitos evaporíticos de yeso o anhidrita y halita que están aportando

Sulfato de Calcio y Cloruro de Sodio, predominantemente cerca de la superficie. Este hecho podría ser indicativo de un drenaje deficiente.

C 2. ZONA ALEDAÑA AL RIO COLORADO

En la Fig. 15 se puede apreciar que las aguas muestreadas están influenciadas directamente en algunos casos por las aguas de Wellton Mohawk y por las usadas para riego, provenientes de la Presa Morelos. El alto contenido de Tritio de las muestras (por ejemplo la 28, 29 y 19 tienen un valor de 169, 127 y 111 U.T) corrobora que el agua subterránea está influenciada por la infiltración de las aguas superficiales.

Para estudiar el origen de la salinidad en esta zona se calculó, igual que en la zona interior, la matriz de correlación. En este caso la correlación de los pares (Cl, δ_{18}) y (SO_4, δ_{18}) mejora considerablemente con valores de 0.84 y 0.79. En las gráficas 16 y 17 se podrá observar la distribución de estos valores. Es claro de estos resultados, que en esta zona el incremento de salinidad se debe principalmente a la contaminación por infiltración de las aguas de Wellton Mohawk.

D. ORIGEN DE LA RECARGA DEL AGUA DE LOS CAMPOS GEOTERMICOS.

En la fig. 12, se han señalado con cruces, los valores isotópicos de las muestras de agua obtenidas en el campo geotérmico de Cerro Prieto

El enriquecimiento de estas muestras es característico de los mantos geotérmicos. La ecuación de regresión lineal de estas muestras es

$$\delta_0 = 1.97\delta_{18} - 78.58 \quad (10)$$

y extrapolando esta línea, se encuentra que interseca a la línea Meteorica, precisamente en donde se encuentran los valores isotópicos de las aguas originales del río Colorado. De esta forma el origen de las aguas subterráneas en el campo geotérmico queda bien determinado.

*lpo.-

R E F E R E N C I A S

1. Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology; Tech. Report. Series No. 91, IAEA, 1968.
2. A. Beiser. Concepts of Modern Physics. Ed. McGraw Hill. 1970
3. Payne, B.R.- Isotope Hydrology. Advances in Hydroscience, Vol. 8, 1972.
4. Fontes, J.C.- Les Isotopes du Milieu Dans les Eaux Naturelles. La Houille Blanche No. 3/4, 1976.
5. Dansgaard, W.- Stable Isotopes in Precipitation. Tellus XVI (1964), 4.
6. Friedman, I., Redfield, A.C., Schoen, B., Harris, J. - The Variation of the Deuterium Content of Natural Waters in the Hydrologic Cycle. Rev. of Geophysics, V.2, No. 1, Feb. 1964.
7. Garcia, E.- Comentarios a los Resultados de los Análisis Isotópicos de Muestras de Agua y Vapor de la Zona Geotérmica de Cerro Prieto, B.C. - Reporte Técnico, Of. Ingeniería Nuclear, CFE, 11 de abril, 1977.
8. Payne, B.R., Quijano L, Latorre C.- Los Isótopos Ambientales y el Origen de la Recarga y de la Salinidad de las Aguas Subterráneas del Valle de Mexicali y la Mesa de San Luis, México, Reporte Interno, Grupo de Física, Junio 1977, (Por Publicarse).
9. Payne, B.R., Yurtsever, Y.- Environmental Isotopes as a Hydrogeological Tool in Nicaragua. Proc. Sim. Isotope Techniques in Groundwater Hydrology, IAEA, Viena, 1974, Vol. I.

TABLA DE NUCLIDOS O ISOTOPOS (FRAGMENTO)

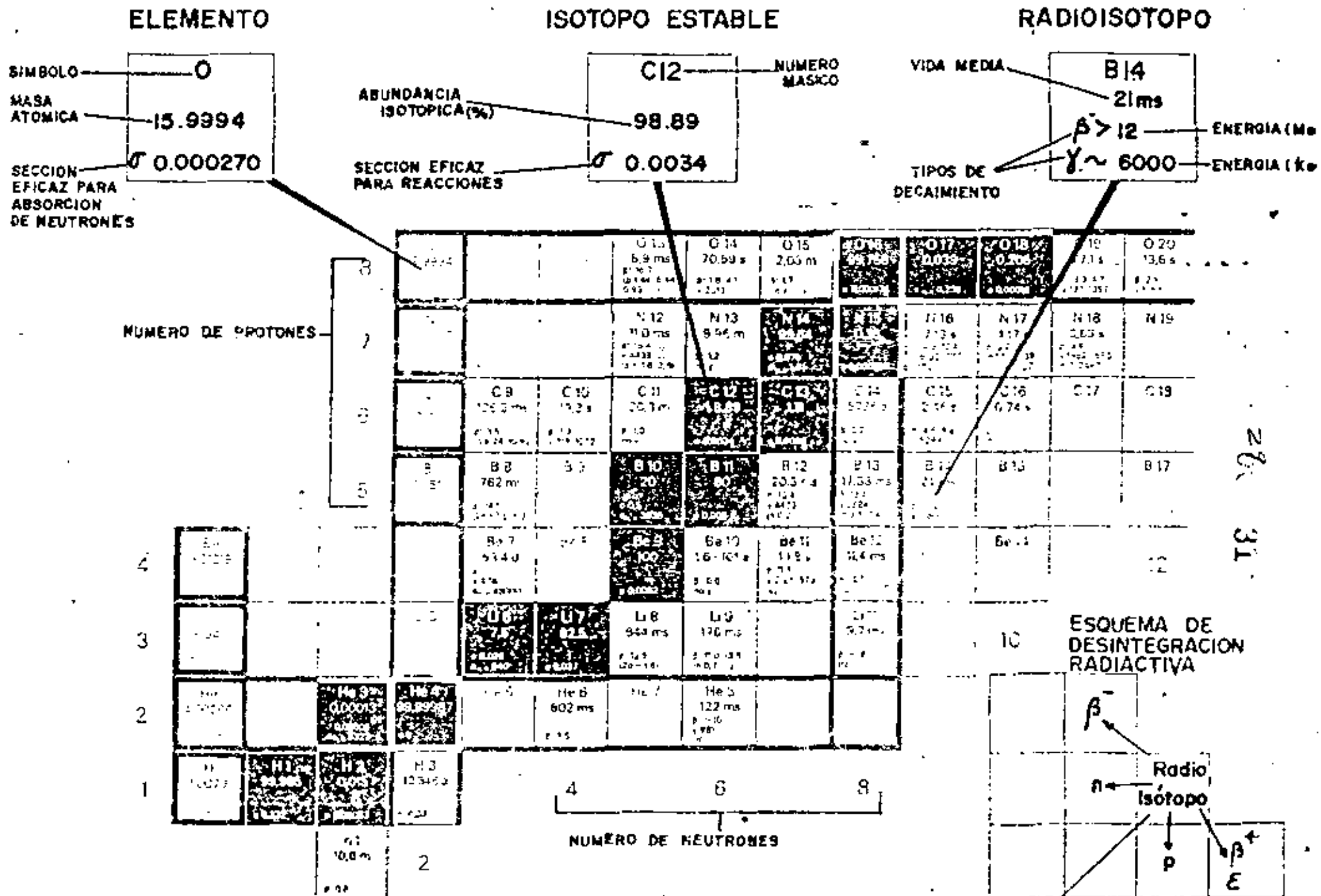
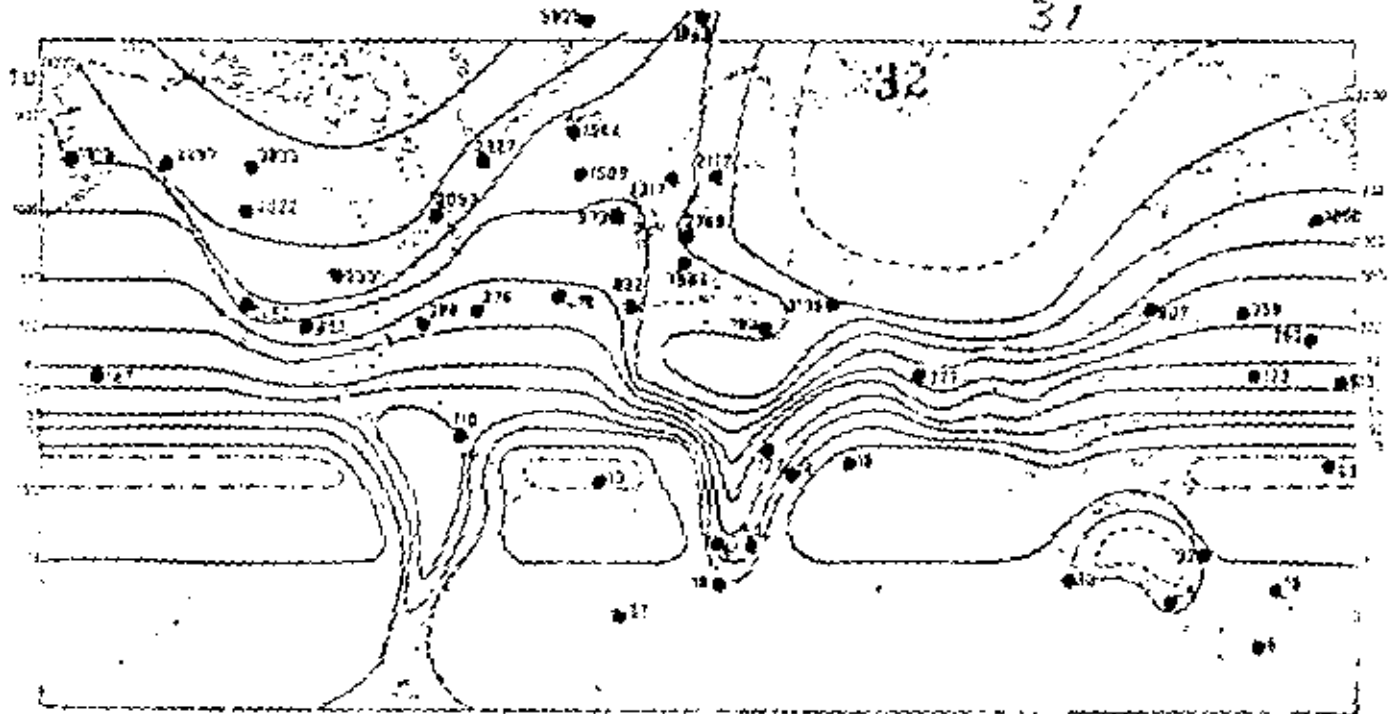
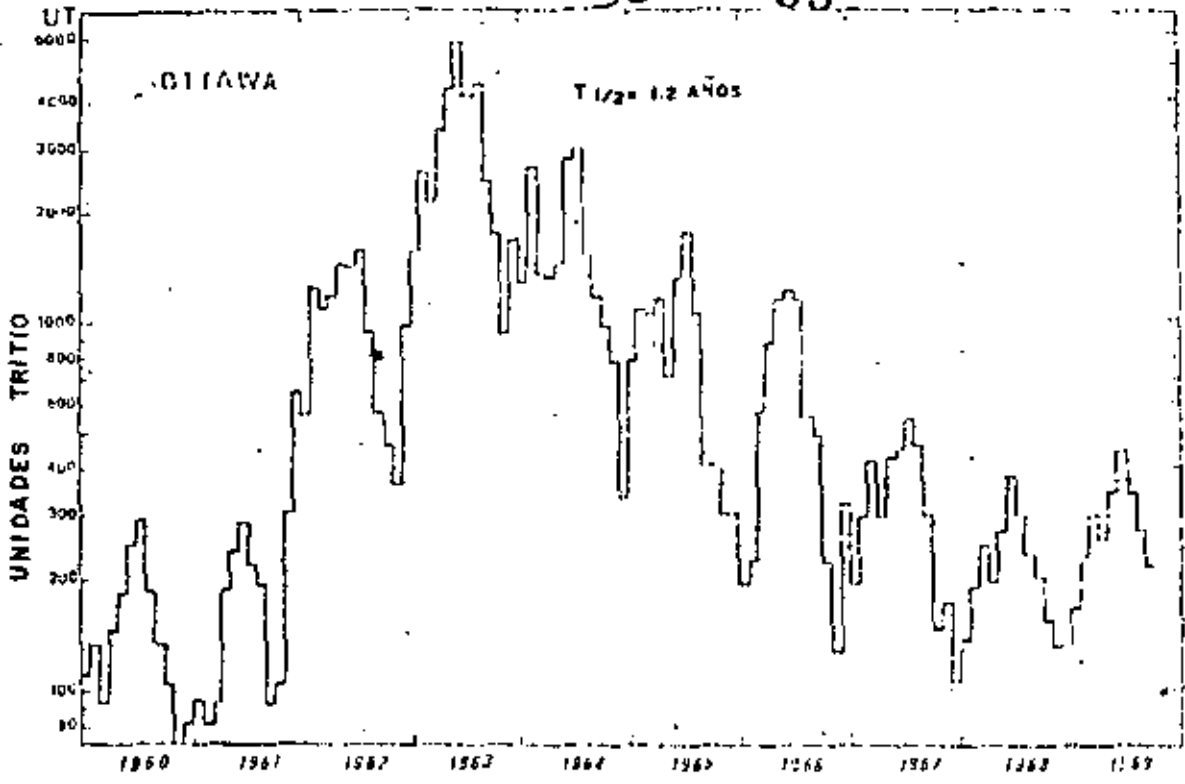


FIG. 1

UNIDADES DE TRITICO



DISTRIBUCION GLOBAL DE TRITICO
PROMEDIO PARA 1965 (REF. 1)



VARIACION DE TRITIO
OTTAWA, CANADA (REF. 3)

FIG. 2

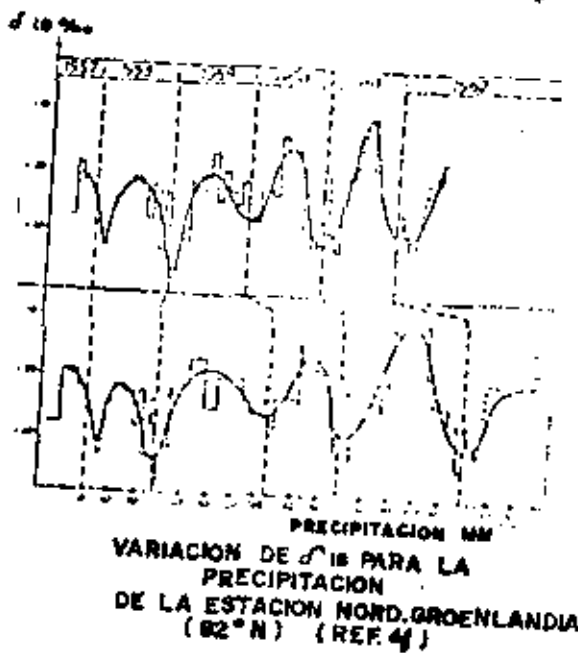
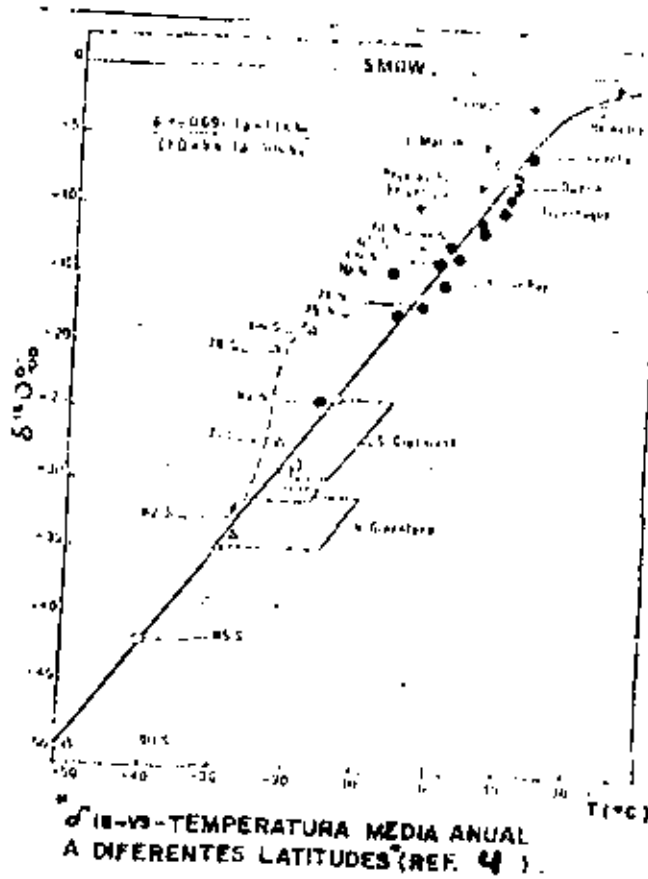
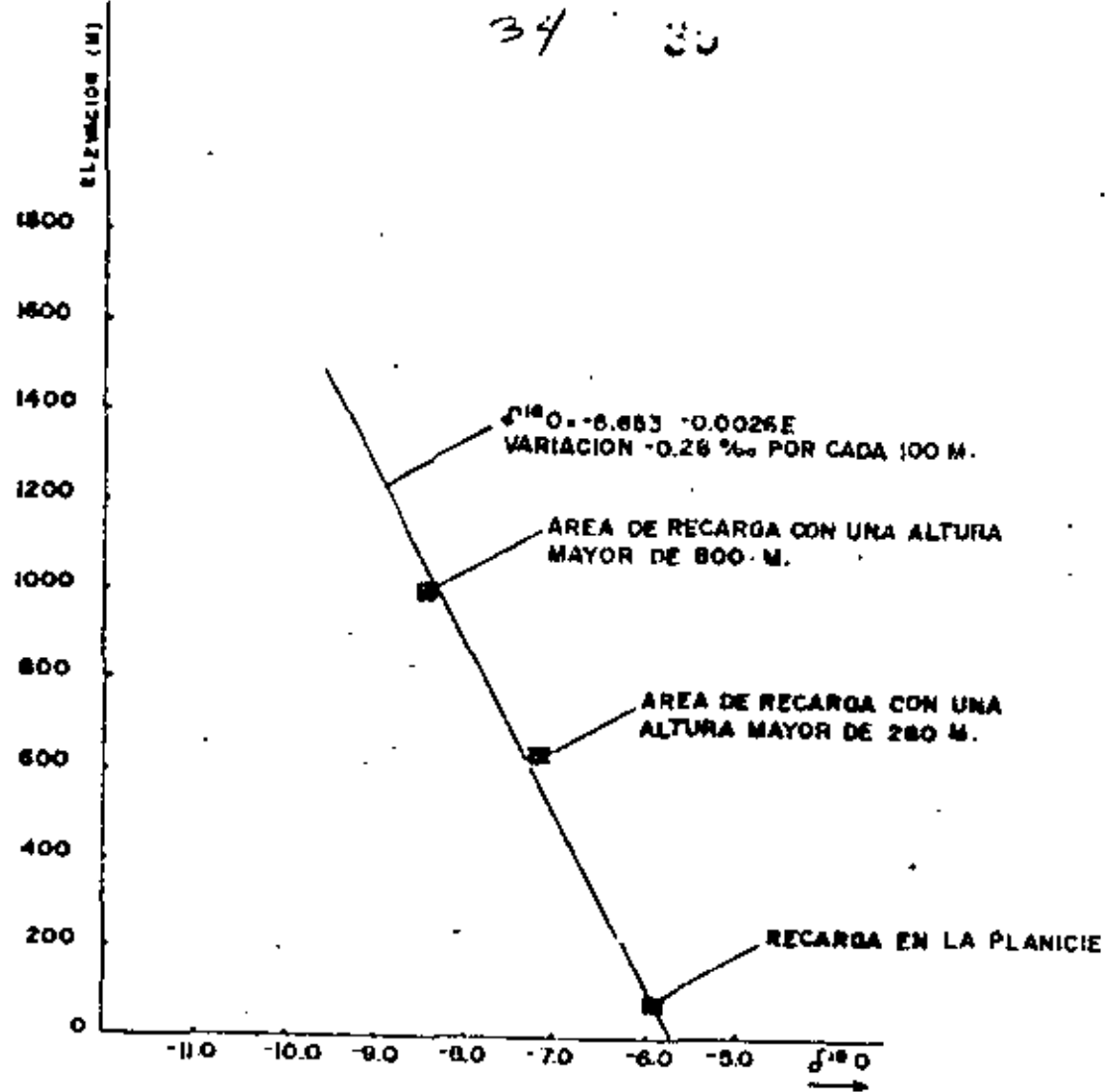


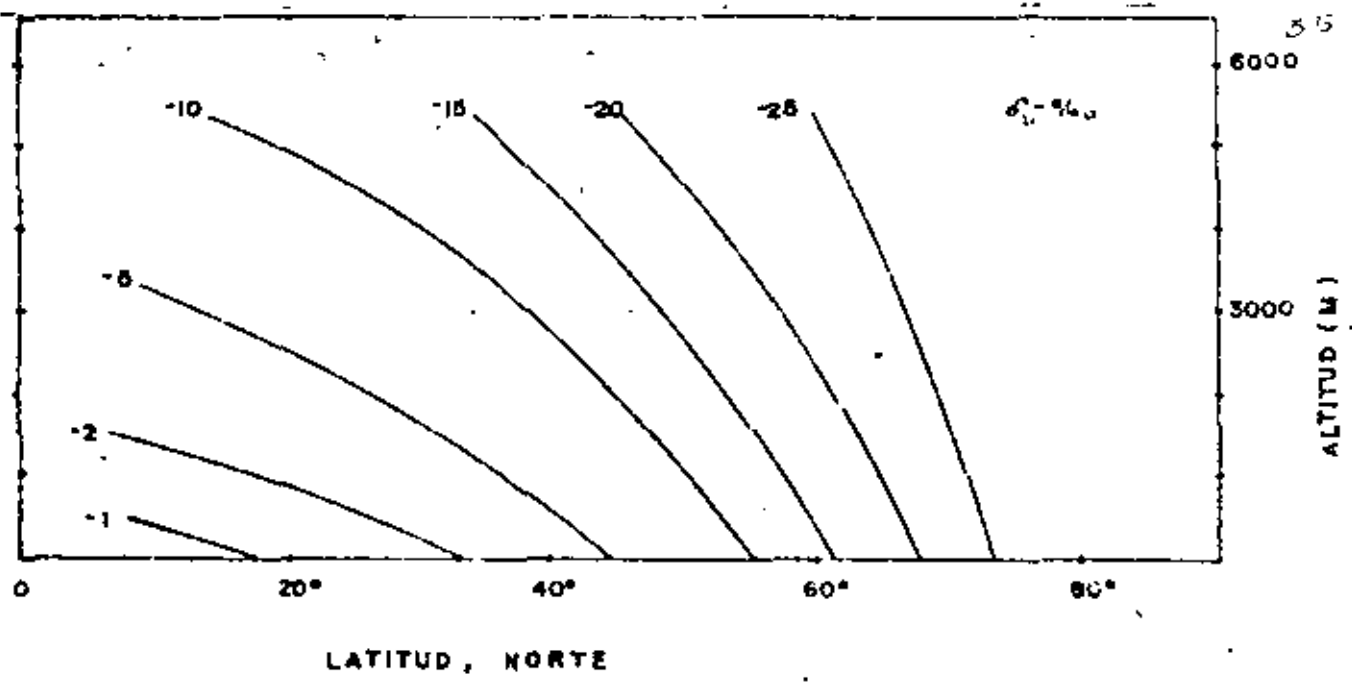
FIG 4





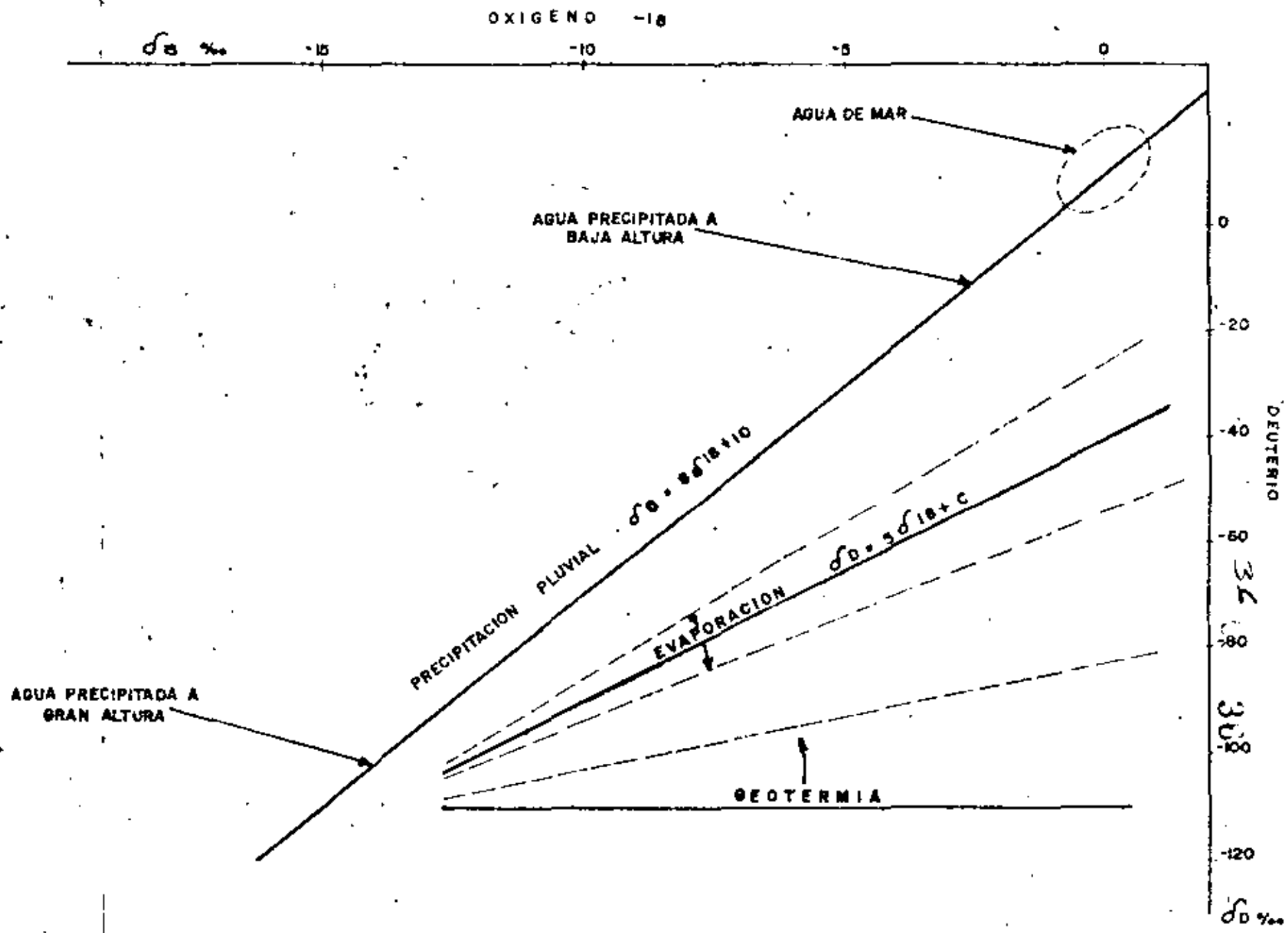
ALTURA DE RECARGA - vs - OXIGENO -18 EN NICARAGUA (REF. 8)

FIG 6



CONCENTRACION DE DEUTERIO EN FUNCION DE LA LATITUD Y ALTITUD (REF. 5)

FIG 7



IDENTIFICACION ISOTOPICA DE CUERPOS DE AGUA

FIG 8

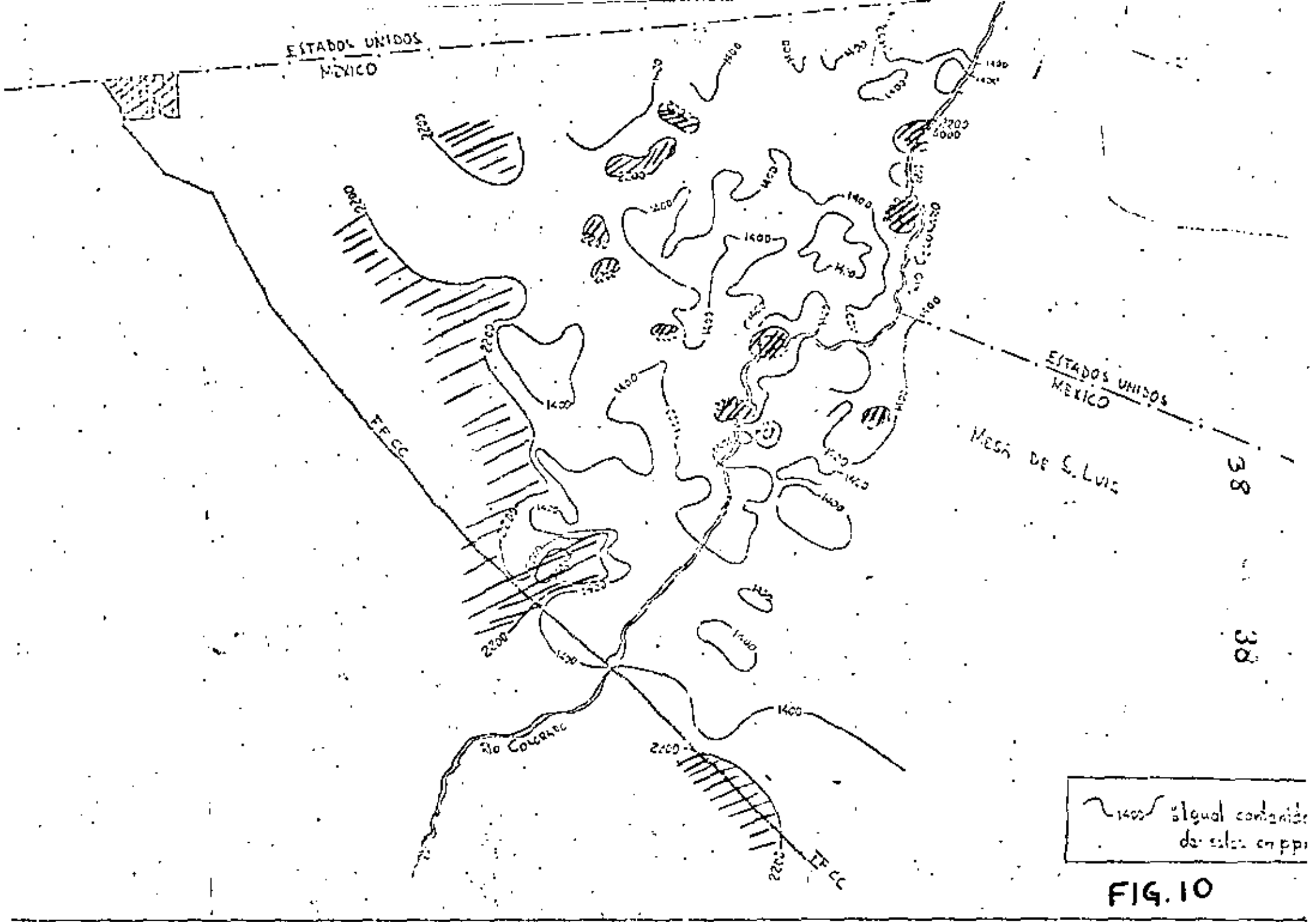


FIG. 10

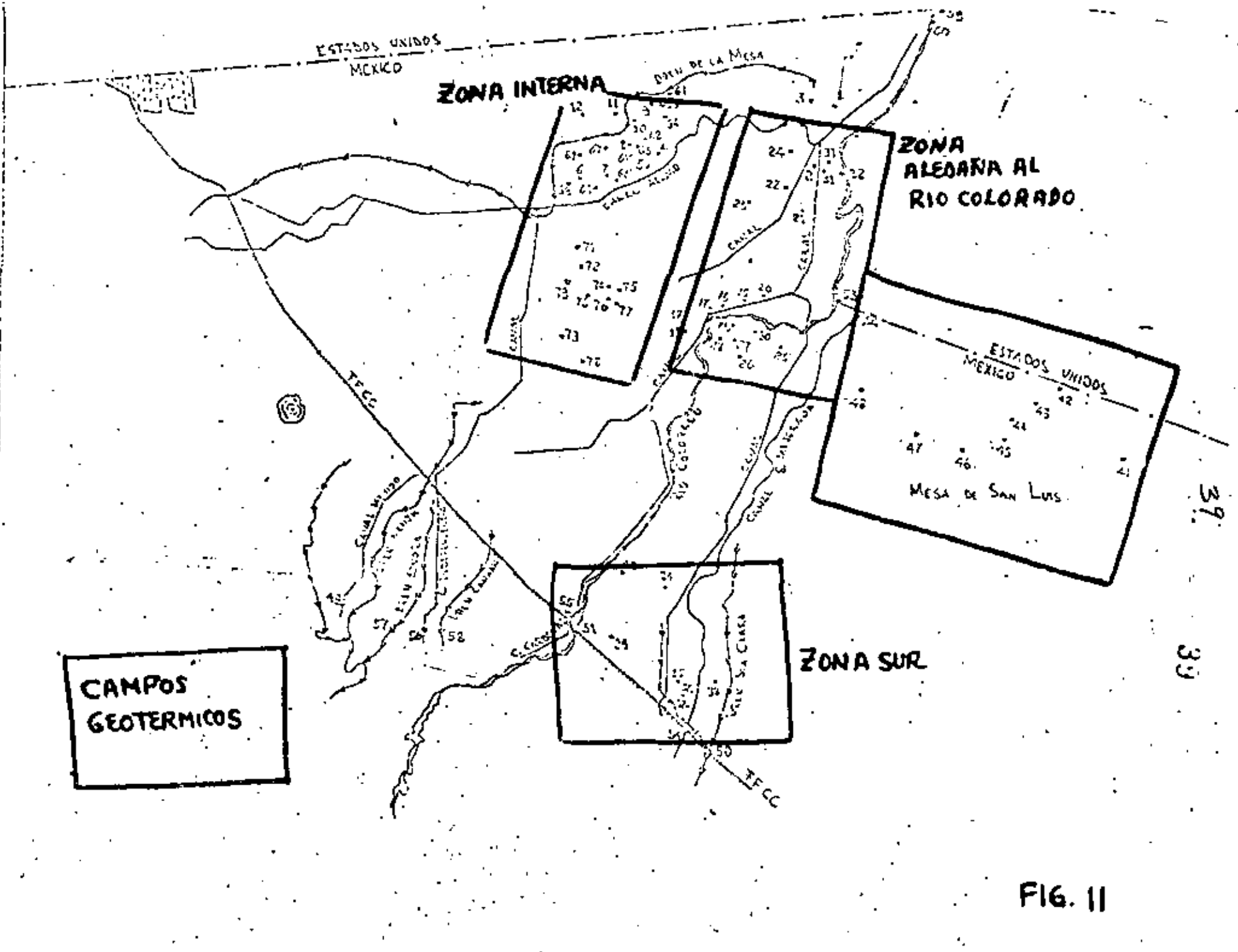
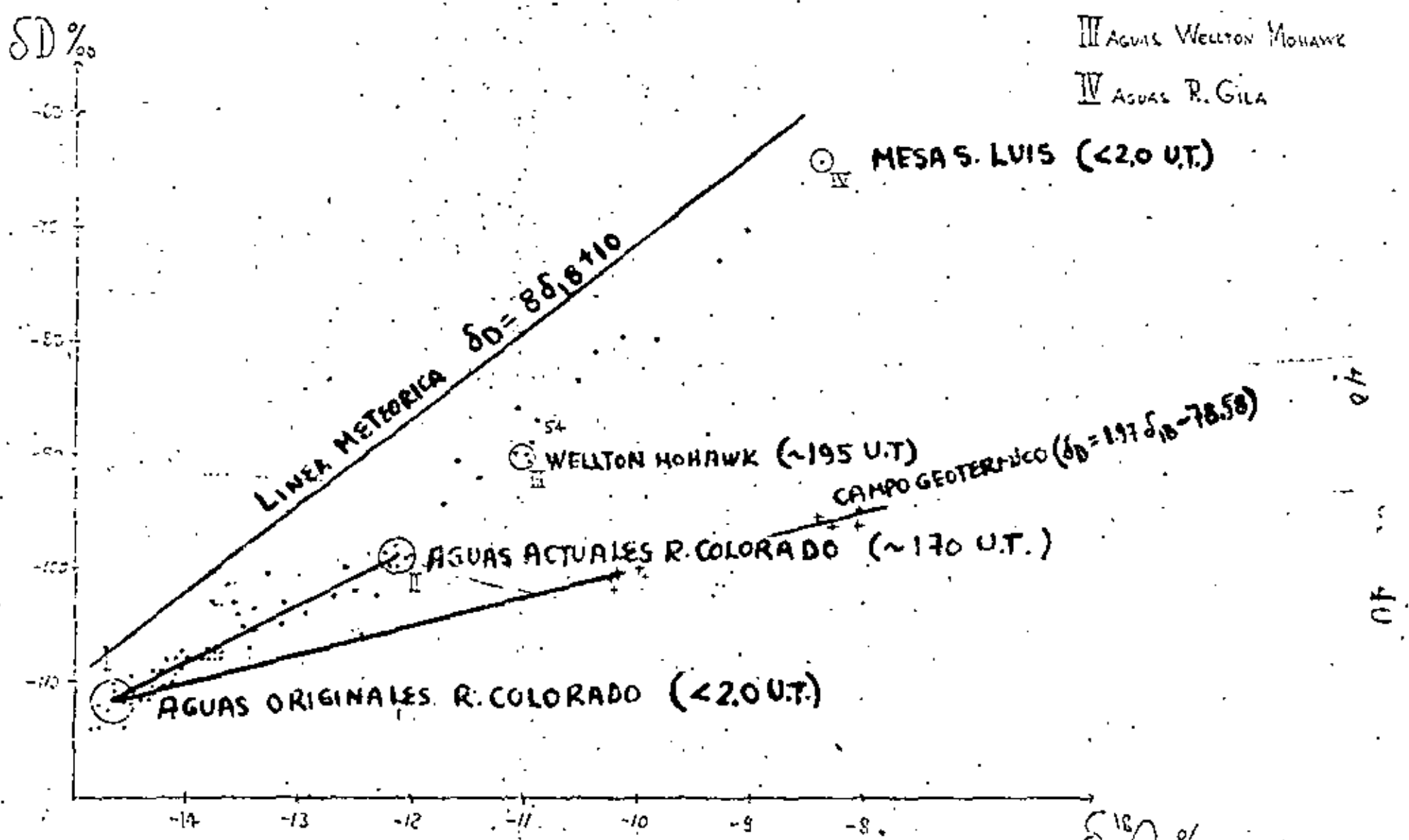


FIG. 11

- I AGUAS ORIGINALES R. COLORADO
- II AGUAS ACTUALES R. COLORADO
- III AGUAS WELTON MOHAWK
- IV AGUAS R. GILA



IDENTIFICACION DE CUERPOS DE AGUA

Contenido en isótopos estables de todas las muestras

δ¹⁸O ‰

FIG. 12

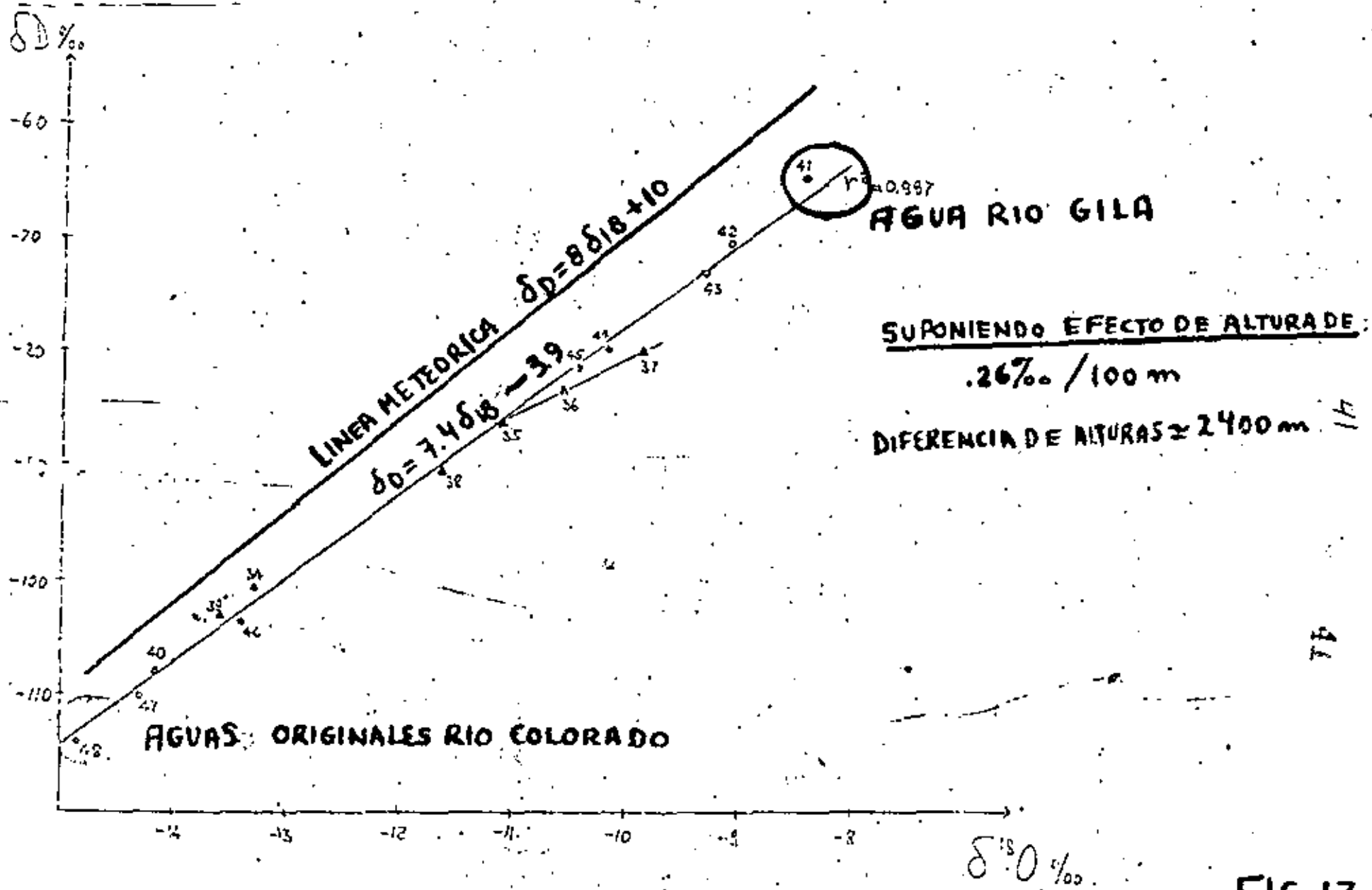


Fig. 13: Contenido en isótopos estables. Boca de San Luis y zona sur.

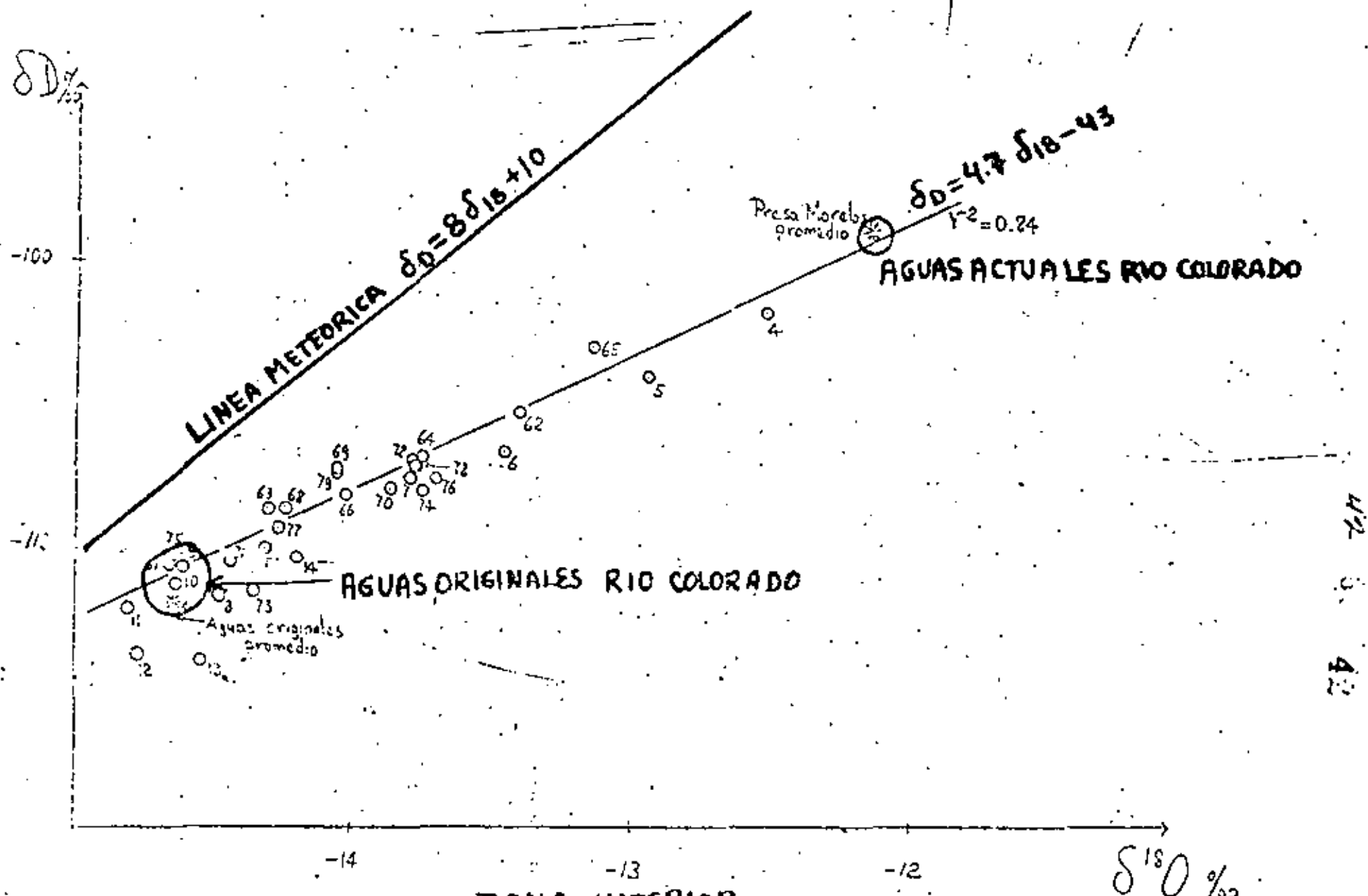


Fig. 14: Contenido en isótopos estables. Zonas noroeste y oeste ZONA INTERIOR.

FIG. 14

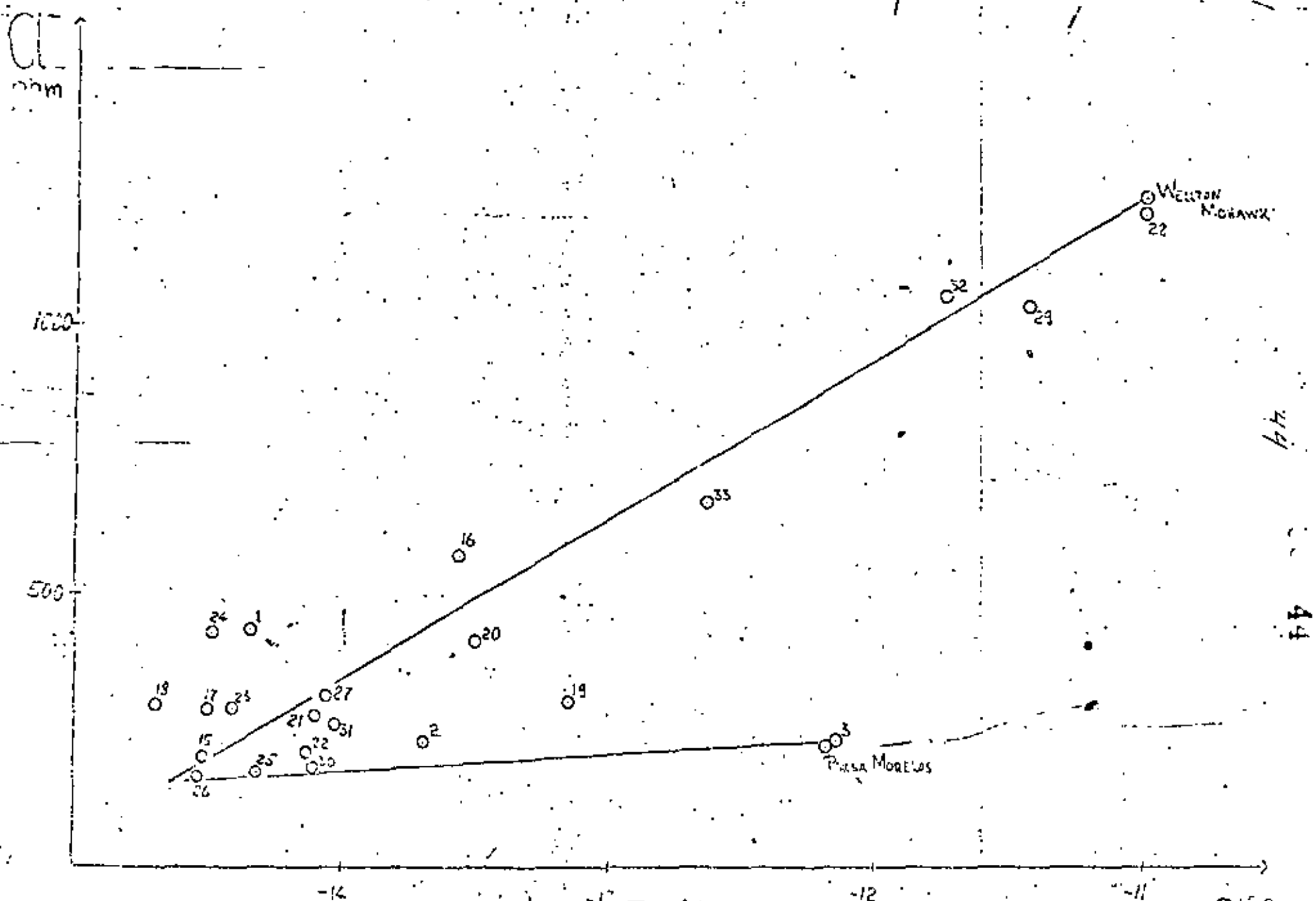


FIG 16 - ZONA ALEDANA AL RIO COLORADO.

Fig. 16: Evolución del isótopo cloruro-37 y del ion cloruro.

10%

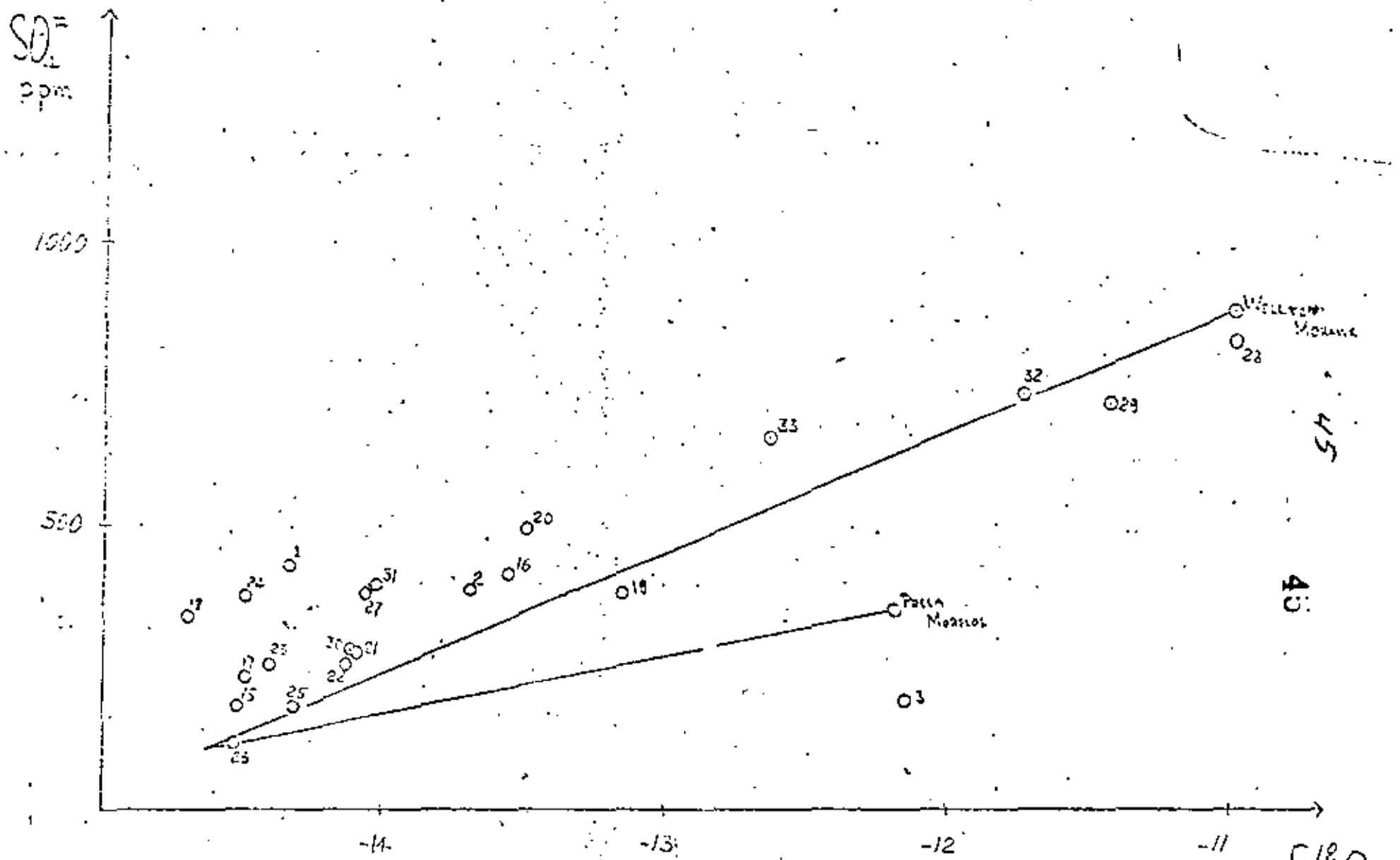


FIG. 17 ZONA ALEDAÑA AL RIO COLORADO

Fig. 17: Evolución del isótopo oxígeno-18 y del ion sulfato. ~~2000-1975 y 1975-1980~~

$\delta^{18}O \text{ ‰}$





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

**EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS**

CUANTIFICACION DEL RECURSO HIDRAULICO SUBTERRANEO

ING. RUBEN CHAVEZ GUILLEN

MARZO, 1981

EVALUACION DE RECURSOS DE AGUA SUBTERRANEA

Por el Ing. Rubén Chávez Guillén.

En cada zona, según las condiciones geológicas existentes, un cierto volumen de agua de lluvia, que no es medible en forma directa, se infiltra para alimentar a los acuíferos. El volumen infiltrado constituye el recurso renovable del acuífero; su conocimiento es indispensable para planear el aprovechamiento racional de las aguas subterráneas, pues la extracción de un volumen sensiblemente mayor puede inducir efectos perjudiciales que, en algunas ocasiones, llegan a inutilizar parcialmente un acuífero.

MÉTODOS INDIRECTOS.

Se ha intentado cuantificar los volúmenes infiltrados por métodos indirectos, tales como el análisis del ciclo hidrológico y la aplicación de coeficientes de infiltración.

Análisis del Ciclo Hidrológico.-

El primer método consiste en estimar los volúmenes de escurrimiento, precipitación y evaporación, para calcular la infiltración por diferencia en la ecuación del ciclo hidrológico:

$$I = P - E - S$$

en la que I es la infiltración; P, la precipitación; E, la evaporación real, y S, el escurrimiento superficial.

El escurrimiento superficial puede conocerse en forma más o menos aproximada, mediante estaciones hidrológicas instaladas en las corrientes que drenan el área.

Una estimación de los volúmenes precipitados puede hacerse, si se tienen estaciones climatológicas distribuidas en el área estudiada.

La estimación de la evaporación real es el mayor problema y constituye la deficiencia principal del método. La evaporación medida mediante evaporímetros y la calculada mediante fórmulas, es la potencial; es decir, la que

ocurriría de una masa de agua o de un terreno permanentemente saturado. La evaporación real es una cierta fracción de la potencial, que depende de las condiciones de humedad del suelo. Como estas últimas varían constantemente en el área y en el tiempo, en forma prácticamente imposible de conocer, cualquier valor que se le suponga a dicha fracción puede estar -- completamente fuera de la realidad.

Tomando en cuenta que la evaporación real no puede ser mayor que la precipitación, una estimación gruesa de la primera sería considerarla como un alto porcentaje de la segunda (75 a 90%). Sin embargo, es claro que los errores cometidos en esta estimación, los cuales pueden ser poco significativos en cuanto al orden de magnitud de la evaporación, pueden ser tan grandes o mayores que la infiltración calculada a partir de la ecuación del ciclo hidrológico. Así, el volumen infiltrado puede ser el 2, el 5, el 8, el 10% . . . del volumen precipitado, dependiendo de la evaporación que se suponga o se calcule.

El método, pues, carece de validez, pues los errores cometidos en la estimación de los demás términos de la ecuación (P, E y S) llegan a ser tales, que el volumen de infiltración calculado puede ser fácilmente lo mismo 3 o 5 veces el volumen real infiltrado que la tercera o la quinta parte del volumen real infiltrado.

Coefficientes de Infiltración.-

Este método consiste en aplicar coeficientes de infiltración a las formaciones geológicas que afloran en el área estudiada. Estos coeficientes hipotéticos (prácticamente inventados) representan el volumen infiltrado en una cierta formación, expresando como un porcentaje del volumen medio de lluvia precipitado sobre la misma.

Para aplicar el método se definen en un plano geológico las formaciones que afloran en el área; seguidamente, se cuantifican los volúmenes medios de precipitación sobre cada una de ellas, mediante un mapa de isohietas. El volumen infiltrado en una cierta formación, se calcula como el producto del coeficiente de infiltración asignado a la formación y el volumen precipitado respectivo. El volumen total infiltrado en el área es la suma de los volúmenes infiltrados en cada una de las formaciones.

La principal deficiencia del método, estriba en que el fenómeno de la infiltración no guarda relación alguna con el volumen de lluvia, sino más bien con la intensidad de lluvia: no es lo mismo que un cierto volumen de lluvia anual se precipite distribuido más o menos uniformemente a lo largo de varios meses, a que el mismo volumen ocurra - concentrado en unos cuantos días o semanas.

Además, los coeficientes no toman en cuenta - factores tales como pendiente del terreno y vegetación. Por último, en la mayoría de los casos se utilizan, para la aplicación del método, planos geológicos convencionales en los - que en una misma formación, clasificada atendiendo a su edad y origen, se engloban materiales con capacidades de infiltración tan diferentes como la arcilla y la grava.

Por todo lo anterior, este método carece también de validez por la inconsistencia de las hipótesis en - que se basa.

Por otra parte, cabe indicar que aun cuando - pudiera ser estimado con cierta precisión, el volumen de infiltración no corresponde necesariamente a la recarga de un acuífero, pues una parte de él es retenida por las formaciones que se encuentran arriba del nivel freático. En algunos casos, - incluso, puede ocurrir que todo el volumen infiltrado sea retenido y que el acuífero no reciba recarga alguna.

Es evidente, entonces, que los métodos indirectos son totalmente inadecuados para determinar la potencialidad de un acuífero.

BALANCE DEL AGUA SUBTERRANEA

La evaluación de la potencialidad de un acuífero debe realizarse mediante un método que trabaje directamente con el acuífero, con el agua ya infiltrada y relativamente al margen de los fenómenos que ocurren en la superficie. Este - método recibe el nombre de "balance de agua subterránea".

Un acuífero es un recipiente subterráneo que - tiene recargas, descargas y un cierto almacenamiento. Como - respuesta a la acción combinada de las recargas y las descargas, el nivel del agua del recipiente varía, descendiendo si la recarga es menor que la descarga, y ascendiendo, en caso -

contrario. La recarga, la descarga y las variaciones en el almacenamiento, en un intervalo de tiempo dado, están relacionadas por un principio universal: el principio de la conservación de la materia. El balance de agua subterránea se basa en este principio, y tiene por objetivo principal la determinación del volumen de recarga de un acuífero.

Ecuación de Balance.-

A la ecuación que expresa el principio de conservación de la materia aplicado a un acuífero, o porción del mismo, se le llama "ecuación de balance de agua subterránea". En su forma más simple, esta ecuación es:

$$\text{Recarga} - \text{Descarga} = \text{Cambio de Almacenamiento.}$$

Ahora bien: tanto la recarga como la descarga ocurren en diferentes formas. La recarga puede ocurrir por flujo subterráneo (E_h) y/o por recarga vertical en el área de balance (R). La descarga puede tener lugar por flujo subterráneo (S_h); aflorando en forma de manantiales, o a una corriente superficial (D); mediante pozos de bombeo (B), y por evapotranspiración en zonas con nivel freático somero (E_v). Si llamamos V al cambio de almacenamiento, la ecuación puede expresarse también como:

$$E_h + R - S_h - D - B - E_v = V \pm V \quad (6)$$

La expresión (6) es la ecuación general del balance de agua subterránea. En cada caso, según el mecanismo de recarga y descarga del acuífero en estudio y del intervalo de tiempo seleccionado para plantear el balance, cada uno de los términos de (6) podrá o no, aparecer. Por ejemplo, si se trata de un acuífero limitado totalmente por fronteras impermeables, los términos E_h y S_h no aparecerán, ya que no existe entrada ni salida por flujo subterráneo. Si el acuífero no tiene descarga por evapotranspiración ni por afloramientos, los términos D y E serán suprimidos de la ecuación. Por otra parte, la ecuación de balance para un mismo acuífero podrá variar de un intervalo de tiempo a otro: la ecuación correspondiente a un período de estiaje no incluirá el término R , mientras que la correspondiente a un período lluvioso, sí lo incluirá.

En todos los casos, es necesario tener una idea

más o menos clara del comportamiento del acuífero, para plantear su ecuación de balance.

Área de Balance.-

El área utilizada para efectuar el balance de agua subterránea depende de varios factores. Por una parte, lo ideal sería efectuar el balance para todo el acuífero -- (valle, planicie) a fin de conocer su potencialidad total; -- sin embargo, esto no siempre es posible, debido a que la aplicación del balance requiere del conocimiento del comportamiento del acuífero, observado en pozos, los cuales no siempre se encuentran distribuidos en toda el área, sino solo en una porción de la misma. Por consiguiente, en muchas ocasiones el área de balance tiene que limitarse al área con datos disponibles.

Otras veces, aun cuando se dispone de información acerca del comportamiento y características de todo el acuífero, puede interesar, por alguna razón, conocer especialmente el funcionamiento y potencialidad de una porción del mismo. En este caso el área de balance se limitará a esa porción.

El área de balance puede estar limitada por -- fronteras reales, geológicas e hidrológicas, tales como afloramientos o masas de agua (mar, lagos, etc.), y por fronteras virtuales, imaginarias.

Quantificación de los Términos de la Ecuación de Balance.-

Una vez seleccionada el área de balance se procede a valorar los términos de la ecuación.

Los volúmenes de entrada y salida por flujo -- subterráneo, E_h y S_h , se obtienen multiplicando los caudales de flujo que pasan por el perímetro del área de balance, calculados como se indicó en el capítulo "Flujo en Medios Porosos", por el intervalo de tiempo utilizado para plantear el balance. Es decir:

$$E_h = \sum_1^{n_e} Q_j t = \sum_1^{n_e} T_j B_j i_j t$$

en que T_j , B_j e i_j son la transmisibilidad, el ancho de flujo y el gradiente, del canal de flujo j , respectivamente; t es -- el intervalo de tiempo considerado para plantear el balance,

y no es el número de canales de flujo de entrada, definidos en la periferia del área de balance. En la misma forma se calcula S_h .

El volumen descargado por el acuífero a un río y en forma de manantiales, D , se cuantifica mediante estaciones de aforo para medir la descarga de los manantiales y el caudal base de las corrientes.

El volumen de bombeo, B , podría conocerse fácilmente y con precisión, si los pozos contaran con medidores instalados en la descarga de los equipos de bombeo. Como esto no se tiene en la mayoría de los casos, es necesario recurrir a estimaciones indirectas, basadas en superficies y láminas de riego o en caudales y tiempos de bombeo.

Una estimación bastante aproximada de la descarga del acuífero por evapotranspiración, E_p , se tiene aplicando la evaporación potencial medida, al área en que está ocurriendo este tipo de descarga.

El cambio de almacenamiento se calcula a partir de la evolución piezométrica y del coeficiente de almacenamiento del acuífero. Mediante las curvas de igual evolución del nivel estático correspondientes al intervalo de tiempo seleccionado para plantear el balance, se calcula, en el caso de un acuífero libre, el volumen de acuífero drenado o saturado en dicho intervalo, y en el caso de un acuífero confinado, la variación total de la presión en el mismo intervalo. Este volumen o esta variación de presión, multiplicado por el coeficiente de almacenamiento respectivo, proporciona el cambio de almacenamiento. En algunos casos, el coeficiente de almacenamiento es conocido mediante pruebas de bombeo, o inferido a partir del conocimiento de la geología subterránea; pero en otros, su valor regional es muy dudoso. Cuando ocurre esto último, el coeficiente de almacenamiento se considera como una incógnita a despejar en la ecuación de balance.

La recarga vertical en el área estudiada, es un término que no puede obtenerse en forma directa, y sólo puede cuantificarse despejándolo de la ecuación. Para incluirla en la ecuación, o ecuaciones de balance, es necesario tener un conocimiento aproximado de la forma en que ocurre y de su distribución en el tiempo. Es necesario saber, por ejemplo, si la recarga al acuífero se concentra en unos cuantos meses del año, o si ocurre a lo largo de todo el año como en el caso de

zonas agrícolas regadas con agua superficial, en las que los retornos de agua de riego y las pérdidas por infiltración - en los canales, propician la alimentación prácticamente continua del acuífero.

Número de Ecuaciones de Balance.

Dado que la recarga es un fenómeno cíclico, - se calcula su valor por ciclo; es decir, por año.

El número de ecuaciones de balance que deben plantearse, dependerá, en cada caso, del número de incógnitas a despejar. Si la única incógnita es la recarga, basterá con plantear una ecuación, que puede ser la correspondiente a un año o a la fracción del mismo en la que se considere que ocurre la recarga. La solución de la ecuación proporcionará la recarga anual buscada.

Si además de la recarga se tiene otra incógnita (un coeficiente de almacenamiento regional, por ejemplo), será necesario plantear dos ecuaciones, correspondientes a dos intervalos de tiempo independientes, que pueden ser dos fracciones complementarias de un año; por ejemplo, enero-junio y julio-diciembre.

En general, será necesario plantear tantas - ecuaciones como incógnitas se tengan; aunque en la gran mayoría de los casos el número de incógnitas es de 1 a 2.

En cualquier caso, naturalmente, deberá contarse con la información necesaria para obtener los valores de los términos restantes de la ecuación, correspondientes a los intervalos de tiempo seleccionados; es decir, deberá contarse con las configuraciones piezométricas correspondientes al inicio y final de cada intervalo, y deberá conocerse la evolución piezométrica y el volumen descargado por el acuífero, en cada uno de dichos intervalos.

En general, una evaluación basada en la información correspondiente a un año, proporciona una idea preliminar de la recarga al acuífero y de las condiciones de explotación en que se encuentra el mismo. Sin embargo, como la recarga no es constante en el tiempo, sino que varía de un año a otro con la cuantía y distribución de la precipitación entre otros factores, es necesario obtener la recarga correspondiente a varios años con diferentes condiciones de precipitación, a fin de obtener una recarga media anual.





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

**EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO
DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS**

MODELOS DE SIMULACION

ING. PEDRO MARTINEZ L.

MARZO, 1981



MODELOS MATEMATICOS EN EL ESTUDIO DEL
AGUA SUBTERRANEA

Por: ING. PEDRO MARTINEZ, I.

I N T R O D U C C I O N

Quando se realiza la planeación de las operaciones de extracción de agua de un acuífero, es necesario el conocimiento del comportamiento del mismo en lo referente a la variación del nivel, volumen y calidad de agua para determinados regímenes de extracción y recarga.

Es imposible debido a su costo, llevar a cabo experimentos y pruebas en el acuífero mismo para conocer su respuesta o determinadas alternativas de operación y hacer comparaciones entre ellas, a fin de elegir la más conveniente. (Fig.1)

Como en todas las ramas de la Ciencia de Ingeniería el tratamiento del sistema real o fenómeno es imposible, por lo que se hace necesario la utilización de modelos del fenómeno o sistema real, que en nuestro caso es el acuífero. Podemos también definir al modelo como la abstracción de algo real que puede ser usado para propósitos de predicción y control.

La mayoría de los sistemas reales y el acuífero no constituye una excepción, son realmente complicados, más allá de nuestra capacidad para tratarlos como tales, por lo que es necesario la introducción de diversas suposiciones, como por ejemplo, considerar al acuífero como un medio continuo e isotrópico.

Así con base en diversas suposiciones, el modelo matemático del almacenamiento de agua subterránea, es presentado en la forma de un conjunto de expresiones matemáticas cuya solución nos proporciona su comportamiento.

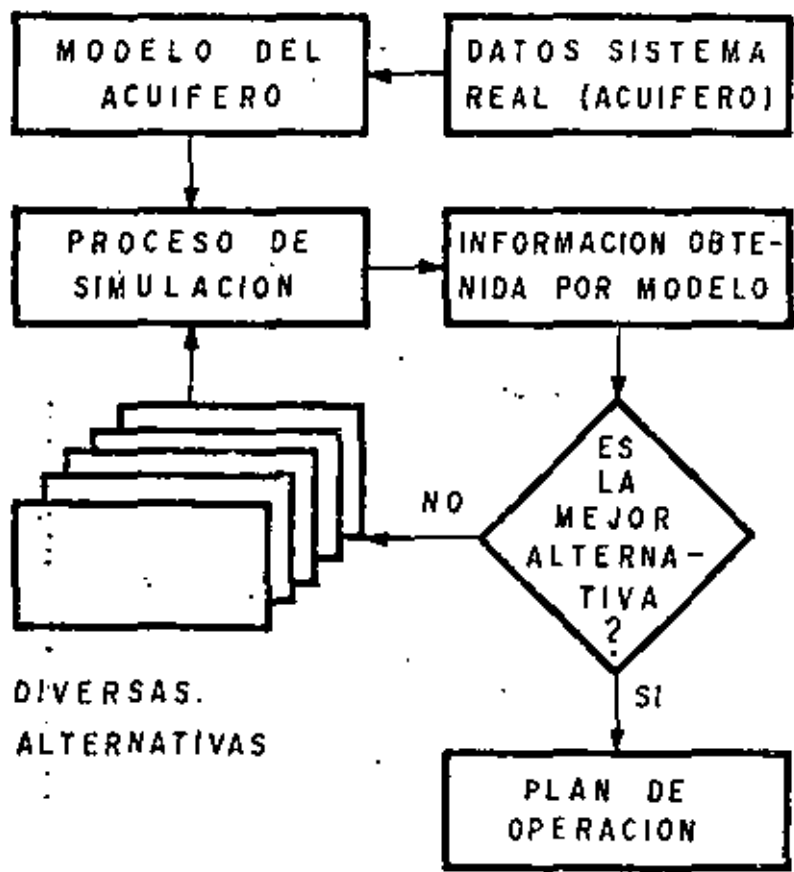


FIG. 1.- UTILIZACION DE MODELOS EN LA ELECCION DE LA ADECUADA ALTERNATIVA DE OPERACION DE UN ACUIFERO

En la elección de un modelo para determinado acuífero, aparte de sus características físicas (Geología del acuífero), debe tenerse en consideración que el modelo sea lo suficientemente simple para ser objeto de un tratamiento matemático, pero no al grado que lleguen a excluirse aspectos interesantes de la investigación; así mismo aspectos económicos deben también ser tomados en cuenta.

En la elección del modelo es importante también contar con datos respecto al comportamiento pasado del acuífero en lo relativo a evolución del nivel estático, extracciones, recarga, etc.; durante un periodo de al menos 5 años con la finalidad de efectuar el proceso de calibración del modelo (Fig.2), que consiste en ajustar dentro de un rango de tolerancia los datos del comportamiento del acuífero obtenidos a través del modelo con los del comportamiento observado. Sería innecesario elaborar un modelo muy detallado que nos proporcionaría resultados muy exactos si el modelo no fuera adecuadamente calibrado.

CLASIFICACION DE MODELOS

Los modelos pueden ser clasificados en físicos y matemáticos, dentro de los primeros podemos mencionar, el de la caja de arena, el de la analogía de la membrana, el de la analogía del tanque electrolítico, el de la analogía eléctrica, el de placas paralelas, etc. En los modelos matemáticos el acuífero es modelado como un conjunto de expresiones matemáticas (ecuaciones diferenciales parciales o lineales algebraicas).

MODELO MATEMATICO CONTINUO

La ecuación diferencial parcial que gobierna el flujo bidimensional, de agua subterránea en un acuífero confinado, no homogéneo y anisotrópico es:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + R - B = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1)$$

Donde:

T Transmisibilidad del acuífero.

h Potencial o altura piezométrica.

t Tiempo

R Recarga al acuífero (natural o artificial) por área unitaria.

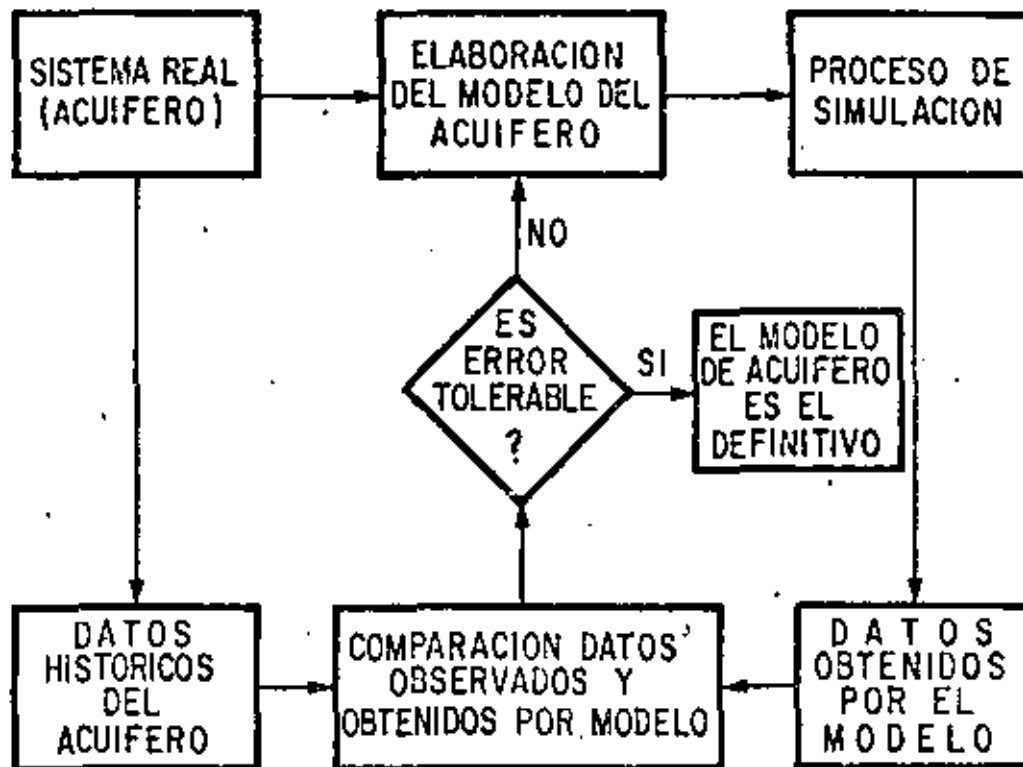


FIG. 2 PROCESO DE CALIBRACION DEL MODELO

B Extracciones por bombeo por área unitaria.

S Coeficiente de almacenamiento.

x e y Coordenadas rectangulares.

La ecuación (1) es también aplicable en acuíferos libres cuyos abatimientos sean pequeños comparados con el espesor saturado del mismo.

Para la aplicación de la ecuación (1), es necesario definir la geometría del acuífero, establecer las condiciones iniciales de piezometría o sea: $h = h(x, y, 0)$ y las condiciones de frontera, por ejemplo: $h = f_1(x, y, t); \frac{\partial h}{\partial t} = f_2(x, y, t)$

Una vez que el problema ha sido definido y las expresiones de bombeo, $B = B(x, y, t)$; recarga, $R = R(x, y, t)$ transmisibilidad; $T(x, y)$ y coeficiente de almacenamiento $S = S(x, y)$ especificadas y sustituidas en la ecuación (1) se determinan $h = h(x, y, t)$ o sea los valores del nivel freático o piezométrico en el punto (x, y) al tiempo t . Tal como ha sido planteada, la solución analítica de la ecuación (1) es posible cuando se trata de sistemas muy sencillos. Sin embargo, como en la práctica las distribuciones del coeficiente de almacenamiento, transmisibilidad, bombeo y recarga y fronteras no son dadas en forma analítica; una solución de este tipo es imposible, por lo que se hace necesario discretizar el espacio y tiempo dando lugar a un modelo de diferencias finitas.

MODELO DE DIFERENCIAS FINITAS.

La deducción de la ecuación de diferencias finitas a partir de la ecuación diferencial parcial y, consecuentemente el modelo de diferencias finitas a partir del matemático continuo, -- puede ser lograda de dos maneras; la primera consiste en establecer el equilibrio hidrodinámico del elemento, mediante la ley de Darcy y el principio de conservación de la Masa; la segunda, por medio de un tratamiento matemático convencional sustituyendo las derivadas parciales por diferencias finitas aproximadas, así el modelo continuo es reemplazado por un sistema de ecuaciones algebraicas.

Aquí desarrollaremos el modelo de diferencias finitas por medio de procedimientos físicos; el primer paso consistirá en dividir el acuífero en celdas, que podrán ser rectangulares (Fig. 3) o bien poligonales de acuerdo al método del polígono de

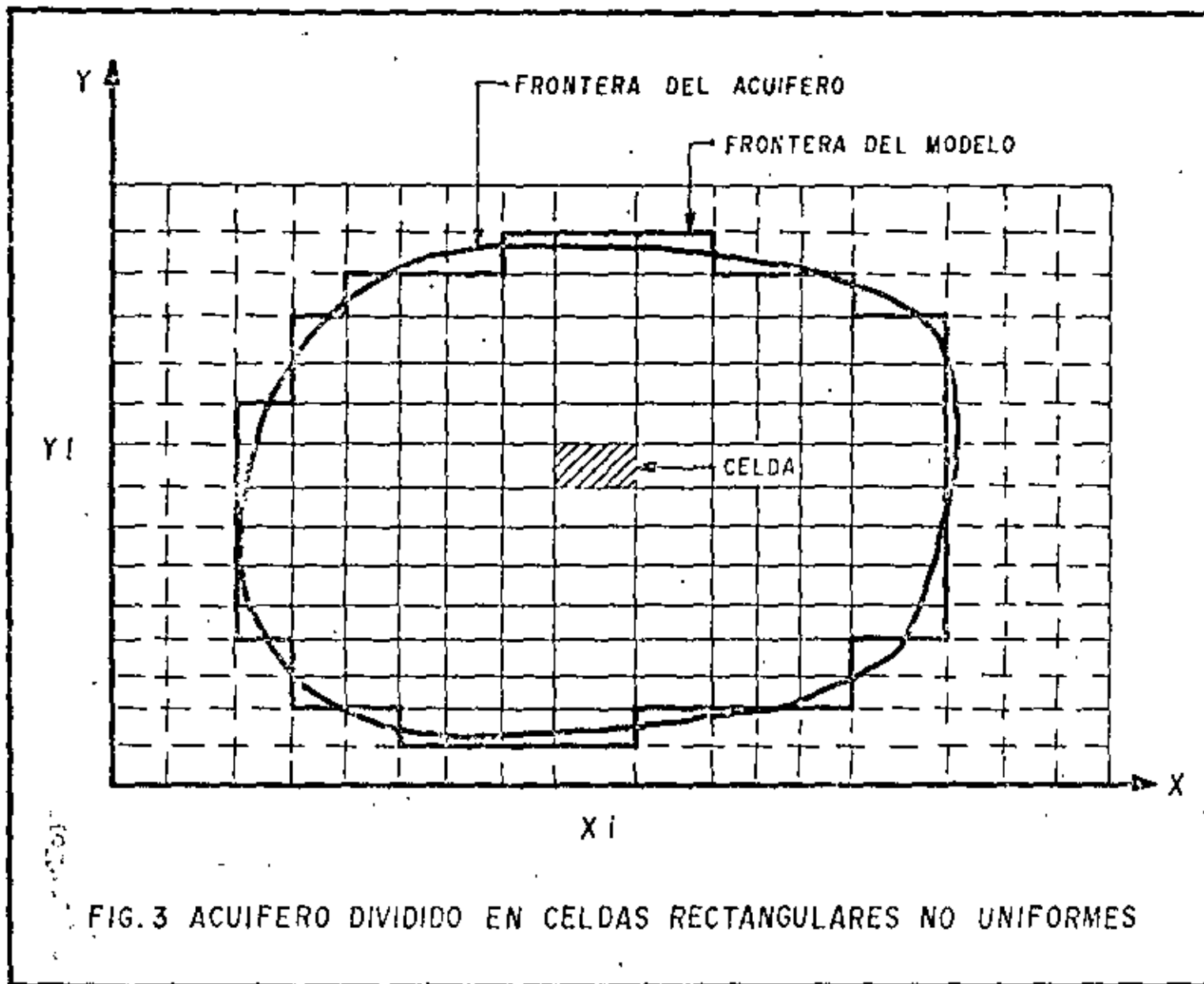


FIG.3 ACUIFERO DIVIDIDO EN CELDAS RECTANGULARES NO UNIFORMES

144466

Thiessen con pozos o sitios donde se disponga información sobre niveles del agua y donde se requiera efectuar mediciones de operación (Fig.4). La malla constituida por el conjunto de celdas tendrá una densidad que podrá ser variable, dependiendo de la información con que se disponga y se requiera en una cierta área.

Todas las variables y parámetros del acuífero serán referidos a los centros de las celdas, que denominaremos nodos y se supone que, el valor asignado a cada nodo es representativo de la totalidad de la celda a la cual pertenece; el flujo se considera, toma lugar entre los nodos; así este modelo, denominado también multicelda, es similar al de la analogía eléctrica compuesta de resistencias y capacitores.

La expresión básica del modelo de diferencias se obtiene establecido el balance de agua en cada una de las celdas en los cuáles se ha dividido el acuífero, el balance en forma más simple se establece como:

$$\text{Entradas} - \text{Salidas} = \text{Cambio de Almacenamiento.}$$

Para el caso de una celda el balance será: flujo neto + contribución exterior = cambio de Almacenamiento.

$$Q \text{ neto} = \sum_{i=1}^N Q_{pi}$$

siendo N; el total de celdas vecinas a la celda p (Fig.5) -- El flujo entre la celda p e i de acuerdo a la ley de Darcy se expresará como sigue:

$$Q_{pi} = K_{pi} \cdot A_{pi} \frac{h_{pi} - h_p}{L_{pi}} =$$

$$K_{pi} \cdot D_{pi} \cdot W_{pi} \cdot \frac{h_{pi} - h_p}{L_{pi}}$$

$$\text{Sí: } T_{pi} = K_{pi} \cdot D_{pi} \cdot W_{pi} \quad ; \quad Q_{pi} = (h_{pi} - h_p) \cdot \frac{W_{pi}}{L_{pi}} \cdot T_{pi}$$

Siendo:

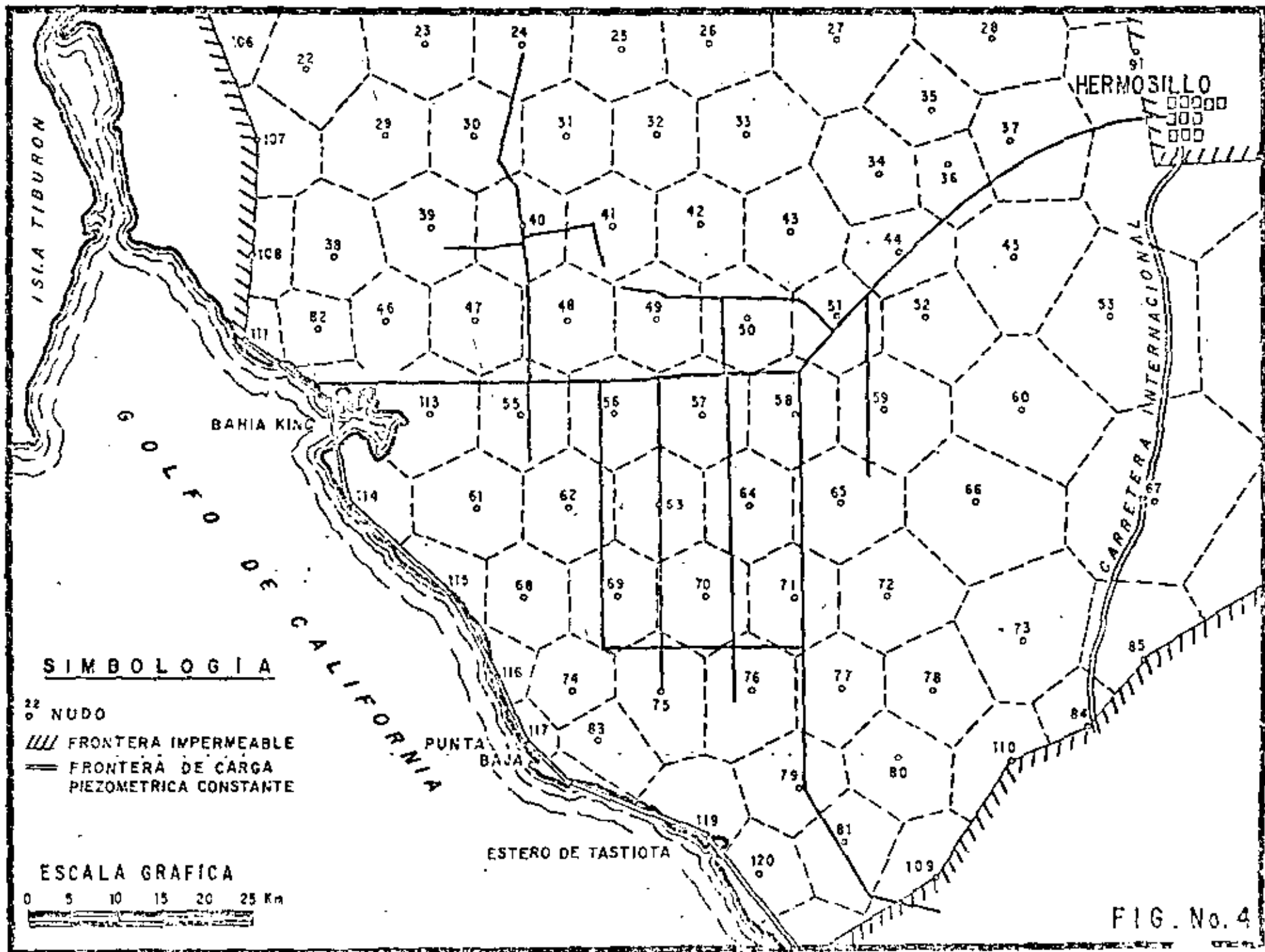
Q_{pi} = Flujo entre las celdas p e i.

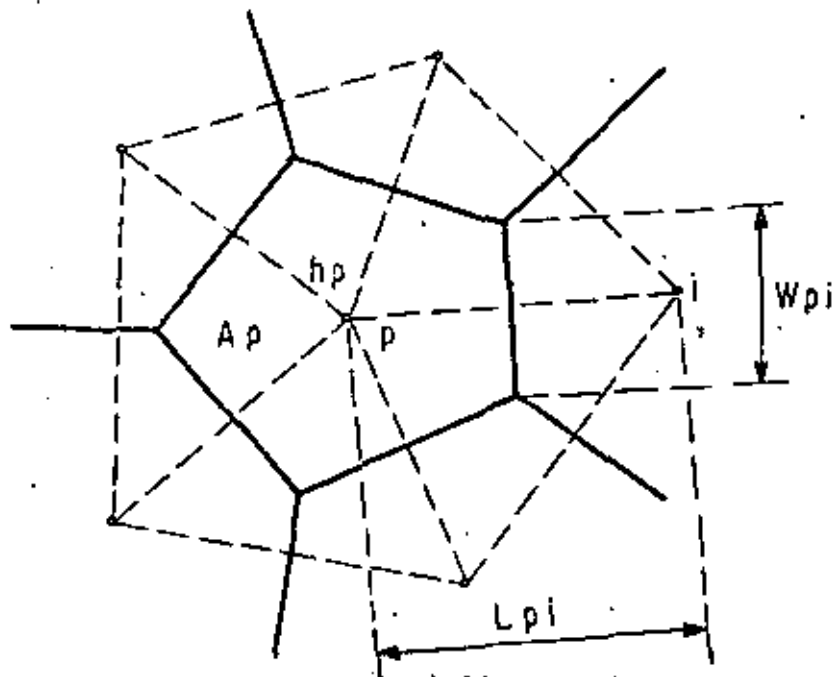
K_{pi} = Permeabilidad entre p e i

T_{pi} = Transmisibilidad entre p e i

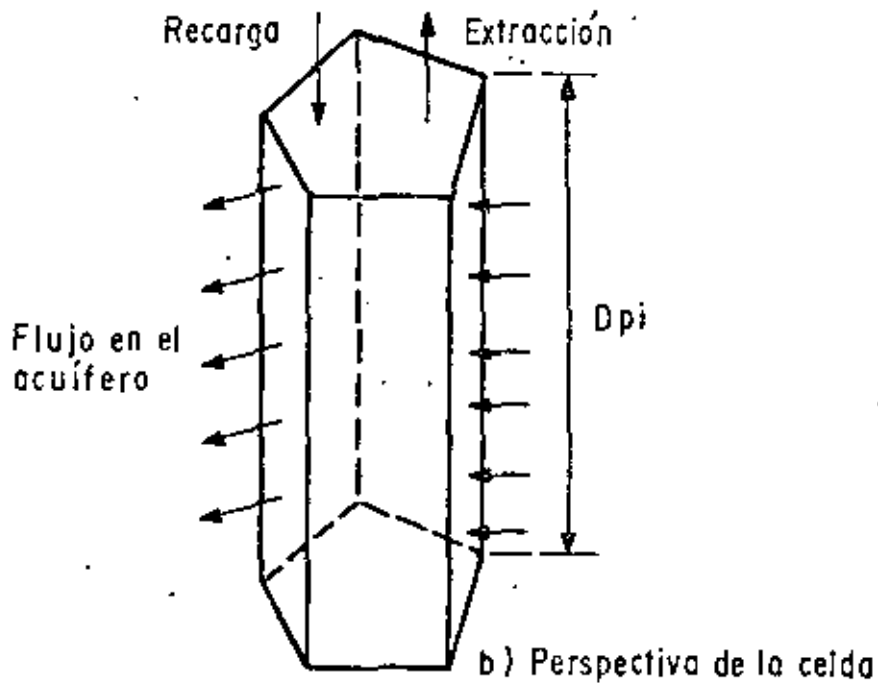
L_{pi} = Distancia entre nodos de las celdas p e i

W_{pi} = Ancho de contacto entre las celdas p e i





a) Planta de la celda



b) Perspectiva de la celda

FIG. 5.— ESQUEMA DEL ELEMENTO VOLUMETRICO O CELDA

E_{pi} = Altura donde toma lugar el flujo entre p e i

h_{pi} = Altura piezométrica de la celda i vecina de p.

A_{pi} = Área de flujo entre la celda p e i

h_p = Altura piezométrica de la celda p.

N = Número total de celdas vecinas a p.

Por lo tanto el flujo neto de la celda p será igual

a:

$$\sum_{i=1}^N (h_{pi} - h_p) \frac{W_{pi}}{L_{pi}} \cdot T_{pi}$$

La contribución exterior de la celda p será igual a :

$$R_{Ap} + R_{Np} - B_p$$

Siendo:

R_{Ap} = Recarga artificial de la celda p.

R_{Np} = Recarga natural de la celda p.

B_p = Bombeo de la celda p.

Podrá ser considerado el concepto de evapotranspiración cuando éste exista.

El cambio de almacenamiento en el intervalo t será:

$$\Delta V = S_p A_p \frac{h_p^{t+\Delta t} - h_p^t}{\Delta t}$$

donde:

S_p = Coeficiente de almacenamiento de la celda p.

A_p = Área horizontal de la celda p.

t = Intervalo de tiempo.

$h_p^{t+\Delta t}$ = Altura piezométrica en el instante $t + \Delta t$.

h_p^t = Altura piezométrica de la celda p en el instante t .

Habiendo definido los elementos que integran el balance de agua de la celda p; éste estará expresado como:

$$\sum_{i=1}^N (h_{pi} - h_p) \cdot \frac{W_{pi}}{L_{pi}} T_{pi} + R_{Ap} + R_{Np} - B_p = S_p A_p \frac{h_p^{t+\Delta t} - h_p^t}{\Delta t} \quad (2)$$

El conjunto de ecuaciones que resultan de obtener el balance de agua para la totalidad de las celdas (M) en que ha sido dividido el acuífero, constituye el modelo de diferencias finitas.

La solución del conjunto de ecuaciones nos proporcionará los valores de h_p ; desde $p = 1$ hasta M, para un intervalo Δt . Esto es, el comportamiento futuro del acuífero para un determinado régimen de recarga y bombeo.

No se ha especificado el instante de tiempo en el cual los valores de h_{pi} y h_p que aparecen en el miembro de la izquierda de la ecuación (2) son considerados, debido a que ello dará lugar a diversos métodos que se explicarán a continuación en el proceso de predicción.

PREDICCIÓN DE NIVELES DE AGUA POR EL MODELO DE DIFERENCIAS FINITAS.

La ecuación (2); o sea el modelo numérico, proporciona información sobre los niveles del agua únicamente en los centros de las celdas (nodos) y a determinados instantes de tiempo, previamente establecidos. El proceso de predicción puede ser llevado por medio de los métodos siguientes:

- a).- Método Explícito.
- b).- Método Implícito.

a).- Método Explícito.-

En este método el balance de agua es hecho para el intervalo de tiempo t y $t + \Delta t$; los valores de h_{pi} y h_p , para determinar el gradiente y posteriormente el flujo neto, se toman en el instante de tiempo t de tal manera que la única incógnita de la ecuación (2) serán los valores de h_p para el instante $t + \Delta t$.

Si previamente hacemos:

$$\frac{W_{pi}}{L_{pi}} T_{pi} = C_{pi} \quad \text{Y} \quad R_{Np} + R_{Ap} - B_p = F_p$$

la ecuación fundamental del modelo numérico en la forma explícita es:

$$\sum_{i=1}^N (h_{pi}^t - h_p^t) C_{pi} + F_p = S_p A_p \frac{h_p^{t+\Delta t} - h_p^t}{\Delta t}$$

para $p = 1$, hasta M .

así como se estableció anteriormente, la única incógnita será h_p para el instante $t + \Delta t$, y éstos valores serán los iniciales de h_p para el siguiente intervalo y así sucesivamente.

Para el primer intervalo:

$$h_p^{t+\Delta t} = h_p^t + \frac{t}{S_p A_p} \sum_{i=1}^N (h_{pi}^t - h_p^t) C_{pi} + F_p$$

para $p = 1, 2, 3 \dots M$

en el siguiente intervalo será:

$$h_p^{t+2\Delta t} = h_p^{t+\Delta t} + \frac{t}{S_p A_p} \sum_{i=1}^N (h_{pi}^{t+\Delta t} - h_p^{t+\Delta t}) C_{pi} + F_p$$

para $p = 1, 2, 3 \dots M$

por ejemplo si $t = 30$ días la ecuación del primer intervalo se planteará entre 0 y 30 días! En el segundo intervalo será entre $t = 30$ y $t = 30 + 30 = 60$ días, y así sucesivamente.

El sistema tendrá tantas ecuaciones como celdas existan y habrá tantos sistemas de ecuaciones como intervalos de tiempo se requieran.

Así, la solución estriba en resolver por métodos numéricos y con auxilio de máquinas computadoras, el sistema de ecuaciones planteado.

El método explícito es el más simple, ya que únicamente existe una incógnita en cada ecuación, sin embargo su utilización tiene una gran restricción que lo hace impráctico, y ésta consiste en que:

$$\Delta t \leq \min \left[\frac{A_p \cdot S_p}{\sum_{i=1}^N C_{pi}} \right] \text{ para } p = 1, 2, 3, 4 \dots M.$$

La violación de la condición anterior, hace que la solución numérica se aleje cada vez más en cada interacción -

13

del verdadero valor: esta condición requiere que los incrementos de tiempo t sean pequeños, especialmente en acuíferos caracterizados por su bajo coeficiente de almacenamiento y una alta transmisibilidad.

b).- Método implícito

En este método los valores de h_p y h_{pi} para la determinación del gradiente, son considerados en el instante de tiempo $t + \Delta t$, valores que se desconocen, por lo que resulta más de una incógnita en la ecuación planteada para cada celda, que se expresará como sigue:

$$\sum_{i=1}^N (h_{pi}^{t+\Delta t} - h_p^{t+\Delta t}) \cdot C_{pi} + F_p = S_p A_p \frac{h_p^{t+\Delta t} - h_p^0}{\Delta t}$$

las incógnitas serán: h_p para $t + \Delta t$ y h_{pi} desde $i=1$, hasta N .

para $t + \Delta t$

El sistema de ecuaciones o modelo matemático, será desarrollado a continuación hacia una forma más simple considerando $t + \Delta t$ como j y t como o así la expresión fundamental será:

$$\sum_{i=1}^N (h_{pi}^j - h_p^o) \cdot C_{pi} + F_p = S_p A_p \frac{h_p^j - h_p^o}{\Delta t}$$

si hacemos $C_{pp} = \left(\frac{S_p \cdot A_p}{\Delta t} + \sum_{i=1}^N C_{pi} \right)$

y $M_p = \left(F_p + \frac{S_p \cdot A_p}{\Delta t} h_p^o \right)$

ya que son constantes para cada celda, la expresión fundamental en el esquema implícito se reduce a :

$$\sum_{i=1}^N h_{pi}^j \cdot C_{pi} + C_{pp} \cdot h_p^j = M_p$$

Consideremos el caso ideal, para fines ilustrativos de un acuífero compuesto de 6 celdas (Fig.6). Para el instante j ; la ecuación de la celda (1) que tiene como celdas vecinas a la (2), (3) y (4) será:

$$C_{12} h_2 + C_{13} h_3 + C_{14} h_4 + C_{11} h_1 = M_1$$

para la celda (2):

$$C_{21} h_1 + C_{23} h_3 + C_{25} h_5 + C_{22} h_2 = M_2$$

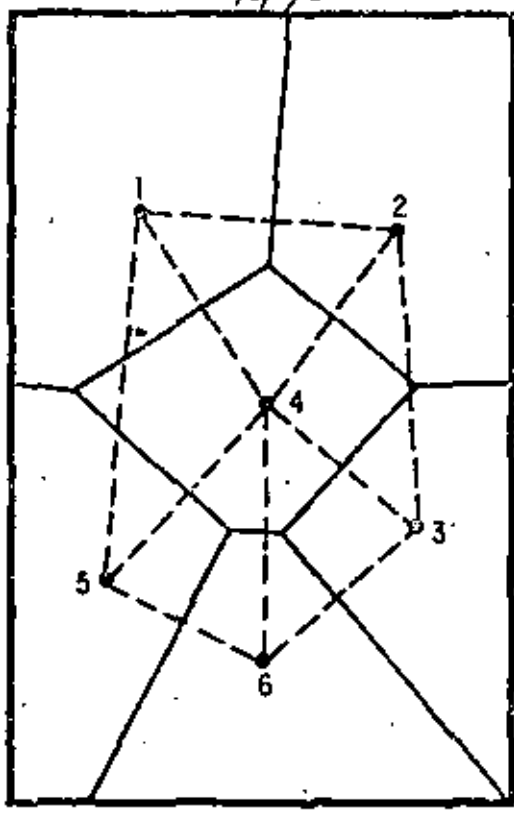


FIG.- 6 ACUIFERO IDEALIZADO DE 6 CELDAS POLIGONALES

para la celda (3)

$$C_{31} h_1 + C_{32} h_2 + C_{34} h_4 + C_{35} h_5 + C_{36} h_6 + C_{33} h_3 = M_3$$

para la celda (4)

$$C_{41} h_1 + C_{43} h_3 + C_{46} h_6 + C_{44} h_4 = M_4$$

para la celda (5)

$$C_{52} h_2 + C_{53} h_3 + C_{56} h_6 + C_{55} h_5 = M_5$$

para la celda (6)

$$C_{63} h_3 + C_{64} h_4 + C_{65} h_5 + C_{66} h_6 = M_6$$

resulta un sistema de 6 ecuaciones con 6 incógnitas, este sistema expresado en forma matricial es como sigue:

$$\begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & 0 & 0 \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} & 0 & C_{25} & 0 \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\ C_{41} & 0 & C_{43} & C_{44} & 0 & C_{46} \\ 0 & C_{52} & C_{53} & 0 & C_{55} & C_{56} \\ 0 & 0 & C_{63} & C_{64} & C_{65} & C_{66} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} h_1 \\ h_2 \\ h_3 \\ h_4 \\ h_5 \\ h_6 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} M_1 \\ M_2 \\ M_3 \\ M_4 \\ M_5 \\ M_6 \end{bmatrix}$$

La solución de este sistema de ecuaciones para encontrar los valores de $h_1 h_2 h_3 h_4 h_5 h_6$ para el instante j puede ser llevado a cabo por el método de inversión de matrices ó métodos iterativos como el de eliminación de Gauss-Seidel.

Si el número de celdas es de cientos y aún de miles, el método implícito llega a ser más ineficiente debido a que ocupa más espacio en la memoria de la computadora y consume más tiempo en su procesamiento, por lo que el método de Dirección Alternante variante del método implícito, puede ser utilizado.

PROCESO DE CALIBRACION

Una vez que el modelo matemático (sistema de ecuaciones algebraicas) ha sido elaborado, se hace necesario efectuar el proceso de calibración del modelo que, como se mencionó en la introducción es un procedimiento de tanteo, con la intención de ajustar, dentro de cierto rango de tolerancia una evolución piezométrica calculada por medio del modelo a una observada.

Durante este proceso se hacen varias aquéllos parámetros en los que se tenga más incertidumbre respecto a su valor real, esos parámetros generalmente son: el coeficiente de transmisibilidad, el de almacenamiento, la recarga y en ocasiones el bombeo.

Existen varias combinaciones de los parámetros que permiten lograr el ajuste; pero no todas son representativas de las condiciones reales, por lo que, siempre deberá tenerse presente al hacer la calibración que los parámetros sean representativos del sistema real que se está analizando.

Es conveniente durante el proceso de ajuste, la elaboración de diferentes representaciones gráficas, para definir qué parámetro o parámetros son los que se requieren variar; ya que una variación al azar no conducirá a ningún resultado positivo. Las principales representaciones gráficas que se utilizan son las siguientes:

- ___ Evolución piezométrica puntual en un periodo de terminado de tiempo.
- ___ Evolución piezométrica para un cierto periodo de tiempo, (curvas isoevolución)
- ___ Perfiles piezométricos correspondientes a varias secciones para un cierto tiempo.

ERRORES EN LA UTILIZACION DE MODELOS

I.- ERRORES DE CALCULO EN LA UTILIZACION DE MODELOS

Sea:

S = Solución exacta de la ecuación diferencial.

D = Solución exacta de la ecuación de diferencias finitas.

N = Solución numérica del sistema de ecuaciones.

las diferencias:

S-D = Error de truncación

D-N = Error de redondeo

S-N = Error total

Error de truncación.- Depende del esquema empleado para las diferencias finitas.

Error de redondeo.- Depende de la tolerancia adaptada en la solución del sistema de ecuaciones.

II.- ERRORES DEBIDOS A LA SIMULACION DE UN SISTEMA HIDROLOGICO COMPLEJO POR MEDIO DE UN MODELO MATEMATICO SIMPLIFICADO.

1.- T y S Se supone constantes en el espacio y tiempo. En realidad pueden variar con la permeabilidad y el espesor saturado en el área y en el tiempo.

2.- Flujo Bidimensional.- Puede haber áreas con componentes verticales de flujo muy significativas; en las zonas de recarga y descarga.

3.- Posición y comportamiento de las fronteras.- Pueden ser mal ubicadas o tener un comportamiento deficiente al supuesto.

III.- ERRORES DEBIDOS A LAS MEDICIONES DE EXTRACCIONES, RECARGA, TRANSMISIBILIDAD, ALMACENAMIENTO Y ELEVACIONES INICIALES.

REFERENCIAS

18

MECANICA DE SUELOS TOMO III

JUAREZ BADILLO Y RICO RODRIGUEZ. ED. LINUSA

CONCEPTS AND MODELS IN GROUNDWATER HYDRO-
LOGY PATRIC. A. DOMENICO. MC.GRAW HILL

CAPTACION DE AGUAS SUBTERRANEAS

ALBERTO BENITEZ ED. DOSSAT, S.A.

GROUNDWATER RESOURCE EVALUATION

WALTON MC. GRAW HILL

HIDROGEOLOGIA

SELECTED DIGITAL COMPUTER TECHNIQUES FOR
GROUNDWATER RESOURCE EVALUATION

T.A. PRICKETT AND C.G. LONNQUIST

THE EFFECT OF PUMPING OVER AND AREA

ROBERT E. GLOVER

FORECASTING WATER LEVELS IN AQUIFERS BY
NUMERICAL AND SEMI-HYBRID METHODS

E. HELEZ, U. SHAMIR AND J. BEAR



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

**EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE
RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS**

METODOS GEOFISICOS

Ing. Alfonso Alvarez Manilla

Marzo, 1981



LA PROSPECCION GEOFISICA EN EL ESTUDIO DEL AGUA SUBTERRANEA

I. - ASPECTOS GENERALES DE LA PROSPECCION GEOFISICA.

Es interesante señalar que a pesar de haberse empleado por primera vez la prospección geofísica en el siglo - XVII, ésta no tuvo grandes progresos sino hasta principios del siglo XX, cuando aumentaron las dificultades para localizar nuevos depósitos, tanto de hidrocarburos como de minerales útiles por los métodos hasta entonces tradicionales. Sin embargo la aplicación de la prospección geofísica a la geohidrología es mucho más reciente, a principios de la década de los cuarentas, cuando las necesidades de agua aumentaron en forma considerable y no pudieron ser satisfechas completamente con captaciones directas de lluvias o escurrimientos superficiales. Fué esta necesidad la que motivó transformar las técnicas geofísicas del petróleo y minería para adaptarlas a las necesidades de la geohidrología. Es conveniente mencionar que en nuestro país existen zonas áridas y semi-áridas, las cuales cubren más del 50% de la superficie, y dado que el único recurso disponible en ellas es el agua subterránea, esta adquiere singular importancia.

La prospección geofísica básicamente consiste en la -- realización de mediciones desde la superficie del suelo, encaminadas a suministrar información acerca de -- las propiedades físicas de los materiales del subsuelo. Esta información interpretada de forma adecuada puede utilizarse para localizar estructuras geológicas favorables donde se encuentre: agua, hidrocarburos ó minerales útiles. Esta definición establece una característica general de gran atractivo que constituye, por otra parte, la razón de su desarrollo, y es que, al realizarse la investigación del subsuelo desde la superficie, -- la geofísica se convierte en un sustituto parcial con ventajas económicas de la observación directa.

II. - CLASIFICACION DE LOS METODOS GEOFISICOS.

Existe una clasificación de los métodos geofísicos según que las propiedades físicas se manifiestan mediante la existencia de un campo de fuerzas natural como el campo gravitatorio terrestre o el campo magnético, o -- b... mediante la creación de un campo artificial como

una perturbación elástica o un campo eléctrico genera do en la superficie.

- | | |
|---|---|
| 1.- Los que utilizan campos de fuerzas naturales. | magnetométrico
radioactivo
termométrico
gravimétrico |
| 2.- Los que utilizan excitación artificial. | eléctrico
sísmico. |

III.- MÉTODOS GEOFÍSICOS UTILIZADOS EN LA PROSPECCION PARA AGUA SUBTERRANEA.

Para el aprovechamiento racional del agua subterránea es necesario efectuar estudios que nos permitan conocer las características y comportamiento de las formaciones que se encuentran en el subsuelo.

Estos estudios, a medida que ha avanzado el tiempo,-- se han ido perfeccionando y enriqueciendo con el auxilio de otras ciencias, entre estas se encuentra la -- GEOFISICA. Los objetivos de esta ciencia encaminada al estudio y explotación del agua subterránea son:

- a).- Construir un mapa estructural del subsuelo.
- b).- Determinar los sitios y profundidades más favorables para la perforación de pozos.
- c).- En zonas costeras, delimitar la interfase salina.
- d).- Ayuda a determinar en forma cualitativa la calidad del agua.

Antes de efectuar un determinado estudio se hace una selección de los métodos geofísicos, esto es, se relacionan las características y propiedades de cada uno, con el objetivo a alcanzar y se deduce cuál o cuáles son los más convenientes para aplicar.

Aparte de las consideraciones prácticas y teóricas, las cuales son factores importantes para la elección del método, existe otro también decisivo, este es el económico.

Tomando en cuenta lo anterior y con base en experiencias, se puede decir que los métodos considerados en primer término para la prospección del agua subterránea son:

- Método Eléctrico Resistivo.
- Método Sísmico de Refracción.

Por supuesto, esto no excluye la posibilidad de utilizar otros métodos.

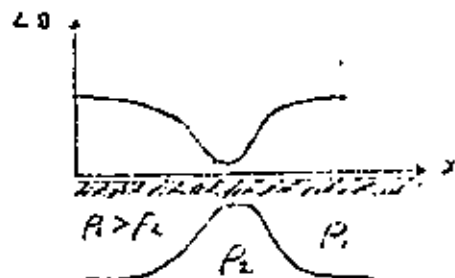
A continuación se hará una breve descripción de los métodos que suelen tener poca aplicación al estudio del agua subterránea, en cambio, los más aplicados serán estudiados con mayor detalle.

IV.- METODO GRAVIMETRICO.

El principio del método consiste en medir el valor del potencial de gravedad en diferentes lugares y sus variaciones en los alrededores inmediatos a éstos. Los diferentes tipos de rocas tienen densidades diferentes y las rocas más densas ejercen mayor atracción gravitacional, si las rocas más densas están arqueadas hacia arriba, formando una elevación estructural, tal como un anticlinal (Fig. IV.1).



el campo gravitatorio terrestre será mayor sobre el eje de la estructura que a lo largo de sus flancos. Por otra parte, un domo salino que es menos denso que las rocas en que está intrusionado, puede ser descubierto gracias a los bajos valores de la gravedad que normalmente son registrados sobre el mismo (Fig. IV.2)



Las anomalías de la gravedad buscadas en la exploración petrolífera pueden representar tan sólo una millonésima, y hasta una diezmillonésima, del campo total terrestre. Por esta razón, los instrumentos empleados han de ser extremadamente sensibles, y los gravímetros modernos permiten descubrir variaciones de la gravedad hasta de una cientomillonésima del campo terrestre.

V.- METODO MAGNETOMETRICO.

La prospección magnética determina las variaciones del campo magnético terrestre atribuibles a cambios de estructura, o de la susceptibilidad magnética de algunas rocas próximas a la superficie.

Las rocas sedimentarias presentan, en general, una susceptibilidad muy pequeña en comparación con las ígneas o metamórficas, y la mayoría de las exploraciones magnéticas están encaminadas a levantar el mapa de la estructura sobre o dentro del basamento; o a descubrir directamente minerales magnéticos.

Sucede con frecuencia que resulta difícil distinguir las anomalías magnéticas debidas a la topografía del basamento con las que son consecuencia de cambios laterales en la composición de la roca del basamento, y esta ambigüedad limita la eficacia del método.

VI.- METODO RADIOACTIVO.

Se entiende por radioactividad la desintegración de un núcleo atómico con emisión de energía y de partículas materiales, proceso que tiene lugar espontáneamente en algunas sustancias radioactivas naturales. Se observan tres tipos de radiación: rayos alfa, beta y gamma y la prospección geofísica de minerales radioactivos está basada en la detección de estas radiaciones por medios físicos.

La búsqueda geofísica de elementos radioactivos en la corteza es primordialmente una búsqueda de lugares con radiación γ anormal. Sin embargo, no todos los elementos radioactivos emiten rayos γ y sus yacimientos no pueden ser localizados a menos que un elemento "hijo" presente en el yacimiento emita dichos rayos. Así el uranio se detecta indirectamente por la radiación γ emitida por una o más de sus productos, en especial el radio.

La localización de elementos radioactivos no es la única aplicación de los métodos radioactivos. Puesto que todas las rocas, tanto ígneas como sedimentarias, contienen trazas de elementos radioactivos, estos métodos pueden utilizarse también para Cartografía Geológica, con tal que las diferentes rocas, estratos o facies tengan radioactividades diferentes.

En la exploración se utilizan aparatos tales como el contador Geiger Muller, Medidores de Centelleo, espectrógrafo de masas, etc.

VII.- METODO TERMOMETRICO.

La termometría consiste en descubrir, por medio de medidas de temperatura a poca profundidad, formaciones geológicas de características especiales a zonas de anomalías de flujo interno.

Se utiliza la noción de gradiente vertical y de grado geotérmico.

El gradiente vertical en el interior de un terreno es el coeficiente de la diferencia de temperaturas por la diferencia de profundidad.

$$\text{grad} = \frac{\theta_b - \theta_a}{h_b - h_a}$$

El grado geotérmico es la cantidad de metros (o cms.) - que se debe aumentar la profundidad para que la temperatura aumente 1 grado.

La temperatura del suelo es función del calentamiento solar, de las características térmicas de las formaciones geológicas y del flujo proveniente del interior de la tierra que se debe a la radioactividad interna.

Desde el punto de vista térmico, cada sustancia se caracteriza por dos parámetros: calor específico y conductividad térmica, los cuales permiten definir acuíferos de poca profundidad.

El calor específico es la cantidad de calor que hay que suministrar a un gramo de la sustancia para que su tem-

peratura aumente 1°C. El valor específico de la mayoría de las formaciones geológicas secas es de 0.2-0.3, mientras que el del agua es 1. Por este motivo, los acuíferos situados a poca profundidad se calientan y enfrían más lentamente con el paso de las estaciones que las formaciones impermeables.

La conductividad térmica expresa la aptitud para propagar el calor recibido. La conductividad de las rocas muy porosas aumenta considerablemente cuando están saturadas de agua, dado que la conductividad térmica del agua es de 0.0014 cal/cm.seg °C, mientras que la del aire es solo 0.00006. La conductividad térmica varía un poco de unas a otras, sólo las arcillas se diferencian de las restantes rocas por su menor conductividad.

Antes de interpretar las medidas termométricas obtenidas en el campo, es necesario realizar las correcciones correspondientes, según la profundidad donde se hizo la lectura. En la práctica, se utilizan por lo menos 2 series de medidas en épocas diferentes del año con el fin de superponer los diagramas obtenidos y observar las diferencias de temperatura.

VIII.- MÉTODOS SÍSMICOS.

La propiedad física fundamental en que se basa la exploración por los métodos sísmicos, es la velocidad de transmisión de las ondas elásticas en diferentes formaciones geológicas.

La velocidad de transmisión de las ondas elásticas depende de las propiedades físicas del medio transmisor.

Las fórmulas matemáticas que expresan la velocidad de transmisión en términos de las constantes elásticas del medio son:

$$V_L = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1-\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}}$$

$$V_T = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1+\sigma)}}$$

Donde λ, μ son los coeficientes de Lamé, siendo μ el coeficiente de rigidez.

E = Modulo de Young.

σ = Constante de Poisson.

V_L = Velocidad de las ondas longitudinales.

V_T = Velocidad de las ondas transversales.

ρ = Densidad del material.

La velocidad de las ondas transversales es aproximadamente el 57% de la correspondiente velocidad longitudinal.

En sismología se conocen varios tipos de ondas, pero en exploración hasta ahora solamente se aprovecha la onda longitudinal, la cual es la onda de compresión en la dirección de propagación.

La velocidad de transmisión de las ondas elásticas en términos geológicos depende en mayor grado de la compactidad y del estado de consolidación de la formación. Así las arenas, lutitas y margas transmiten las ondas con velocidades intermedias, mientras que las calizas, sal gema, esquistos, gneiss, rocas ígneas; con velocidades mucho más altas. En rellenos no consolidados la velocidad de propagación crece con el grado de saturación y por tanto es mayor bajo el nivel freático que arriba de él.

La tabla VIII.1, muestra los diferentes rangos de velocidad para diferentes formaciones.

<u>F o r m a c i ó n</u>	<u>Velocidad Km/s</u>	
Aire	0.33	
Agua dulce	1.45	
Limos	0.2	0.6
Capa superficial no consolidada y seca	0.2	0.6
Aluviones secos	0.6	1.2
Aluviones saturados	1.6	2.4
Arcillas	0.9	1.8
Tobas	1.8	2.5
Margas, creta	2	3
Lavas	2.5	4
Calizas y Dolomías	3	5

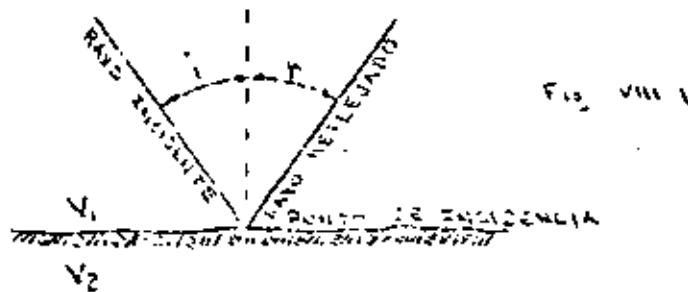
<u>Formación</u>	<u>Velocidad Km/s</u>
Esquistos, micoesquistos	3 4.5
Gneiss, Cuarzitas	3 5.5
Granitos	4 6

VIII.1).- LEYES DE LA OPTICA GEOMETRICA EN SISMOLOGIA.

Para fines prácticos, las leyes de propagación de las ondas elásticas son idénticas a las leyes de la optica geométrica, siendo raras las ocasiones en que es necesario recurrir a la teoría de propagación de las ondas elásticas.

Las leyes de la optica geométrica que rigen la propagación de las ondas elásticas son:

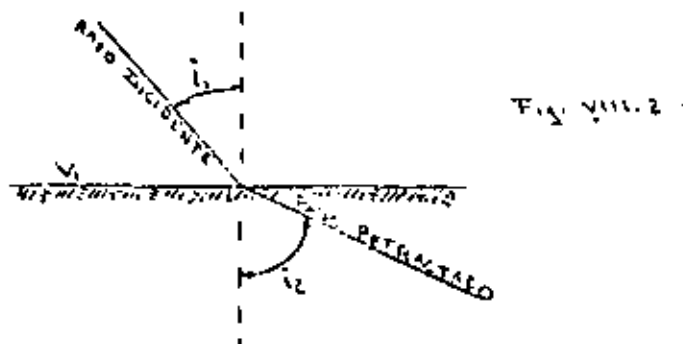
Ley de reflexión.- El ángulo de reflexión está en el plano de incidencia (el cual queda definido por el rayo incidente y la normal N a la superficie en el punto de incidencia), y es igual al ángulo de incidencia Fig. VIII.1.



Ley de Refracción.- El ángulo de refracción está en el plano de incidencia y es:

$$\text{sen } i_1 / \text{sen } i_2 = v_1 / v_2$$

Donde v_1 es la velocidad de propagación de la onda elástica en el primer medio, y v_2 es la velocidad en el segundo medio Fig. VIII.2.



Principio de Huyghens.- Las leyes mencionadas se pueden deducir del principio de Huyghens que dice: "Todo punto de una onda puede considerarse como centro de excitación de nuevas ondas. La superficie envolvente común de estas ondas elementales representa la onda real o principal.

Principio de Fermat.- Las leyes de reflexión y refracción pueden deducirse también del principio de Fermat que dice: "Todo rayo luminoso se propaga de manera que el tiempo empleado en recorrer el camino sea mínimo".

VIII.2).- PRODUCCION, DETECCION Y REGISTRO DE LAS ONDAS SISMICAS.

La forma más comunmente empleada para la producción de ondas sísmicas es la explosión de cargas de dinamita. Tiene la ventaja de que siempre puede alcanzarse la energía requerida si se emplea la cantidad necesaria de explosivo. Sin embargo, para profundidades de estudio pequeñas, como las requeridas en algunas aplicaciones de Ingeniería Civil, la producción de las ondas sísmicas por medio de martillo resulta muy adecuada.

Las ondas sísmicas son detectadas por medio de geófonos entre los cuales los tipos más usados son los electromagnéticos. Una bobina unida a un cuadro está colocada entre los polos de un imán, que a su vez, está suspendido por muelles de lámina. El cuadro está unido firmemente con una caja hermética provista de un clavo o lámina para introducir el geófono en el suelo. La bobina se mueve con el terreno, mientras que el imán permanece virtualmente estacionario a causa de su gran inercia, y el movimiento relativo de los dos produce una tensión eléctrica oscilante. La tensión producida por el geófono es amplificada y filtrada de manera que sólo pasen las frecuencias deseadas, las cuales son transmitidas a un registrador, donde hace oscilar un diminuto galvanómetro. Este tiene un espejo que envía un rayo luminoso sobre una banda fotográfica enrollada sobre un tambor giratorio, con lo que se completa el registro de las ondas sísmicas.

Los registros sísmicos llevan también líneas de tiempo, de modo que las "llegadas" debidas a reflexiones y refracciones puedan fijarse con precisión (dentro de unos pocos milisegundos).

IX.- METODO DE REFLEXION SISMICA.

El método de reflexión sísmica es el que aporta un cuadro más directo y detallado de la estructura geológica del sub suelo. Con los datos que proporcionan es posible hallar las profundidades a que se encuentran las superficies de contacto enterradas, con una exactitud que sólo es mejorada por las medidas efectuadas en pozos.

Las profundidades se determinan observando los tiempos de recorrido de ondas elásticas originadas cerca de la superficie y reflejadas hasta ésta por las formaciones subterráneas.

IX.1).- GEOMETRIA DE LAS TRAYECTORIAS DE REFLEXION EN SUPERFICIE DE SEPARACION HORIZONTAL.

Quando una onda es producida por una explosión de dinamita, justo por debajo de la superficie del suelo, cada superficie de separación que represente un cambio en las propiedades elásticas reflejan hacia la superficie parte de la energía y un detector situado en ésta responderá a la llegada de cada onda reflejada, utilizándose el tiempo empleado en el recorrido completo, desde el punto de explosión al detector, para calcular la profundidad a que se encuentra el horizonte reflectante. Para hacer este cálculo es necesario conocer la velocidad de las ondas sísmicas en todos los puntos del perfil. De haber un cambio continuo de la velocidad con la profundidad, las trayectorias de las diversas ondas captadas por una sola estación detectora serán curvas, como se ve en la Fig. IX.1.1.

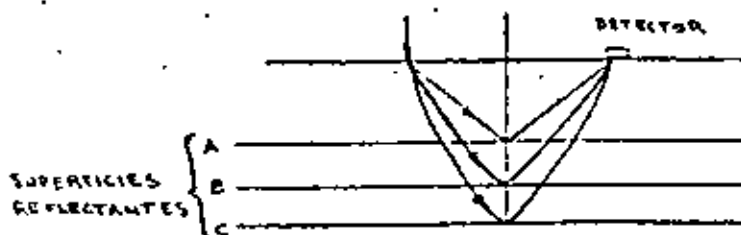


Fig. IX.1.1

Si la velocidad tiene en todo el perfil el valor constante \bar{V} , la onda reflejada por una capa horizontal situada a la profundidad Z con respecto al detector, y a una distancia X del punto de explosión, se desplazara siguiendo las dos líneas rectas representadas en la Fig. VIII.1.2

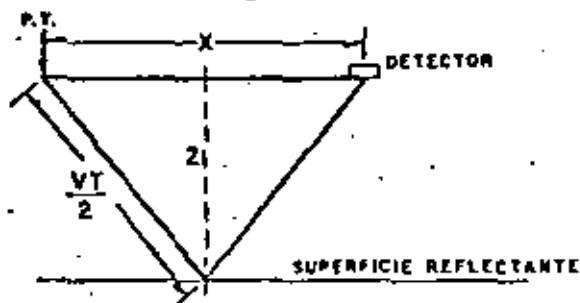


Fig. VIII, 1.2

La longitud L de la trayectoria de onda, desde el punto de explosión hasta el detector, pasando por la superficie del reflectante es:

$$L = 2 \sqrt{Z^2 + \left(\frac{X}{2}\right)^2} = \bar{V} T \quad (1)$$

en donde T es el tiempo total recorrido. Despejando T , se obtiene:

$$T = \frac{2}{\bar{V}} \sqrt{Z^2 + \left(\frac{X}{2}\right)^2} \quad (2)$$

La profundidad a que se encuentra el horizonte reflectante se obtiene, a base del tiempo, distancia horizontal y velocidad media, por la ecuación.

$$Z = \frac{1}{2} \sqrt{(\bar{V} T)^2 - X^2} \quad (3)$$

La velocidad media se puede calcular por:

- A) Determinación de Pozos de Sondeo
- B) Por medio del método sísmico de refracción.

IX.2).- REFLEXION EN SUPERFICIES DE SEPARACION INCLINADA.

La formula (2) no es válida para capas inclinadas. Para obtener la expresión del tiempo de reflejo cuando la capa no es horizontal, nos referimos a la fig. VIII.2.1.

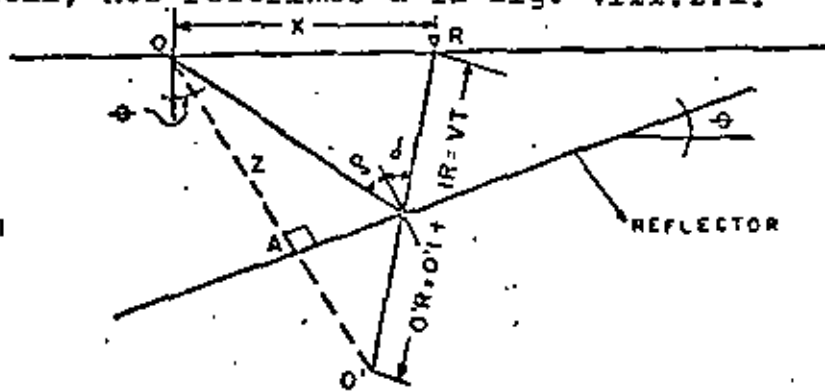


Fig. VIII.2.1

Variables
t, x

Constantes
z, theta, v

$$\overline{O'R}^2 = \overline{OO'}^2 + \overline{OR}^2 - 2 \overline{OO'} \overline{OR} \cos \theta$$

$$v^2 T^2 = 4z^2 + x^2 - 4zx \cos (\frac{x}{z} - \theta)$$

$$v^2 T^2 = 4z^2 + x^2 - 4zx \text{ SEN } \theta$$

$$T = \frac{1}{v} \sqrt{4z^2 + x^2 - 4zx \text{ SEN } \theta} \quad \text{Tiro Subido}$$

De forma análoga se calcula para tiro de bajada y se obtiene.

$$T = \frac{1}{v} \sqrt{4z^2 + x^2 + 4zx \text{ SEN } \theta}$$

X.- METODO SISMICO DE REFRACCION

En este método los instrumentos detectores se disponen a cierta distancia del punto de explosión, que es larga en comparación con la profundidad a que se encuentre el horizonte que haya de ser marcado en el mapa. Las ondas explosivas recorren grandes distancias horizontales a través del suelo, y el tiempo requerido para su desplazamiento informa acerca de la velocidad y profundidad de ciertas formaciones del subsuelo.

El método de refracción conserva ciertas ventajas que el de reflexión no puede reivindicar; en una zona donde se disponga de datos relativos a la geología del subsuelo, la exploración por reflexión, que solo da a conocer la geometría de las formaciones subterráneas, no facilita datos acerca de la composición de las rocas subyacentes. La investigación por refracción, por otra parte, al suministrar datos acerca de las velocidades sísmicas en las diversas formaciones, así como de su geometría, hace posible intentar la identificación de los materiales rocosos que hayan de ser cartografiados.

X.1. LEY DE REFRACCION

El ángulo de refracción está en el plano de incidencia y es:

$$\text{Sen } i_1 / \text{Sen } i_2 = V_1 / V_2$$

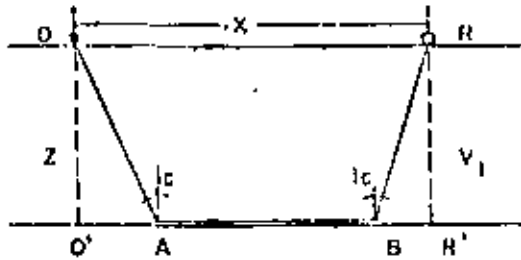
donde V_1 es la velocidad de propagación de la onda elástica en el primer medio, y V_2 es la velocidad en el segundo medio.

Esta ley se conoce con el nombre de ley de Snellius. En el caso general, el rayo iniciado en un punto de origen, al llegar a la superficie de contacto que separa los dos medios, producirá tanto un rayo reflejado como un rayo refractado en el punto de incidencia. El rayo reflejado vuelve al primer medio, formando el ángulo $r = i$ con la normal. El rayo refractado penetra al segundo medio formando un ángulo i_2 con la normal. Este ángulo depende del ángulo de incidencia i_1 , y de la relación de velocidades de ambos medios según la ley de Snellius. Si el ángulo i_1 es mayor que un cierto ángulo crítico es decir, tal que el ángulo i_2 resulta mayor de 90° , entonces no se produce la refracción y toda la energía es reflejada. Si el ángulo de incidencia es tal que el ángulo refractado es igual a 90° , el rayo refractado viaja por la superficie del segundo medio. El ángulo de incidencia que produce el ángulo de refracción, igual a 90° , se llama ángulo crítico de incidencia y tiene mucha importancia en las interpretaciones del método de refracción.

X.2. RELACIONES TIEMPO DISTANCIA PARA CAPAS HORIZONTALES

Considerese un perfil sísmico el cual se realiza una explosión y a unas distancias crecientes se ubican los detectores.

El tiempo de la onda refractada sería:



Condición $V_2 > V_1$

$$\text{Sen } ic = \frac{V_1}{V_2}$$

$$t_{OABR} = \frac{OA}{V_1} + \frac{AB}{V_2} + \frac{BR}{V_1}$$

$$OA = BR = Z \sec ic$$

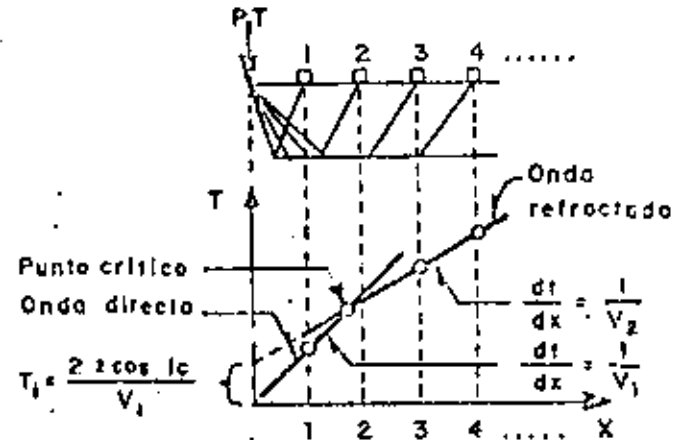
$$AB = OR - OA - BR = X - Z \tan ic - Z \tan ic = X - 2Z \tan ic$$

$$t = \frac{Z \sec ic}{V_1} + \frac{X - 2Z \tan ic}{V_2} + \frac{Z \sec ic}{V_1}$$

$$t = \frac{X}{V_2} + 2Z \left(\frac{1}{V_1} \sec ic - \frac{1}{V_2} \tan ic \right)$$

$$t = \frac{X}{V_2} + \frac{2Z \cos ic}{V_1} \quad \because \quad t = \frac{X}{V_2} + \frac{2Z \cos ic}{V_1}$$

En coordenadas rectangulares, se gráficas en las abscisas, los espaciamientos de los detectores y en las ordenadas los tiempos. Esta gráfica se denomina de tiempo-distancia ó solo T-X (fig. IX.2.1)



$$T_{\text{onda directa}} = \frac{X}{V_1}$$

$$T_{\text{onda refractada}} = \frac{X}{V_2} + \frac{2z \cos ic}{V_1}$$

A partir de la gráfica podemos determinar las velocidades y la profundidad del horizonte refractor.

Las velocidades las determinamos con el recíproco de la pendiente.

La profundidad Z , se puede deducir a partir del tiempo de intercepción

$$\text{Teneros: } t_i = \frac{2Z \cos ic}{V_1} \quad \therefore \quad Z = \frac{V_1 \cdot t_i}{2 \cos ic}$$

$$\text{Como } \text{sen } ic = \frac{V_1}{V_2} \quad \Rightarrow \quad \cos ic = \sqrt{1 - \frac{V_1^2}{V_2^2}} \quad \therefore$$

$$Z = \frac{V_1 \cdot t_i}{2 \sqrt{1 - \frac{V_1^2}{V_2^2}}}$$

otra forma de determinar la profundidad, es en función de la distancia crítica.

Distancia Crítica.— A una distancia X_c (vease Fig. 1X2.1 los dos segmentos se cortan; a distancias menores que ésta, la onda directa que se propaga siguiendo la parte superior de la capa de velocidad V_1 es la primera en llegar al detector. A distancias mayores, la onda refractada en la superficie de separación llega antes que la onda directa. Por esta razón, X_c es denominada distancia crítica.

El tiempo empleado por la onda directa, es el mismo que el de la onda refractada en el punto crítico i.e., a la distancia crítica.

$$\frac{X_c}{V_1} = \frac{X_c}{V_2} + \frac{2Z \cos i_c}{V_1} \quad ; \quad X_c \left(\frac{1}{V_1} - \frac{1}{V_2} \right) = \frac{2Z}{V_1} \sqrt{1 - \frac{V_1^2}{V_2^2}}$$

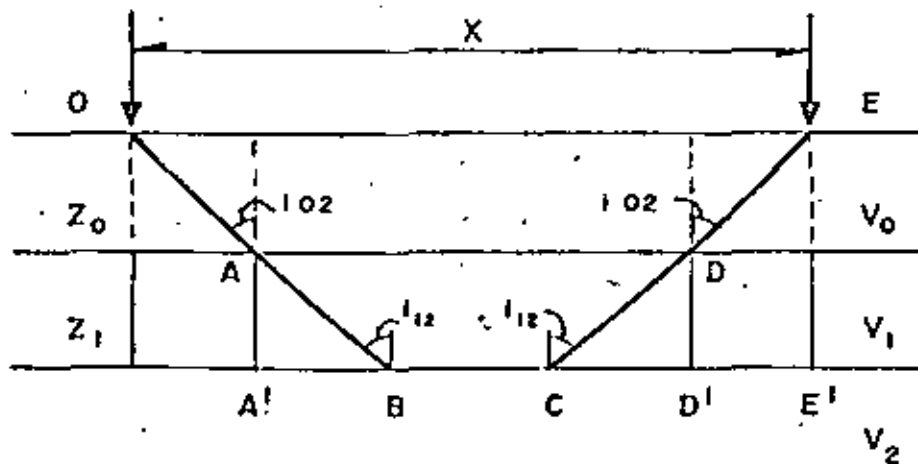
Despejando Z :

$$Z = \frac{X_c}{2} \frac{1 - \frac{V_1}{V_2}}{\sqrt{1 - \frac{V_1^2}{V_2^2}}} \quad \text{Multiplicando por } V_2$$

$$Z = \frac{X_c}{2} \frac{V_2 - V_1}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad \therefore \quad Z = \frac{X_c}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

CASO DE 3 CAPAS

Para calcular el tiempo de la onda refractada en el caso de 3 capas, se procede de manera similar, al problema de 2.



condición $V_2 > V_1 > V_0$

$$\frac{\text{Sen } i_{02}}{V_0} = \frac{\text{Sen } i_{12}}{V_1} = \frac{1}{V_2} \left\{ \begin{array}{l} \text{Sen } i_{02} = \frac{V_0}{V_2} \\ \text{Sen } i_{12} = \frac{V_1}{V_2} \end{array} \right.$$

$t = \frac{\overline{OA}}{V_0} + \frac{\overline{AB}}{V_1} + \frac{\overline{BC}}{V_2} + \frac{\overline{CD}}{V_1} + \frac{\overline{DE}}{V_0}$; y sabiendo que :

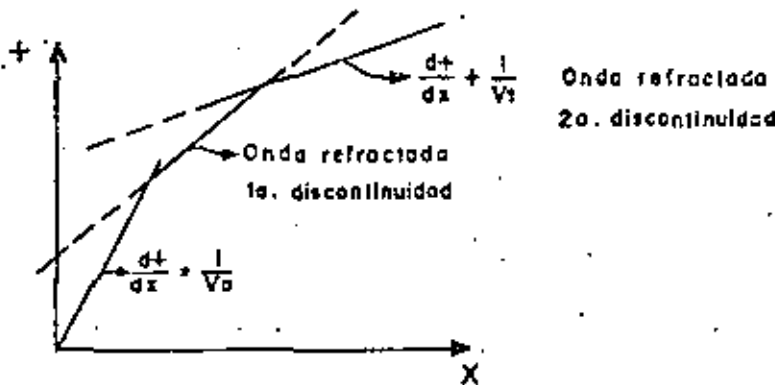
$\overline{OA} = \overline{DE} = Z_0 \text{ Sec } i_{02}$

$\overline{AB} = \overline{CD} = Z_1 \text{ Sec } i_{12}$

$\overline{BC} = X - 2Z_0 \tan i_{02} - 2Z_1 \tan i_{12}$; Se puede llegar a :

$$t = \frac{X}{V_2} + \frac{2Z_0 \text{ Cos } i_{02}}{V_0} + \frac{2Z_1 \text{ Cos } i_{12}}{V_1}$$

La gráfica tiempo-distancia sería:



- (1) t onda directo = $\frac{X}{V_0}$
- (2) t 1ª. discontinuidad = $\frac{X}{V_1} + \frac{2Z_0 \text{ Cos } i_{02}}{V_0}$
- (3) t 2ª discontinuidad = $\frac{X}{V_2} + \frac{2Z_0 \text{ Cos } i_{02}}{V_0} + \frac{2Z_1 \text{ Cos } i_{12}}{V_1}$

X.3-.) CASO DE CAPAS INCLINADAS.

Cuando las capas no son horizontales ni paralelas a la superficie, sino que buzan de una manera cualquiera, las fórmulas anteriores ya no son aplicables. La gráfica T-X, ya no permanece igual de un lugar a otro, porque el tiempo de propagación no depende tan sólo de la distancia de tiro sino también de la localización del punto de tiro y del detector respecto de un sistema de coordenadas fija sobre la superficie.

Si el perfil se tira pendiente-abajo (es decir, en el sentido del echado) por ejemplo, la línea de velocidad de la segunda capa ya no representa la velocidad verdadera de esta capa, sino una velocidad aparente más baja que la verdadera, porque a medida que el receptor se aleja del punto de tiro el espesor de la capa superyacente crece y el tiempo del rayo emergente aumenta. De la misma manera, si se tira pendiente arriba (en el sentido contrario del echado), la velocidad aparente aparece más alta que la velocidad verdadera.

Para la determinación de la profundidad de la segunda capa y el ángulo de su pendiente, se requiere el conocimiento de las dos velocidades aparentes. Por consiguiente es necesario tirar el perfil en ambos sentidos.

X.3.1.- FORMULA PARA LA DETERMINACION DEL ECHADO Y DE LA VELOCIDAD DE UNA CAPA INCLINADA.

En el caso de un solo cantaco de pendiente uniforme que separa dos capas de velocidades constantes, V_0 y V_1 siendo $V_1 > V_0$, el tiempo del rayo refractado es:

$$t = \frac{\overline{OA}}{V_0} + \frac{\overline{AB}}{V_1} + \frac{\overline{BR}}{V_0}$$

Sabiendo que :

$$\overline{OA} = Z_0 \operatorname{Sec} \theta$$

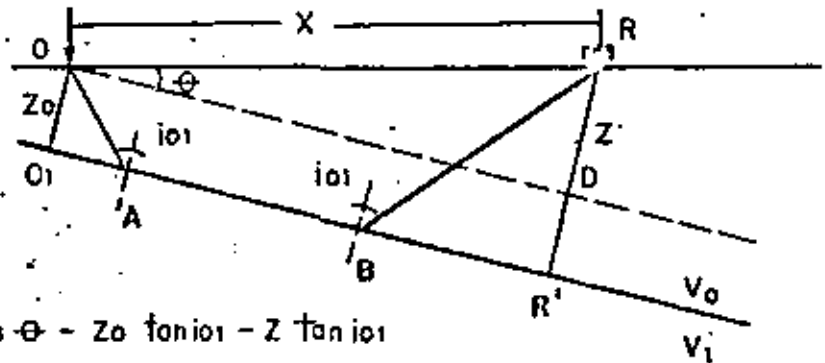
$$\overline{O'R'} = X \cdot \operatorname{Cos} \theta$$

$$\overline{AB} = \overline{O'R'} - \overline{O'A'} - \overline{BR'} = X \operatorname{Cos} \theta - Z_0 \tan \theta \operatorname{Sen} \theta - Z \tan \theta \operatorname{Sen} \theta$$

$$\overline{BR} = Z \operatorname{Sec} \theta$$

$$\overline{O'A'} = Z_0 \tan \theta$$

$$\overline{BR'} = Z \tan \theta$$



Se puede llegar a la ec. del tiempo que es:

$$t_b = \frac{2Z_0 \operatorname{Cos} \theta \operatorname{Sen} \theta}{V_0} + \frac{X}{V_1} \frac{\operatorname{Sen} (\theta + i_{01})}{\operatorname{Sen} i_{01}} \quad (1)$$

Si la dirección del tiro es en el sentido contrario del echado se tiene:

$$t_b = \frac{2Z \operatorname{Cos} \theta \operatorname{Sen} \theta}{V_0} + \frac{X}{V_1} \frac{\operatorname{Sen} (\theta - i_{01})}{\operatorname{Sen} i_{01}} \quad (2)$$

Diferenciando las ecuaciones (1) y (2) y sacando el recíproco obtenemos dos velocidades aparentes:

Us representando la velocidad aparente al tirar pendientes -- arriba (contra el echado) y Ub la velocidad aparente al tirar pendiente abajo (en el sentido del echado).

$$U_s = \frac{V_1 \text{ Sen } i_0}{\text{Sen}(i_0 - \epsilon)} = \frac{V_0}{\text{Sen}(i_0 - \epsilon)} \text{----- (3)}$$

$$U_b = \frac{V_1 \text{ Sen } i_0}{\text{Sen}(i_0 + \epsilon)} = \frac{V_0}{\text{Sen}(i_0 + \epsilon)} \text{----- (4)}$$

De las esc. 3 & 4 se puede calcular la pendiente y la velocidad.

$$\alpha = \frac{1}{2}(\text{Sen}^{-1} \frac{V_0}{U_s} - \text{Sen}^{-1} \frac{V_0}{U_b}) \text{----- (5)} \quad i_0 = \frac{1}{2}(\text{Sen}^{-1} \frac{V_0}{U_b} + \text{Sen}^{-1} \frac{V_0}{U_s}) \text{----- (6)}$$

La velocidad verdadera de la segunda capa no es promedio aritmético de las dos velocidades aparentes, sino:

$$V_2 = 2 \text{ Cos } \alpha \cdot \frac{U_s U_b}{U_s + U_b} = \frac{V_0}{\text{Sen } i_0} \text{----- (7)}$$

X.4).-COMENTARIOS :

Se vió que la condición para que exista una refracción es:

$$v_1/v_2 < 1 \quad \text{ó} \quad v_2 > v_1$$

Considérese el caso de tres capas donde:

$$v_2 < v_1 < v_3$$

Como el caso de una intercalación de arcilla entre gravas y calizas. El análisis de la gráfica T-X (Fig. X.4.1.), muestra -- que la velocidad (V2) de la segunda capa no aparece y que el comportamiento de la gráfica es como si únicamente existieran dos capas.

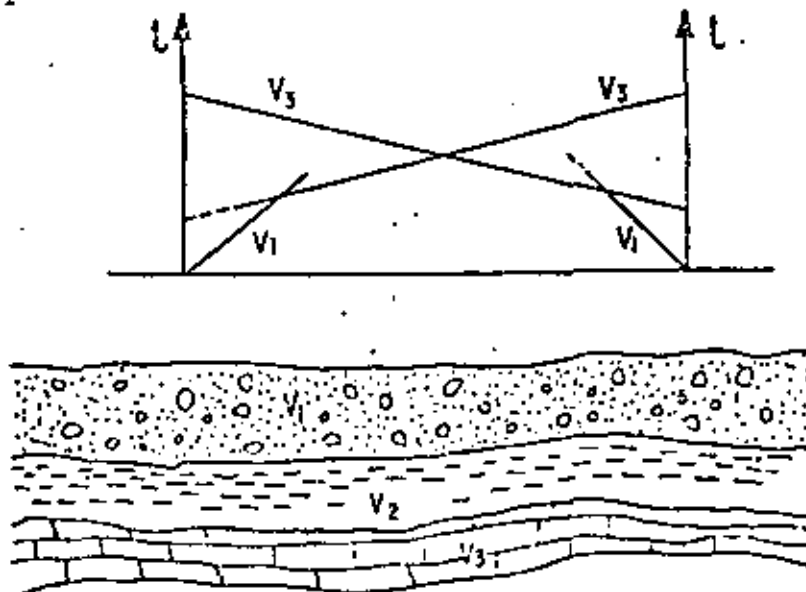
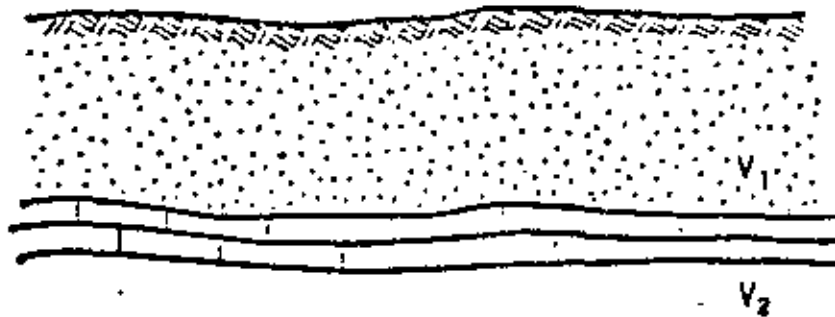
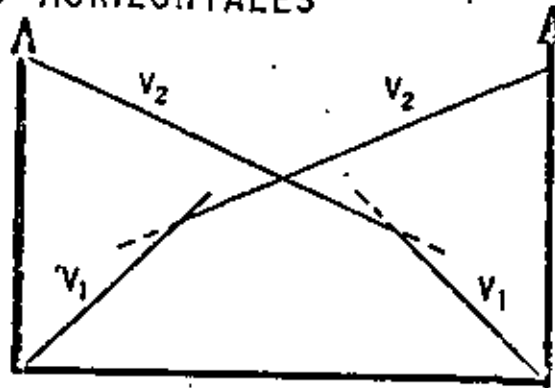


FIG. X.4.1

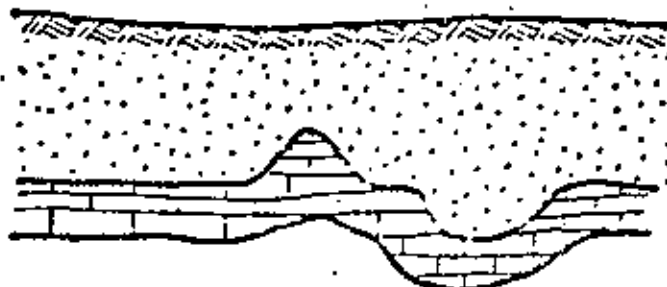
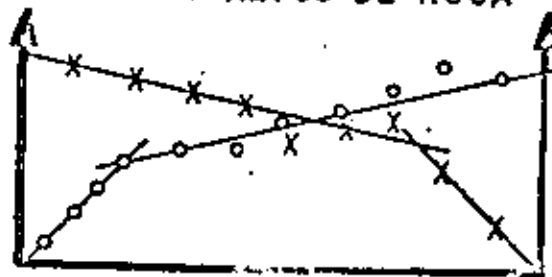
Este caso nos señala la limitante del método. Sin embargo, en condiciones donde la velocidad de propagación de los diferentes estratos aumenta con la profundidad, el método sísmico de refracción nos definirá los contactos con mayor exactitud que el método eléctrico resistivo.

A continuación se ilustra el comportamiento de algunas gráficas tiempo-distancia, para diferentes condiciones del subsuelo, en perfiles tirados en ambos sentidos.

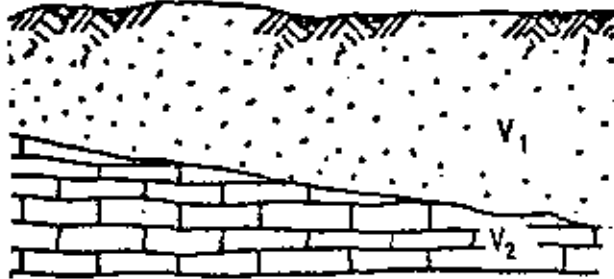
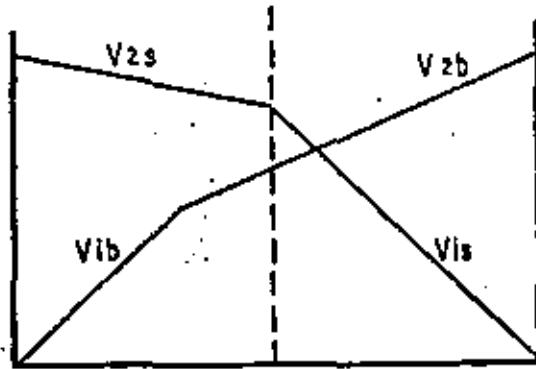
CAPAS HORIZONTALES



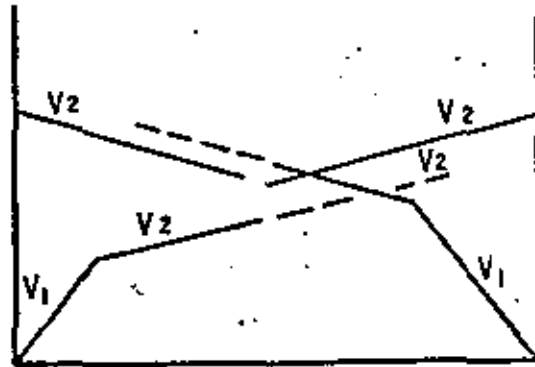
PUNTOS BAJOS O ALTOS DE ROCA



- CAPAS INCLINADAS



CAPA ESCALONADA



GENERALIDADES DE LOS METODOS GEOFISICOS

CARACTERISTICAS	GRAVIMETRICO	MAGNETICO	SISMICO REFLEXION	SISMICO REFRACCION	ELECTRICO RESISTIVIDAD
INSTRUMENTO	GRAVIMETRO. PENDULO. BALANZA DE TORSION	MAGNETOMETRO (HORIZONTAL, VERTICAL, TOTAL)	DETECTOR AMPLIFICADOR CAMARA	DETECTOR AMPLIFICADOR CAMARA	ELECTRODOS, MILIAMPERIMETRO, POTENCIOMETRO
APLICACION: RECONOCIMIENTO O DETALLE	RECONOCIMIENTO O DETALLE	RECONOCIMIENTO O DETALLE	DETALLE	RECONOCIMIENTO O DETALLE	RECONOCIMIENTO O DETALLE
CANTIDAD MEDIDA	VARIACION DE GRAVEDAD	VARIACION DE ALGUN CAMPO MAGNETICO	TIEMPO DE REFLEJO	TIEMPO DE ONDA REFRACTADA	CORRIENTE, DIF. DE POTENCIAL
PROPIEDAD FISICA	DENSIDAD DE LAS ROCAS	SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA	ELASTICIDAD	ELASTICIDAD	PROP. ELECTRICAS (RESISTIVIDAD Y POT. NATURAL)
TIPOS DE ESTRUCTURA	ANTICLINALES, DOMOS- FALLAS RELIEVE DEL BASAMENTO	RELIEVE DEL BASAMENTO YACIMIENTOS MINERALES CUERPOS INTRUSIVOS.	ANTICLINALES, DOMOS, SALINOS, FALLAS, TRAMPAS ESTRATIGRAFICAS	ANTICLINALES, DOMOS, FALLAS, RELIEVE DEL BASAMENTO	GEOMETRIA Y CONFIGURACION
EFACTOS DE CORRECCION	ELEVACION LATITUD RELIEVE TOPOGRAFICO	LATITUD VARIACION DIURNA	CAPA METEORIZADA ELEVACION	CAPA METEORIZADA ELEVACION	

XI).- METODO ELECTRICO RESISTIVO

El método de resistividad se basa en medir desde la superficie - del terreno los cambios de resistividad de los diferentes estratos ó - unidades geológicas del subsuelo.

La resistividad de un cierto material se define como la resis^{ten} - cia eléctrica de un cubo de 1m de lado de dicho material, cuando hace - mos pasar a través de él una corriente perpendicular a una de sus ca - ras.

Podría pensarse que la resistividad de una roca depende de un so - lo factor y como consecuencia es posible identificarla con un valor -- de resistividad dado; pero nada mas erróneo; la resistividad de las ro - cas depende de varios factores para que pueda atribuirse un solo valor, ni siquiera un margen moderadamente estrecho de variabilidad, a la de - cada tipo de roca. Por esto es necesario en los estudios geoelectrico. contar con información tal como cortes litológicos de pozos, registros de pozos, mapas geológicos, etc., con el fin de reducir el margen de - variación y poder indentificar las rocas por su resistividad, aunque - en algunos casos puedan existir ambigüedades. Los principales factores que afectan la resistividad de las rocas son:

- Porosidad
- Constitución mineralógica
- Grado de Saturación
- La resistividad del agua contenida

En la tabla II se muestran los diferentes rangos de resistividad para diferentes materiales.

XI.1).- ELECTRODOS

Uno de los elementos esenciales de las instalaciones

TABLA DE VALORES DE RESISTIVIDAD PARA
DIFERENTES MATERIALES

ROCKS Y FLUIDOS	10^{-1}	1	10	10^2	10^3	10^4	10^5	10^6
Arcillas	[Horizontal bar from 1 to 10]							
Arenas secas	[Horizontal bar from 10 to 100]							
Arenas saturadas de agua dulce	[Horizontal bar from 10 to 100]							
Arenas saturadas de agua salada	[Horizontal bar from 1 to 10]							
Lodo de perforación	[Horizontal bar from 1 to 10]							
Agua potable	[Horizontal bar from 100 to 1000]							
Peñones, gravas y arenas secas	[Horizontal bar from 100 to 1000]							
Peñones, gravas y arenas saturadas	[Horizontal bar from 100 to 1000]							
Micasquitas grasosas	[Horizontal bar from 10 to 100]							
Micasquitas escurificas ó calcáreas	[Horizontal bar from 100 to 1000]							
Areniscas masivas	[Horizontal bar from 10 to 100]							
Areniscas porosas	[Horizontal bar from 1 to 10]							
Celiza masiva	[Horizontal bar from 100 to 1000]							
Celiza porosa	[Horizontal bar from 1 to 10]							
Granito masivo	[Horizontal bar from 100 to 1000]							
Granito meteorizado	[Horizontal bar from 10 to 100]							
Calis masiva	[Horizontal bar from 100 to 1000]							
Lutitas	[Horizontal bar from 10 to 100]							
Anhidrita	[Horizontal bar from 1000 to 10000]							
Sal	[Horizontal bar from 1000 to 10000]							

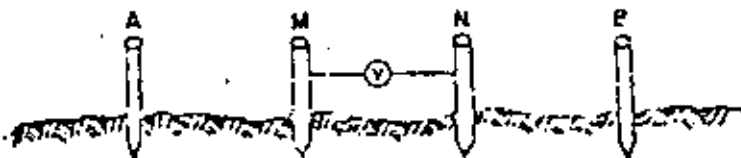
TABLA II.1

destinadas a las mediciones geoelectricas son los electrodos; se define como electrodos a las "barras metálicas" con las cuales se hace contacto con el terreno. Los electrodos de corriente, A y B, fig. XI.1.1. (mediante los cuales introducimos la corriente al terreno) pueden consistir en barras de acero inoxidable, de unos 70 cm de largo, con algún medio (como clip de batería) para conectar el extremo desnudo del cable que va a la fuente de energía.

Normalmente se consiguen contactos eléctricos satisfactorios, en terreno relativamente húmedo, cuando los electrodos penetran de 10 a 20 cm en el terreno. En zonas secas el contacto puede ser mejorado, regando el sitio donde se colocan los electrodos (con agua con sal).



Los electrodos de potencial, M y N (barras mediante las cuales se registra la diferencia de potencial) a veces llamadas "sondas" pueden estar constituidos también por varillas de acero inoxidable o cobre (fig. XI.1.2.)



Aunque en algunos casos, las barras metálicas, por ejemplo, de cobre, resultan satisfactorias para medir el potencial en otros no es recomendable su empleo directo, puesto que la acción electrolítica produce una diferencia de potencial variable entre dos electrodos metálicos clavados en el suelo. Este fenómeno llamado polarización tiende a enmascarar la diferencia de potencial natural entre electrodos. Por esto es preferible utilizar (sobre todo para el método de potencial espontáneo) los electrodos impolarizables, en la línea de medición (de potencial).

Uno de los electrodos más sencillo de esta clase se obtiene colocando una varilla de cobre en una vasija de porcelana porosa que contiene una solución saturada de $CuSO_4$ cuya solución es la misma para M y N. Solamente la parte exterior del recipiente está en contacto con el terreno fig. XI.1.3.

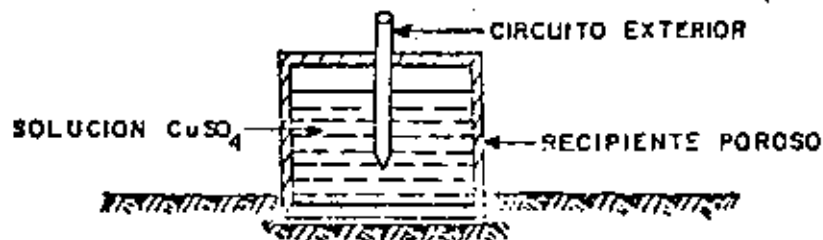


FIG. XI.1.3.

XI.2) .- POTENCIAL ELECTRICO.

Para la comprensión adecuada del método de resistividad es necesario tener una idea acerca del potencial -

eléctrico producido por un electrodo puntual en la superficie de un terreno homogéneo. En la práctica, mediante una barra metálica de diámetro pequeño se logra aproximar al electrodo puntual.

A continuación se demuestra que si I es la corriente que pasa a través de un electrodo puntual colocado sobre la superficie de un terreno "semi-infinito" de resistividad ρ , el potencial eléctrico en un punto P que dista r del electrodo es:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi} \frac{1}{r}$$

Se supone un medio isótropo, homogéneo y un electrodo A conduciendo la corriente en este medio fig. -- XI.2.1. . . En un punto P , se tiene un elemento del medio, ds , a una distancia r y dr del punto "A".

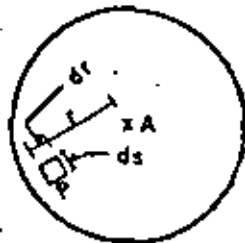


FIG. XI.2.1.

con r & $(r+dr)$ se trazan dos esferas y suponemos la resistividad del elemento del medio ds .

Si la resistencia eléctrica de la capa es dR , según la ley de ohm, la diferencia de potencial a través de la capa será:

$$IdR = dv \text{ --- (XI.1.)}$$

sabemos que: $R = \int \frac{L}{S} \therefore dR = \int \frac{dL}{ds}$

S, L = superficie y Longitud del conductor.

Para la esfera de radio r, la superficie es:

$$4\pi r^2 \quad dR = \int \frac{dr}{4\pi r^2} ; \text{ de la ec. 1 (XI.1.) tene-}$$

mos:

$$dv = - \frac{I \rho}{4\pi} \frac{dr}{r^2} ; \quad \int_v^{\infty} dv = - \int_r^{\infty} \frac{I \rho}{4\pi} \frac{dr}{r^2} = - \frac{I \rho}{4\pi} \left[\frac{1}{r} \right]_r^{\infty} = \frac{I \rho}{4\pi} \frac{1}{r}$$

si se supone que el potencial en el infinito es cero y como es solamente la semiesfera la que nos interesa, el potencial en el punto A es:

$$V = \frac{I \rho}{2\pi} \frac{1}{r} \quad \text{--- (XI.2...)}$$

cuando unos puntos conservan un mismo valor de potencial definen una curva equipotencial. El campo eléctrico presenta la forma de la fig. XI.2.2., donde -- las líneas equipotenciales son ortogonales a las líneas de corriente.

XI.3.) - EXPRESION GENERAL PARA LA OBTENCION DE LA RESISTIVIDAD

Estudiando el campo eléctrico de un electrodo puntual se ha visto la posibilidad de determinar la resistividad de un semiespacio homogéneo e infinito. La esencia del método consiste en la medición de la intensidad de corriente I que se hace pasar por el terreno a través de dos electrodos de alimentación A y B y de la diferencia de potenciales AV entre otros dos electrodos M y N colocados en la superficie del terreno.

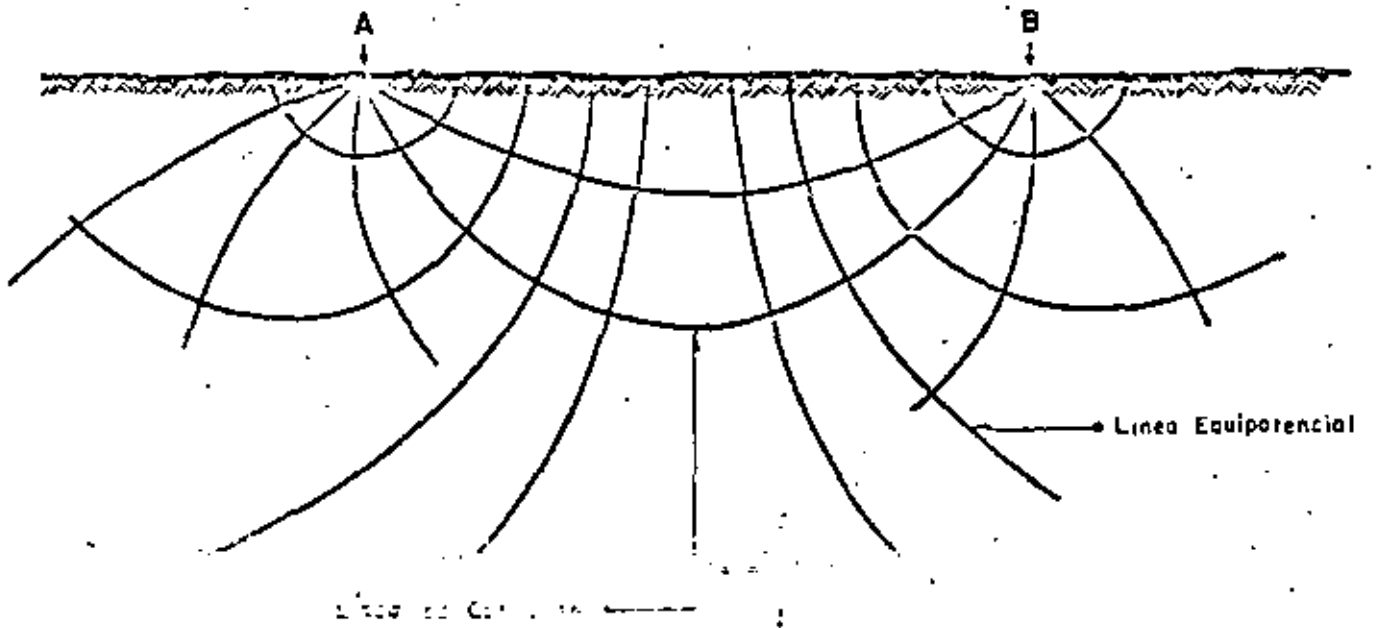
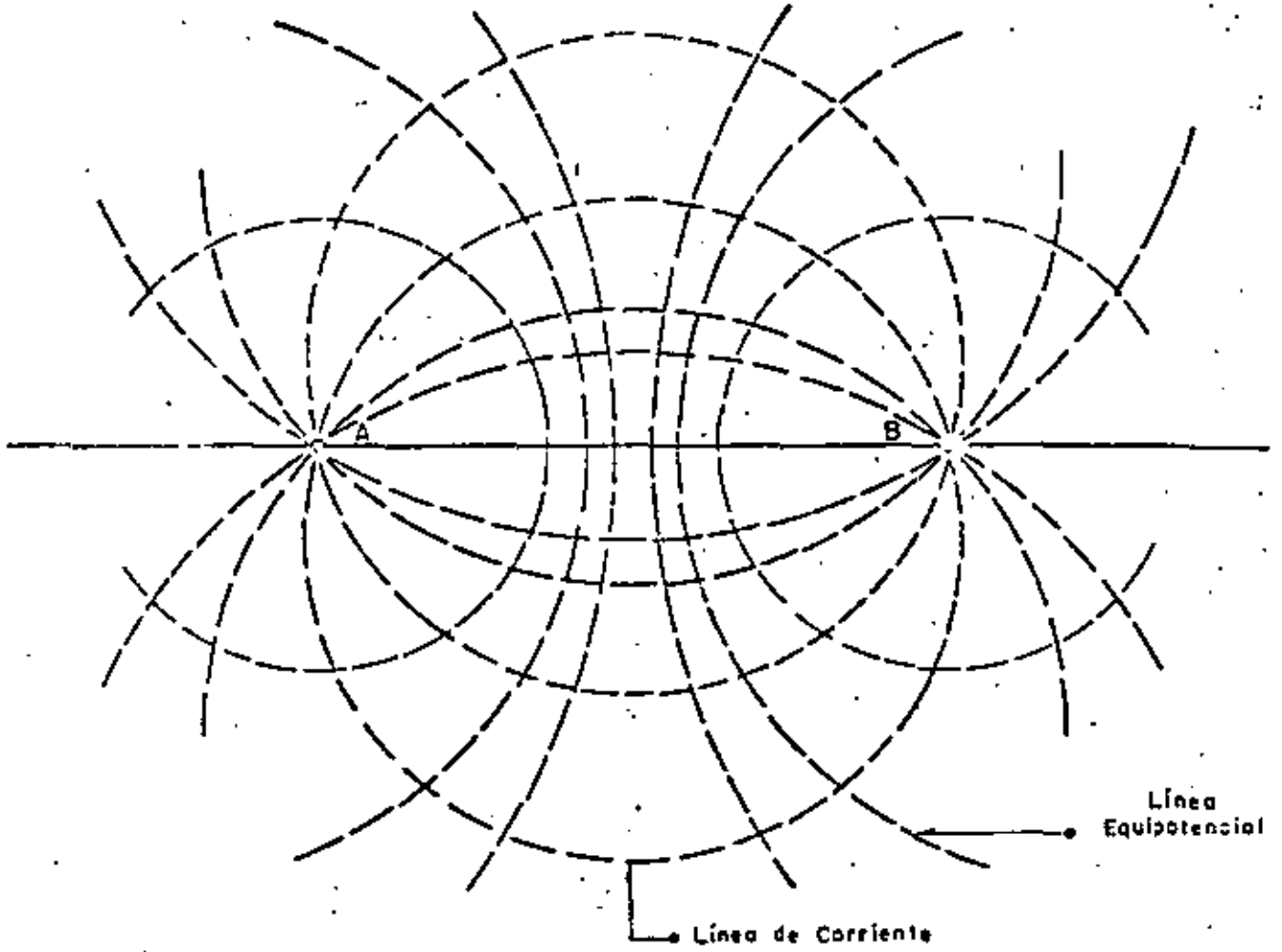


FIGURA XI.2.2.

El conjunto de los cuatro electrodos se denomina cuadripolo o tetrapolo. En principio, los cuatro electrodos pueden adoptar cualquier disposición geométrica sobre el plano que representa la superficie del terreno. Analicemos el arreglo tetrapolar de la fig. - XI.3.1. (posición arbitraria de electrodos).

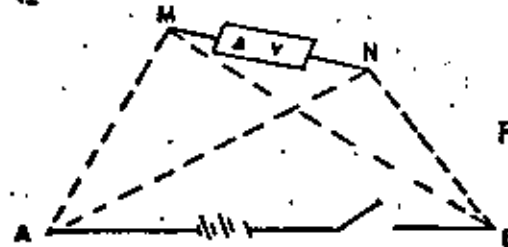


FIG. XI.3.1.

V_M^{AB} es el potencial en el electrodo M debido a la corriente I de los dos electrodos.

V_N^{AB} es el potencial en el electrodo N debido a la corriente I, de los dos electrodos.

si $V_M^{AB} = V_M^A - V_M^B$ & $V_N^{AB} = V_N^A - V_N^B$

La diferencia de potencial será:

$$\Delta V = V_M^{AB} - V_N^{AB} = V_M^A - V_M^B - V_N^A + V_N^B \text{ ----- (XI.3.1)}$$

utilizando la ecuacion $V = \frac{I \rho}{2 \pi} \frac{1}{r}$, que se dedujo anteriormente, en la cual r es la distancia que hay desde el electrodo de corriente al lugar donde se está midiendo tenemos que:

$$V_M^A = \frac{I \rho}{2 \pi} \frac{1}{AM} ; \quad V_M^B = \frac{I \rho}{2 \pi} \frac{1}{BM}$$

$$V_N^A = \frac{I \rho}{2 \pi} \frac{1}{AN} ; \quad V_N^B = \frac{I \rho}{2 \pi} \frac{1}{BN}$$

substituyendo lo anterior en la ecuación XI.3. tenemos:

$$\Delta V = \frac{I \rho}{2\pi} \frac{1}{AM} - \frac{I \rho}{2\pi} \frac{1}{BM} - \frac{I \rho}{2\pi} \frac{1}{AN} + \frac{I \rho}{2\pi} \frac{1}{BN}$$

$$\Delta V = \frac{I \rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \frac{I \rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)$$

$$\Delta V = \frac{I \rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \dots \dots \dots \text{XI.4.}$$

Despejando la resistividad (ρ) tenemos:

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \cdot \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)} \dots \dots \dots \text{XI.5.}$$

si: $K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)}$ se tiene:

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \dots \dots \dots \text{XI.6.}$$

que es la expresión general para la obtención de la resistividad.

Como K es un coeficiente que depende unicamente de la geometría del dispositivo electródico, se le denomina factor geométrico.

La fórmula XI.6. puede ser utilizada también en el caso de un semiespacio no homogéneo, solo que obtendremos un valor " a " denominado resistividad aparente, el cual está ligado por complejas relaciones a las resistividades verdaderas y espesores de todas las capas influenciadas por el dispositivo A'MNB.

XI.4.)- CONFIGURACIONES ELECTRODICAS.

Para determinar la resistividad de un terreno homogéneo se han sugerido varios arreglos de electrodos, para A, B, M y N. Los más comunmente usados son:

1) Arreglos Simétricos, y 2) Arreglos Dipolares.

En el arreglo simétrico, los puntos A, M, N y B se toman en una línea recta de manera que los puntos M y N sean simétricos con respecto al centro "O" de tendido AB.

Dentro de este tipo de arreglo se encuentra el dispositivo Wenner, en el cual los cuatro electrodos se colocan equidistantes, de manera que se obtenga $a_1 = a_2 = a_3$ (fig. XI.4.1.). La resistividad se obtiene por:

$$\rho = 2\pi a \frac{\Delta V}{I}$$

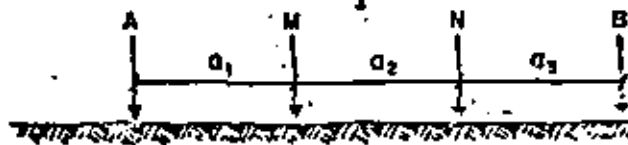


FIG. XI.4.1.

En ocasiones se utiliza un arreglo denominado Lee, el cual es una modificación del Wenner.

El arreglo Lee consiste en colocar en el punto "O" un tercer electrodo de medición (fig. XI.4.2.) , obteniéndose para cada punto dos medidas de diferencia de potencial, MO y ON. En este caso la resistividad en el espacio MO ó ON viene dado por la expresión:

$$\rho = 4\pi a \frac{\Delta V}{I}$$

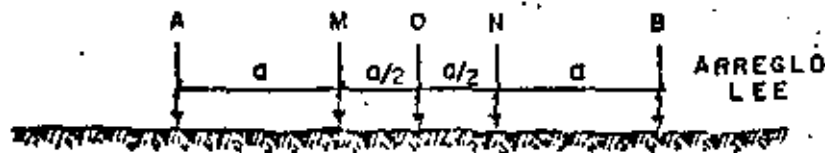


FIG. XI.4.2.

El arreglo Schlumberger es otro de los dispositivos - simétricos. En este, las distancias a_1 & a_3 son iguales y muy grandes en comparación de a_2 (fig. XI.4.3).

En la práctica se mantendrá la relación:

$5 \leq \frac{AB}{MN} \leq 20$. La resistividad viene dada por:

$$\rho = \pi \frac{AM \cdot AN}{MN} \frac{\Delta V}{I} \quad \text{ó sea} \quad \rho = \pi \left(\frac{r_c^2 - a^2}{2a} \right) \frac{\Delta V}{I}$$

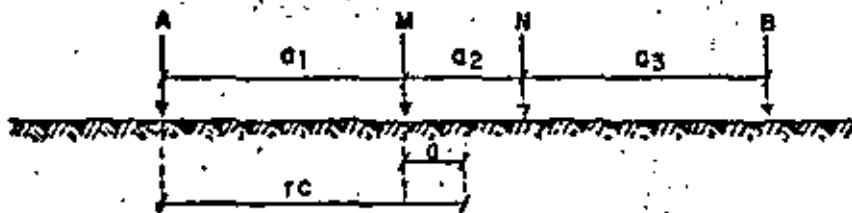


FIG. XI.4.3.

Dispositivos Dipolares.

En estos dispositivos las distancias entre los electrodos de medición (dipolo de medición) y de corriente -- (dipolo de corriente) son pequeñas en comparación con la distancia R entre los centros O y Q de los dos dipolos (fig. XI.3.4.) En dependencia de la posición de los dipolos de corriente y de medición distinguimos varios tipos de dispositivos dipolares.

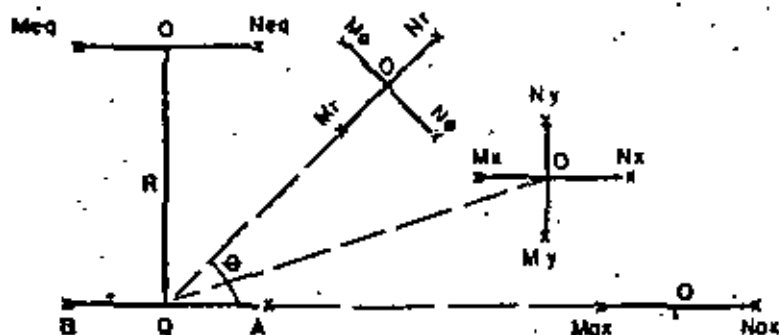


Fig. XI.3.4.

Alpin, L. M., propuso clasificar los dispositivos dipolares según los ángulos δ y ϵ . El ángulo δ se define por el eje del dipolo de medición y el radio vector del centro del dipolo de corriente al de medición, y el ángulo ϵ por el eje del dipolo de corriente y el radio vector mencionado.

El cálculo de la resistividad aparente se efectúa a partir de la ecuación XI.7. donde a los diversos dispositivos los valores correspondientes de δ y ϵ .

$$\rho_0 = \frac{2\pi R^3}{AB MN} (2 \cos \delta \cos \epsilon + \sin \delta \sin \epsilon)^{-1} \frac{\Delta V}{I} \quad \text{XI.7.}$$

A continuación se exponen los dispositivos (fig. XI.3.4.)

a).- Dispositivo Paralelo (Mx Nx).

Este arreglo se caracteriza por tener sus dos dipolos paralelos y $\delta = 2\pi - \epsilon$. La resistividad aparente (ρ_0) se calcula por:

$$\rho_a = \frac{2\pi R^3}{AB \cdot MN} (2 \cos^2 \theta - \sin^2 \theta)^{-1} \frac{\Delta V}{I}$$

b).- Dispositivo Perpendicular ($M_y N_y$).

Los dos dipolos forman ángulo recto. $\gamma = \frac{\pi}{2} - \theta$;

por lo que su resistividad aparente se determina por:

$$\rho_a = \frac{\pi R^3}{AB \cdot MN} \frac{4}{3 \sin 2\theta} \frac{\Delta V}{I}$$

c).- Dispositivo Radial ($M_r N_r$).

El dipolo MN se encuentra situado sobre la recta que une los centros de ambos dipolos $\gamma = 0$

$$\rho_a = \frac{\pi R^3}{AB \cdot MN} \frac{1}{\cos \theta} \frac{\Delta V}{I}$$

d).- Dispositivo Azimutal ($M_\theta N_\theta$).

El dipolo MN es perpendicular a la recta que une los centros de ambos dipolos. $\gamma = \frac{\pi}{2}$

$$\rho_a = \frac{2\pi R^3}{AB \cdot MN} \frac{1}{\sin \theta}$$

e).- Dispositivo Ecuatorial ($M_{eq} N_{eq}$).

Es a un tiempo paralelo y azimutal, de modo que ambos dipolos son paralelos entre sí, y perpendiculares al eje que pasa por sus centros. $\gamma = \theta = \frac{\pi}{2}$

$$\rho_a = \frac{2\pi R^3}{AB \cdot MN} \frac{\Delta V}{I}$$

f).- Dispositivo Axial ($M_{ax} N_{ax}$)

Los cuatro electrodos están en la misma recta. Este dispositivo es pues, simultáneamente paralelo y radial. $\gamma = \theta = 0$

$$\rho_a = \frac{\pi R^3}{AB \cdot MN} \frac{\Delta V}{I}$$

XI.5).- CORRIENTE DE ALIMENTACION.

El método eléctrico resistivo emplea corrientes artificiales que pueden ser continuas o alternas.

El empleo de la corriente alterna elimina la acción de diferentes corrientes parásitas que circulan en el suelo como: polarizaciones espontáneas y corrientes telúricas, también se pueden medir diferencias de potencial pequeñas y amplificarlas, por lo que la fuente de corriente no necesita ser tan potente como la de corriente continua. Sin embargo, la corriente alterna tiene la particularidad de penetrar poco en profundidad a causa del efecto pelicular (Skin effect). Es conocido que la corriente alterna tiene tendencia a pasar solamente a la superficie de los conductores y penetrar muy poco en el interior de estos. Cuando más alta es la frecuencia empleada, menos penetración tiene. Generalmente se incluye en el "Skin effect" toda modificación que impida el paso normal de la corriente en el subsuelo.

XI.6).- APARATOS EMPLEADOS.

En prospección eléctrica existen dos grupos de aparatos, los de corriente alterna y los de corriente continua.

XI.6.1).- APARATOS PARA CORRIENTE CONTINUA.

Son generalmente del tipo potenciométrico o puente.

El esquema de principio está representado en la fig. XI.6.1.1.

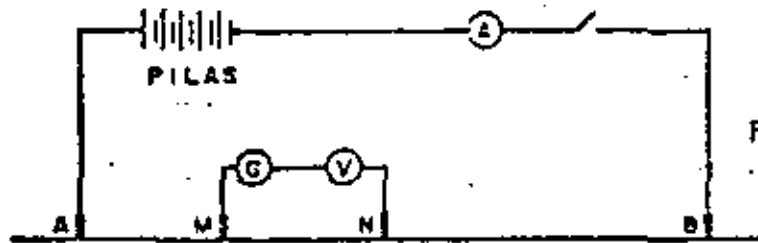


Fig. XI.6.1.1.

El circuito de intensidad comprende dos electrodos A y B, una serie de pilas secas (o un rectificador), un miliamperímetro y un interruptor de paso de corriente.

El circuito de tensión es en realidad doble. El primero, colocado en serie unicamente con el galvanómetro, fig. XI.6.1.2.

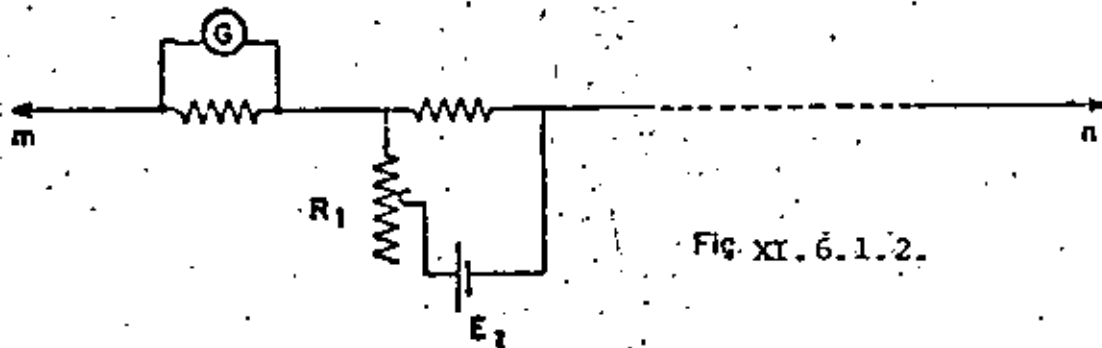


Fig. XI.6.1.2.

está destinado a eliminar la influencia de la polarización del terreno a fin de dejar la zona de medida electricamente neutra. El segundo (fig. XI.6.1.3) sirve para equilibrar la diferencia de potencial existente entre M y N por medio del circuito $(R_2 - r_2)$, una vez establecida la corriente en el suelo entre los electrodos A y B. Como la polariza-

ción es variable es indispensable repetir varias veces la corrección de polarización, a fin de tener la seguridad de medir realmente la diferencia de potencial entre M y N.

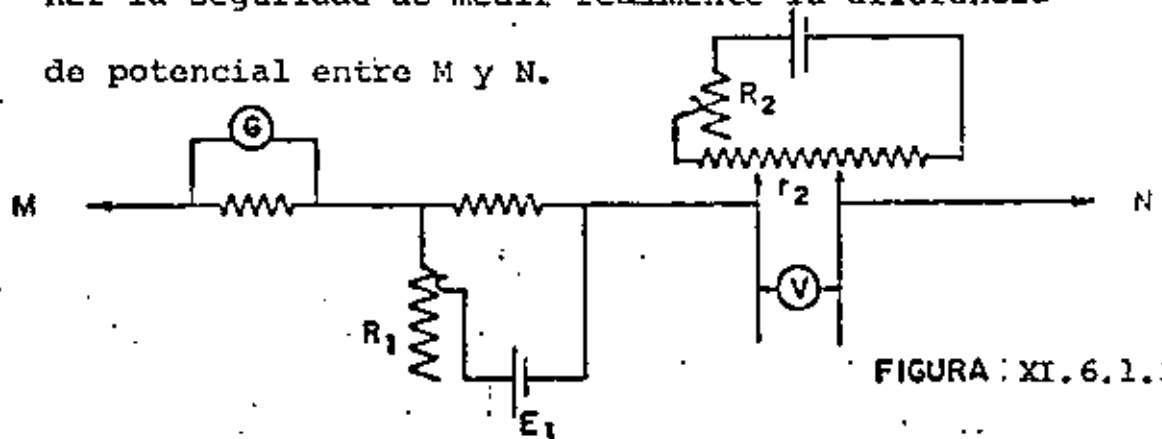


FIGURA : XI.6.1.3.

XI.6.2 .- APARATOS PARA CORRIENTE ALTERNA.

Como en el caso anterior, existen dos circuitos.

En el circuito de envío de corriente (AB) se encuentran un miliamperímetro A, una self-inducción I -- variable, un transformador T que produce al potenciómetro una tensión de referencia.

En el circuito medidor de referencia de potencial se encuentran un milivólmetro V, una resistencia calibrada S y un galvanómetro como corrector de cero. Se puede notar que como la polarización tiene una corrección automática, el segundo circuito de los aparatos de corriente continua, no existe en este tipo de aparato. fig. XI.6.2.1.

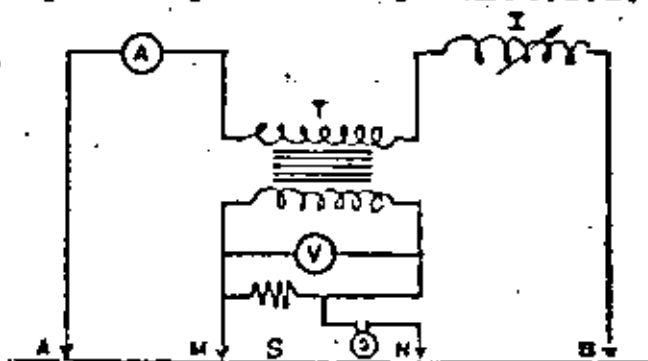


Fig. XI.6.2.1.

XI.7.1- SONDEO ELECTRICO VERTICAL.

En la sección XI.3, , se vió que la fórmula mediante la cual medimos, sobre la superficie del terreno, la resistividad aparente del subsuelo es:

$$\rho = \frac{AV}{I} K$$

donde K, es el llamado factor geométrico que depende de la posición de los electrodos.

Las mediciones de resistividad del subsuelo se pueden efectuar en dos formas principales. La primera, mediante los llamados "Perfiles Resistivos a Profundidades Constantes", en los cuales K permanece constante para una serie de medidas en diferentes puntos, dando como resultado información geoelectrica del subsuelo en dirección horizontal a una determinada profundidad. En la segunda, llamada "Sondeo Eléctrico Vertical" (SEV), las medidas son ejecutadas en un punto específico, tal que el valor de K cambie progresivamente. De esta forma, los valores de la resistividad aparente medidas en la superficie, reflejan la distribución vertical de los valores resistivos en una sección geológica. En otras palabras, las mediciones de campo aplicando el método del SEV, consisten en determinar las resistividades -- aparentes que corresponden a una serie creciente de se

paraciones entre electrodos. Teniendo por base el hecho de que a mayor distancia entre los electrodos de potencial y de corriente, corresponde mayor profundidad de investigación.

Los resultados obtenidos por el SEV, utilizando cualquiera de los dispositivos electródicos (ver XI.4 .), antes descritos se llevan a una gráfica que recibe el nombre de curva de resistividad aparente. Se dibujan en un sistema de coordenadas rectangulares, ya sea utilizando escalas matemáticas o logarítmicas, una serie de puntos - llevando en las ordenadas los valores de resistividad aparente y en las abscisas la mitad de la distancia entre los electrodos de corriente $AB/2$, cuando se utiliza el dispositivo Schlumberger o R (que es la distancia -- que une los centros de los dos dipolos) en los arreglos dipolares, y en el método Wenner se toma como abscisa - la distancia equielectródica "a".

La resistividad verdadera y los espesores de cada uno de los estratos de una determinada zona se pueden calcular a partir de las curvas de resistividad aparente. Con este propósito se han propuesto y desarrollado diversos métodos de interpretación que se basan en el análisis de la distribución del potencial en la superficie, producido por una corriente al atravesar estratos de diferentes

resistividades. Estos métodos, unos analíticos y otros gráficós ~~permiten~~ establecer las condiciones y profundidades de los estratos desde el punto de vista eléctrico, pero debe señalarse que no obligatoriamente hay una correspondencia unívoca entre las unidades eléctricas y las geológicas y que para obtener una adecuada interpretación cuantitativa es necesario contar con información geológica, tanto de la superficie como del subsuelo.

XI.8).- INTERPRETACION DE LAS CURVAS DE SONDOS ELECTRICOS VERTICALES. (SEV).

El objetivo principal de la interpretación de las curvas de los SEV, es la construcción del corte geoelectrico del área estudiada. Para ello en base de dichas curvas, se determinan los espesores y las resistividades reales de las diferentes capas que componen el corte estudiado. La interpretación geológica del corte geoelectrico se efectúa relacionando las propiedades eléctricas con la geología de la zona.

Se puede considerar que la interpretación se divide en dos partes: 1) Interpretación Cualitativa y, 2) Interpretación Cuantitativa.

XI.8.1).- INTERPRETACION CUALITATIVA.

La interpretación cualitativa tiene como fin:

- a) Dar una idea general sobre la composición geológica del área estudiada.

b) Determinar cualitativamente las estructuras de interés práctico.

c) Determinar cualitativamente los cambios de facies de diferentes horizontes.

El análisis cualitativo se puede llevar a cabo por medio de las resistividades aparentes e isolíneas de ρ_a . Para analizar por medio de las resistividades aparentes es necesario construir una gráfica por cada sondeo, con los valores de ρ_a y la separación creciente de electrodos. Representando conjuntamente los resultados a lo largo de la traza del perfil, se obtiene una cierta imagen de su estructura eléctrica sin perder de vista cada gráfica particular.

Las isolíneas se construyen de la siguiente manera:

Los puntos del SEV se dibujan en el perfil topográfico. En cada punto a lo largo del eje vertical se ponen los valores de $AB/2$ (para el arreglo Schlumberger) y al lado de ellos se anotan los valores de ρ_a medidos con $AB/2$. Después en base de estos valores de ρ_a , se construyen las isolíneas. La configuración de estas líneas caracteriza cualitativamente el corte geoelectrico.

En la fig. se muestra el corte de isolíneas obtenidas sobre un anticlinal de baja resistividad.

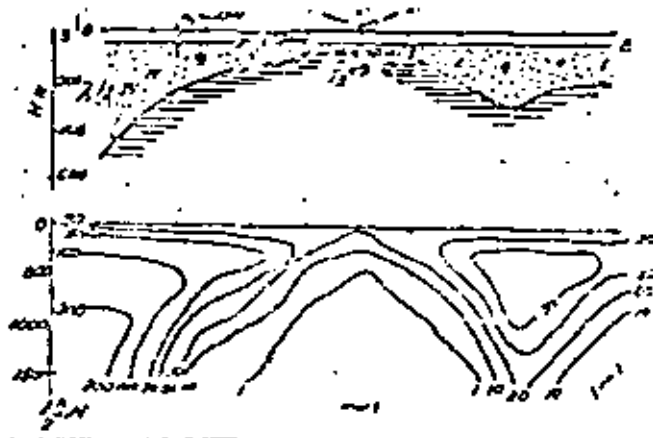
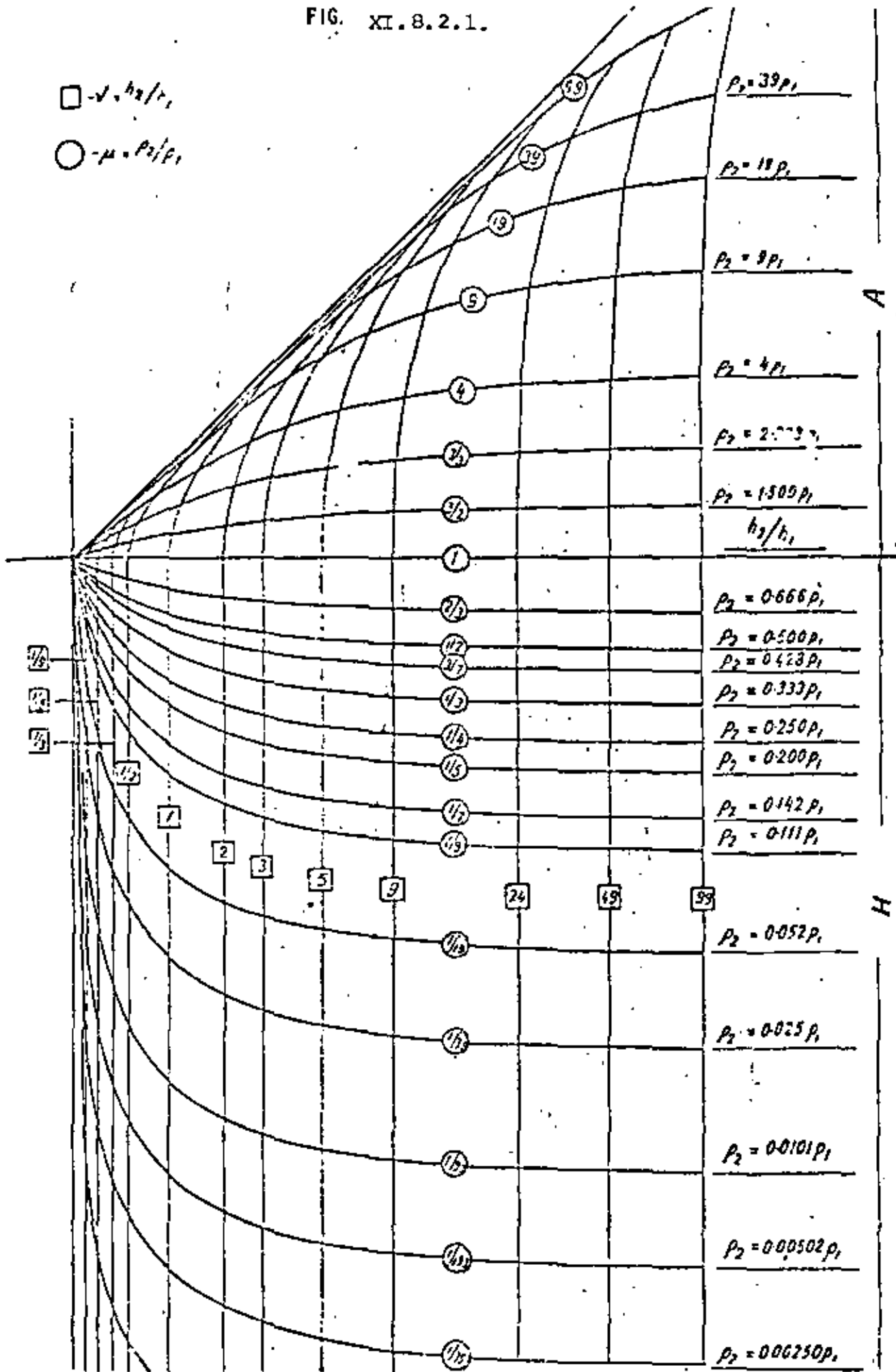


FIG. XI.8.2.1.

38a.

□ $-v = h_2/h_1$
 ○ $-u = P_2/P_1$

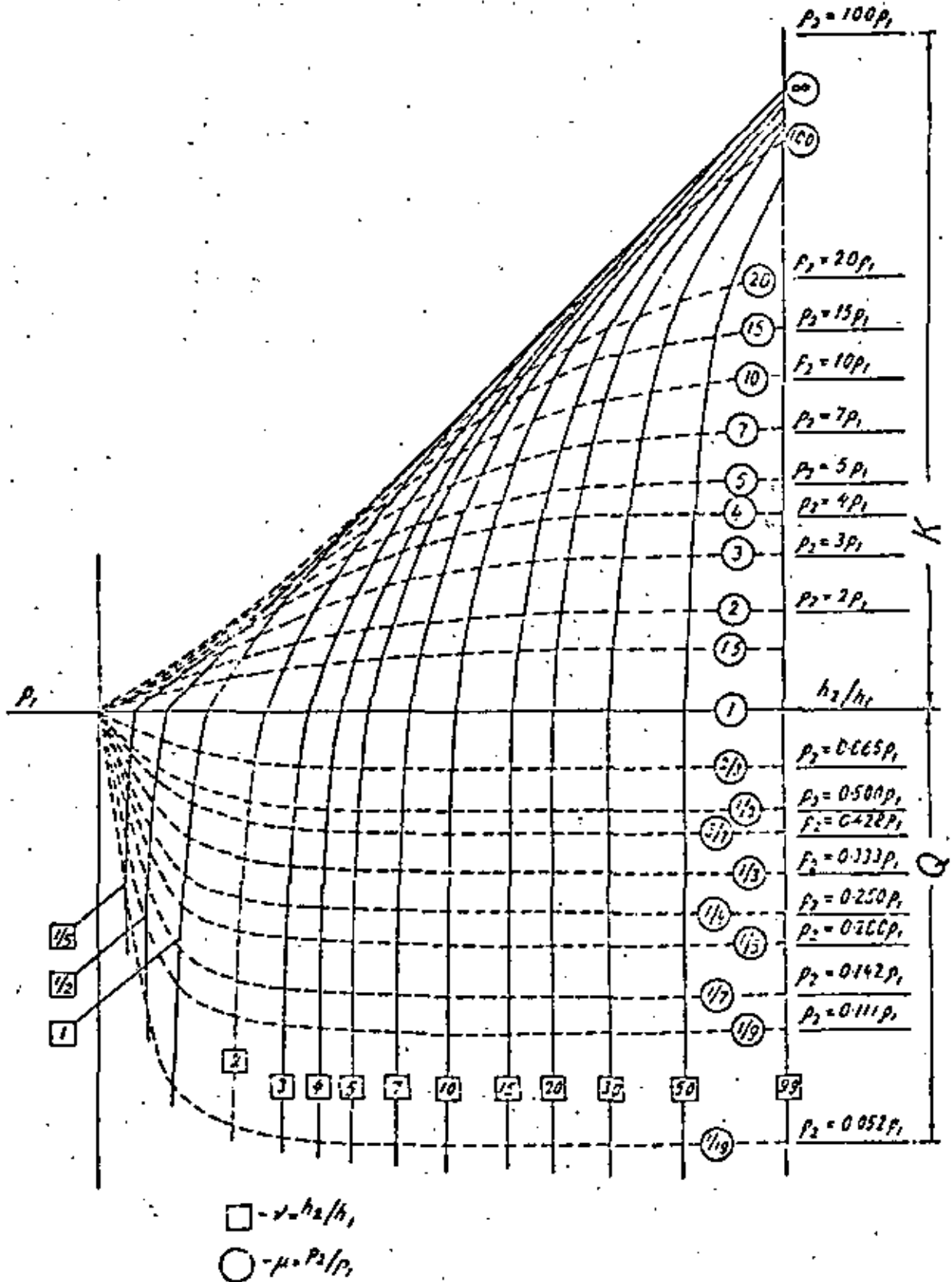


Auxiliary point charts, H and A. (From AMUNDSON, 1963a.)

FIG. - XI . 8 . 2 . 2 .

Enclosure 4
 P. K. BHATTACHARYA AND H. P. PATRA
Direct Current Geoelectric Sounding
 Elsevier Publishing Company
 Amsterdam, 1968

38 b.



Auxiliary point charts, K and Q. (From ANONYMOUS, 1903a.)

XI.8.2).- INTERPRETACION CUANTITATIVA.

El objetivo de la interpretación cuantitativa de las curvas de SEV es la determinación de los parámetros de los horizontes que componen el corte geoelectrico, i.e., $h_1, \rho_1; h_2, \rho_2; \text{etc.}$ Para determinar estos parámetros existen diversos métodos, pero sin duda los más aplicados son:

- La comparación de las curvas de campo con las curvas maestras (existen diversos catálogos de curvas maestras para 2, 3 y 4 capas, como las de: Mooney and Wetzel, 1956; Compagnie Generale de Geophysique, 1963; Mooney y Orellana, 1966).
- Mediante las gráficas auxiliares A, H, K, Q (los cuales se encuentran en las figuras XI.8.2.1. Y XI.8.2.2. y las curvas maestras. Este método tiene la ventaja de aplicarse a curvas de 5 y más capas, aunque la exactitud disminuye conforme aumenta el número de capas.

XI.9).- COMENTARIOS.

Para buenas respuestas a la aplicación de un determinado método geofísico es necesario que existan buenos "contrastes" de la propiedad física que se está investigando.

En el caso del método eléctrico resistivo, para determinar una estructura o estrato, necesitamos que existan contrastes de resistividad (propiedad física medida entre estos y el medio que lo rodea).

Pongamos por ejemplo el caso de lechos de arenas y gravas suprayaciendo un substrato de arcillas y lutitas. El contraste de resistividades es tan notable que fácilmente se podrá establecer la profundidad del contacto. Si, por el contrario, existen gravas gruesas sobre calizas, estas dos formaciones serán difíciles de diferenciar por el método eléctrico resistivo. Sin embargo, afortunadamente este caso no es muy común.

La mayoría de los reconocimientos de cuencas acuíferas se realiza por métodos eléctricos. Entre esos el resistivo es aplicado en más de un 80% de los casos.

Las razones que conducen a este resultado son:

- El bajo costo de los reconocimientos.
- La influencia del agua sobre la conductividad del suelo.
- Una facilidad de interpretación aunque en ocasiones solamente aparente.

BIBLIOGRAFIA

- ASTIER J.L. GEOFISICA APLICADA A LA HIDRO GEOLOGIA-PARANINFO-MADRID 1975.
- BHATTACHARYA P.K. EF. DIRECT CURRENT GEOELECTRIC SOUNDING-ELSEVIER-1968
- DANKO J. Y AZZE PAVON A. GEOELECTRICIDAD I-SERIE 8 INGENIERIA GEOFISICA UNIVERSIDAD DE LA HABANA, 1972
- DOBRIN, M.B. INTRODUCCION A LA PROSPECCION GEOFISICA-OMEGA, S.A. MEXICO -- 1960
- OLHOVICH, V.A. CURSO DE SISMOLOGIA APLICADA-REVERTE-MEXICO 1959.
- ORELLANA, E. PROSPECCION GEOELECTRICA EN--CORRIENTE CONTINUA-PARANINFO-MADRID 1972.
- PARASNIS D.S. GEOFISICA MINERA-PARANINFO - MADRID 1971.
- KELLER G.V. EF. FRISCHKNECHT F.C. ELECTRICAL METODS IN GEOPHYSCAL PROSPECTING-PERGAMON -- PRESS, 1966.



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

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

ALGUNOS ASPECTOS DE LA GEOHIDROLOGIA ISOTOPICA DE LA
REGION DE VALSEQUILLO, PUEBLA

FIS. LUIS QUIJANO LEON

MARZO, 1981

SECRETARÍA DE AGRICULTURA Y
RECURSOS HIDRAULICOS
MEXICO

ORGANISMO INTERNACIONAL DE
ENERGIA ATOMICA
AUSTRIA

ALGUNOS ASPECTOS DE LA GEOHIDROLOGIA ISOTOPICA DE LA
REGION DE VALSEQUILLO, PUEBLA

LUIS QUIJANO	(1)
BRYAN R. PAYNE	(2)
CARLOS LATORRE	(1)
ANTONIO LIZT	(3)

SEPTIEMBRE 1979

- (1) Grupo de Física, SARH. Teotihuacan 19, México 11, D.F.
- (2) Sección de Hidrología Isotópica, OIEA, Viena, Austria.
- (3) Miembro de la Subdirección de Geohidrología y de Zonas Áridas, SARH, durante la realización del estudio.

INDICE

1. INTRODUCCION
 - 1.1 Descripción de la zona
 - 1.2 Geohidrología
 - 1.3 Los Problemas

2. METODOLOGIA
 - 2.1 Descripción del muestreo y de los análisis
 - 2.2 Enfoque de los problemas

3. RESULTADOS Y DISCUSION
 - 3.1 Resultados químicos
 - 3.2 Resultados isotópicos
 - 3.2.1 Cuenca de Oriental
 - 3.2.2 Valle de Palmar de Bravo
 - 3.2.3 Cañada Morelos
 - 3.2.4 Tercera Unidad agrícola
 - 3.2.5 Primera Unidad agrícola

 - 3.3 Isótopos del carbón

4. CONCLUSIONES

5. RECONOCIMIENTOS

6. REFERENCIAS

INDICE DE TABLAS Y FIGURAS

- TABLA 1. Resultados químicos e isotópicos
- TABLA 2. Química del carbón
-
- FIGURA 1. Localización de la zona de estudio
- FIGURA 2. Mapa geológico
- FIGURA 3. Localización del muestreo
- FIGURA 4. Configuración piezométrica
- FIGURA 5. Cloruro vs total de Aniones Tercera Unidad agrícola
- FIGURA 6. Deuterio vs Oxígeno-18. Cuenca de Oriental, Palmar de Bravo y Cañada Morelos.
- FIGURA 7. Bicarbonato vs Oxígeno-18. Zona norte de Palmar de Bravo
- FIGURA 8. Deuterio vs Oxígeno-18. Tercera Unidad agrícola
- FIGURA 9. Deuterio vs Oxígeno-18. Primera Unidad agrícola
- FIGURA 10. Bicarbonato vs Oxígeno-18. Primera Unidad agrícola

1. INTRODUCCION

1.1 Descripción de la zona

La región de Valsequillo se localiza en el Estado de Puebla - México, y comprende parte de las cuencas de los ríos Balsas y Papaloapan (fig. 1). Al norte colinda con la cuenca cerrada de Oriental y al oeste con el Valle de Puebla. En el lindero oriental se localiza una serie de altas montañas entre las que se cuenta el Volcán Citlaltepetl (Pico de Orizaba), que es la más alta del país (5.700 msnm), (fig. 1).

El clima de la región se ha clasificado como templado semi-seco. La precipitación pluvial es relativamente baja, con un promedio anual de 710 mm. Más al norte, en la cuenca de Oriental, el clima es seco y la precipitación media anual es de 565 mm (S.R.H., 1972). Las condiciones climáticas cambian significativamente hacia el este de Valsequillo, en donde la vertiente oriental de la sierra es abrupta y baja hasta formar la región costera del Golfo de México. Esta zona es tropical y su precipitación media anual varía de 1470 mm en los alrededores de Orizaba, hasta aproximadamente 3000 mm en las estribaciones del Citlaltepetl.

La mayor corriente superficial de la región de Valsequillo es el río Atoyac. Sus aguas se originan en las partes más altas de la cuenca del Balsas, en los alrededores del Valle de Puebla. El río Atoyac entra a la región de Valsequillo por la parte occidental y sus aguas se almacenan en la presa Avila Camacho. De ahí se distribuyen para el riego -

de tres unidades agrícolas localizadas entre las poblaciones de Tecama - chalco y Tehuacán. Aparte del río Atoyac, el arroyo del Aguila es la única corriente superficial perenne de la región. La mayor parte del agua que transporta proviene de la precipitación pluvial en las faldas del cerro La Malinche, pero a su paso por la primera unidad agrícola parece drenar agua que se ha utilizado para riego. En el resto de la región, o sea en los alrededores de Acatzingo y en los valles de Palmar de Bravo y Cañada Morelos, se utiliza únicamente agua subterránea para satisfacer las necesidades agrícolas y municipales.

1.2 Geohidrología (C.H.C.V.M., 1967; S.R.H., 1974)

La mayor parte de las elevaciones de la región, sierras de Cuesta Blanca, Monumento, Tetzoyocan y Zapotitlán, están constituidas por calizas y dolomitas del Cretácico (Kc en la fig. 2). En la zona de Cañada Morelos también se encuentran afloramientos de estas rocas. Esos materiales sedimentarios de origen marino presentan fracturamiento y estratificación así como cavidades de disolución, por lo que es posible que almacenen o permitan el paso de agua a través de su estructura.

En la zona de Oriental también se encuentran sedimentos calizos depositados en cuencas marinas del Cretácico Superior y compuestos por calizas claras, en estratos por lo general delgados (20 a 40 m). A principios del Terciario los sedimentos sufrieron plegamientos y fracturas intensos, pues las capas de caliza aparecen casi siempre en posición

aproximadamente vertical, con un caído general hacia el suroeste. Los ejes de los pliegues corren de sureste a noroeste. Esta formación está limitada al sureste por el macizo andesítico del Terciario Medio que constituye el basamento de la sierra del Citlaltepétl.

La erosión de las formaciones calizas durante el Terciario dió lugar en las partes bajas a la acumulación de conglomerado calizo (Tcc), que por su grado de cementación se considera impermeable. Entre las sierras de Tepeaca y del Tenzo se localizan depósitos de calizas lacustres (Tsl), sobreyaciendo al conglomerado, cuyo espesor es del orden de 100 m. Fenómenos ígneos en la zona de la Malinche dieron origen a depósitos de tobas y aluviones de composición andesítica (Tsab). Su espesor es del orden de 150 m.

A fines del Terciario y principios del Cuaternario se depositó un conglomerado calizo (TQcc) que por su grado de cementación y consolidación se considera incapaz de contener agua. Adicionalmente, la actividad volcánica de esta época produjo material basáltico con presencia de olivino (TOb) y un alto grado de fracturamiento, sobreyaciendo a rocas más antiguas. Esta formación se considera importante como productora de agua. Los afloramientos del material basáltico se encuentran distribuidos en toda la región de Valsequillo y en gran parte de la Cuenca de Oriental. El volcán Citlaltepétl surgió en el Cuaternario Superior y está constituido por basaltos muy fracturados.

En el Cuaternario se acumularon depósitos de pie de monte, constituidos por cantos, gravas, arenas, arcillas y tobas, poco consolidados (Qc). Asimismo las partes planas se encuentran cubiertas por depósitos recientes de tipo aluvial sin consolidar (Qal), formados por arenas, limos, arcillas y, ocasionalmente, gravas. Su espesor varía de unos cuantos centímetros hasta 10 m. Los depósitos aluviales que rellenan las partes bajas de la cuenca de Oriental son producto de erupciones volcánicas recientes y están constituidos por sedimentos piroclásticos de arenas pumíticas y cuarzo, altamente permeables.

En la ladera noreste de la sierra de Zapotitlán, en las cercanías de Tehuacán, aflora una estructura de travertinos del Cuaternario (Qt), producto de la precipitación de carbonato de calcio sobre materia orgánica. Esta estructura proporciona agua abundante para uso regional por medio de manantiales y de galerías filtrantes, que aprovechan su alto grado de permeabilidad para extraer agua. Se estima que estos materiales se encuentran en el subsuelo de la Tercera Unidad agrícola, sobrayaciendo a las rocas del Cretácico.

Los acuíferos de Valsequillo se recargan principalmente por las infiltraciones de la precipitación pluvial y posiblemente por el retorno del agua utilizada para riego. Adicionalmente, es posible que el valle de Palmar de Bravo reciba una recarga subterránea proveniente de la Cuenca de Oriental, a través de la estructura de la sierra de Cuesta Blanca en los lugares donde la permeabilidad lo permita.

El agua subterránea de Palmar de Bravo se desplaza hacia el sur, alimentando la Primera Unidad agrícola (fig. 4). Aparentemente esta unidad drena hacia el río Atoyac, a través de las zonas permeables de la sierra de Tetzoyocan. La evidencia de estas descargas se encuentra en las caídas de Acatzitzimitla y Pescaditos en los acantilados del cauce del río Atoyac.

En Cañada Morelos, los niveles piezométricos sugieren la existencia de un flujo subterráneo con dirección sur, a lo largo de la pronunciada pendiente del valle. Es posible que este flujo recargue a los acuíferos de la Tercera Unidad agrícola y sea el causante de la elevación del nivel freático que se ha observado en los últimos años en las inmediaciones de la sierra del Monumento. Otra posible causa de la elevación del nivel freático es la infiltración de excedentes de agua de riego, procedentes de la presa Avila Camacho.

En la cuenca de Oriental debe pensarse en la existencia de dos grandes sistemas acuíferos: el de rellenos o superior y el de calizas o inferior. Asimismo, es posible que existan fugas de agua subterránea hacia las cuencas vecinas más bajas, a través de las calizas (C.E.C.V.M. 1967).

1.3 Los problemas

En un intento por satisfacer las demandas de agua para sí -

nes agrícolas, se ha aumentado la extracción del agua subterránea de la región, especialmente en las tres unidades de riego. Por este motivo, en 1974 se llevó a cabo un estudio geohidrológico tendiente a determinar las características de los acuíferos con el fin de planear racionalmente su explotación (SRH, 1974). Asimismo, se inició en 1976 un estudio isotópico, tema del presente trabajo, para verificar algunas de las conclusiones y juzgar la validez de algunas hipótesis del trabajo geohidrológico. Este estudio se enfocó a investigar tres problemas específicos:

- a) Si el valle de Palmar de Bravo recibe recarga subterránea proveniente de la Cuenca de Oriental.
- b) El origen del agua que ha provocado una elevación del nivel freático de los acuíferos de la Tercera Unidad Agrícola. Investigar en esta misma unidad, si existe comunicación entre las formaciones acuíferas de origen aluvial y los depósitos de travertinos.
- c) Comprobar si las caídas de Pescaditos y Acatzitzimitla drenan el agua subterránea de la Primera Unidad agrícola y determinar la proporción de excedentes de riego infiltrados a los acuíferos.

2. METODOLOGIA

2.1 Descripción del muestreo y de los análisis

El muestreo comprendió 47 pozos, 6 manantiales, 9 galerías,

el Río Atoyac, la Presa Avila Camacho y el Dren principal de la primera unidad de Distrito de Riego. Geográficamente las muestras se distribuyen en la cuenca de Oriental, incluyendo dos manantiales localizados en el Pico de Orizaba, en el Valle de Palmar de Bravo, en Cañada de Morelos, en la 1ra. y 3ra. Unidades de Riego y en la zona de travertinos al sur de la Ciudad de Tehuacan (Fig. 3).

Todas las muestras fueron analizadas en su contenido en deuterio y oxígeno-18. Los resultados se expresan en unidades δ por mil, siendo el error analítico igual a 1.0 δ D‰ y 0.1 δ^{18} O‰. Un lote de 33 muestras fue analizado también en su contenido de tritio. Los resultados se expresan en Unidades de Tritio (U.T.). Tres de las muestras fueron analizadas en su contenido de carbono-14, expresado en por ciento de carbono moderno (pcm), y en su contenido de carbono-13, referido como δ por mil con respecto al estandar PDB. Los anteriores análisis isotópicos fueron realizados por la Sección de Hidrología Isotópica del Organismo Internacional de Energía Atómica, Viena.

En los análisis químicos se determinó la concentración de los iones mayores y se midió el pH. Cabe aclarar que no se realizaron mediciones de campo del pH y de la conductividad eléctrica, lo cual limita el uso posible de la información geoquímica. Estos análisis se llevaron a cabo en los laboratorios de la Comisión de Aguas del Valle de México y de la Dirección de Agua Potable y Alcantarillado de la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos.

Los resultados químicos e isotópicos se reportan en las tablas 1 y 2. Los resultados químicos de la muestra 4P no se incluyen, ya que el balance iónico no es aceptable.

2.2 Enfoque de los problemas

En este estudio se han tratado los problemas propuestos de la siguiente manera:

- Utilización de las variaciones espaciales del contenido en isótopos estables del agua subterránea con el objeto de determinar la dirección de los flujos regionales.

- Aunque no se ha establecido el gradiente de la composición en isótopos estables de la precipitación como función de la altura, se hace uso implícito de esta dependencia funcional para decidir si existe flujo subterráneo de una cuenca a otra, las cuales difieren en altitud promedio.

- Se ha tratado, en la medida de lo posible, relacionar la composición en isótopos estables del agua con el tipo de formación acuífera. La falta de conocimiento adecuado de la litología de los diferentes acuíferos ha sido una limitación.

- El efecto que la evaporación parcial causa en el contenido en isótopos estables del agua ha sido aprovechado para investigar la posible recarga del agua de riego, proveniente de la Presa Camacho, a

los acuíferos.

- El contenido en tritio se ha utilizado como indicador cualitativo del tiempo de tránsito del agua subterránea, así como de la ocurrencia o no de recarga reciente. En unas pocas muestras también se ha medido el contenido de carbono-14. La carencia de medición del pH en el campo así como del contenido en carbono-13 y de la presión parcial del bióxido de carbono biogénico en las zonas de recarga, limita el uso potencial del carbono-14 como trazador.

- La información geoquímica se ha utilizado en forma más bien descriptiva y como apoyo a la interpretación dada a los resultados isotópicos. Básicamente, se ha tratado de relacionar la composición química del agua con el medio por el cual se supone que circula, con el objeto de corroborar la interpretación isotópica y aportar algunas explicaciones acerca de origen y variación del contenido químico del agua.

3. RESULTADOS Y DISCUSION

3.1 Resultados químicos

Los coeficientes de la correlación parcial de las variables $\delta^{18}\text{O}$, Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- correspondientes a las muestras de la 3ra. Unidad (1-3G, 6-9G, 1M, 3P, 5P, 16-18P, 34-39P) son los siguientes:

	^{18}O	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
^{18}O	1						
Ca^{2+}	0.12	1					
Mg^{2+}	-0.06	-0.21	1				
Na^+	0.27	0.20	0.21	1			
Cl^-	0.16	0.26	0.47	0.87	1		
SO_4^{2-}	0.26	0.55	0.49	0.48	0.68	1	
HCO_3^-	0.10	0.36	-0.08	0.64	0.36	0.02	1

Los coeficientes menores que 0.55 o 0.68 no son significativos a un nivel de confianza del 5% o del 1%, respectivamente.

Por otra parte, los coeficientes de correlación parcial correspondientes al resto de las muestras de agua subterránea (4G, 5G, 2M, 3M, 9M, 10M, 1P, 2P, 6-15P, 19-33P, 40-47P) son:

	^{18}O	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
^{18}O	1						
Ca^{2+}	-0.25	1					
Mg^{2+}	0.28	-0.20	1				
Na^+	0.01	0.35	0.20	1			
Cl^-	-0.27	0.56	0.29	0.66	1		
SO_4^{2-}	0.00	0.32	0.46	0.58	0.83	1	
HCO_3^-	0.06	0.68	0.41	0.76	0.63	0.53	1

Los coeficientes menores que 0.32 o 0.42 no son significativos a un nivel de confianza del 5% o del 1%, respectivamente.

Comparando ambas matrices se pone de manifiesto que

a) En ambos casos los coeficientes correspondientes a $\delta^{18}\text{O}$ no son significativos, lo cual indica que, en conjunto, los procesos que gobiernan las variaciones en el contenido en isótopos estables son independientes de los procesos que gobiernan las variaciones en el contenido químico.

b) En el caso de la 3ra. Unidad el ion bicarbonato correlaciona únicamente con el ion sodio, mientras que en el resto de las muestras correlaciona con todos los iones. Los coeficientes $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+}$ y $\text{HCO}_3^- - \text{Na}^+$ son particularmente altos.

Este resultado sugiere que el ion bicarbonato juega un papel preponderante en la evolución geoquímica del agua subterránea, exceptuando la 3ra. Unidad. La regresión lineal de las variables ion bicarbonato y contenido total de aniones apoya esta interpretación.

Agua subterránea de la 3ra. Unidad:

$$\text{HCO}_3^- \text{ (meq)} = (0.25 \pm 0.09) \text{ Aniones (meq)} + (3.40 \pm 1.24) \quad (1)$$

$$r = 0.60 \quad \text{Syx} = 1.46$$

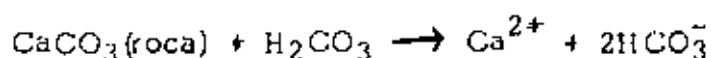
Agua subterránea, excepto 3ra Unidad:

$$\text{HCO}_3^- \text{ (meq)} = (0.77 \pm 0.03) \text{ Aniones (meq)} + (0.12 \pm 0.28) \quad (2)$$

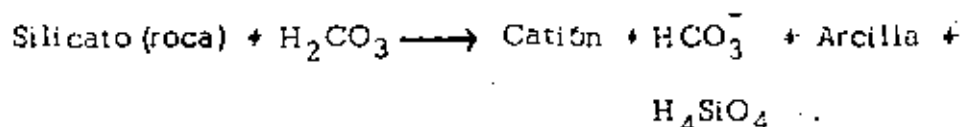
$$r = 0.97 \quad \text{Syx} = 0.65$$

En el primer caso la correlación es muy pobre, mientras que en el segundo es alta y los valores promedio ($\text{HCO}_3^- = 7.04$ meq, aniones = 8.93 meq) indican, que el ion bicarbonato representa el 79% del contenido total de aniones.

Por tanto, se puede afirmar que, a excepción de la 3ra Unidad de riego, la evolución geoquímica del agua subterránea está gobernada por la interacción con las rocas calizas:



y con los silicatos de las rocas volcánicas, presentes en la zona en menor cuantía:



c) En el caso de la 3ra Unidad, la correlación $\text{Cl}^- \text{Na}^+$ es la más alta. Por otra parte, la regresión lineal de las variables cloruro y contenido total de aniones es la siguiente:

$$\text{Cl}^- \text{ meq} = (0.44 \pm 0.05) \text{ Aniones (meq)} - (2.08 \pm 0.72) \quad (3)$$

$$r = 0.91 \quad S_{yx} = 0.85$$

Estos resultados sugieren que existe una fuente de cloruro de sodio, probablemente residuos evaporíticos, que juega un papel importante en la evolución geoquímica del agua subterránea de la 3ra Unidad.

Debe notarse (fig. 5) que las galerías se ven particularmente afectadas por esta fuente de cloruro de sodio, a excepción de la Galería Cipiapa (1G).

d) El coeficiente de correlación de los iones cloruro y sulfato de las aguas subterráneas, excluyendo la 3ra Unidad, es el más alto, lo cual sugiere un origen común, muy probablemente residuos evaporíticos.

3.2 Resultados Isotópicos

3.2.1 Cuenca de Oriental

En la figura 6 se han graficado los contenidos en deuterio y oxígeno-18 de las muestras de Oriental, Palmar de Bravo y Cañada Morelos. Se distinguen dos grupos claramente. El primero, cuyas deltas son más negativas, comprende las muestras de Cañada Morelos (4G, 19P, 2M), dos muestras de la zona este de Oriental (8, 27P), 6 muestras de la zona este de Palmar (7, 20, 40-43P), la Galería Cuesta Blanca (5G) y dos manantiales localizados en las estribaciones del Citlaltepetl (9, 10M). La descarga de estos manantiales se encuentra aproximadamente a 2700 m (9M) y 3000 m (10M) sobre el nivel del mar. Su composición química es muy semejante; pero su contenido isotópico difiere notablemente. El contenido de tritio del manantial 10M indica que las aguas son de reciente infiltración. Si se considera que en el período 1972-77 el contenido de tritio promedio anual de la precipitación en el Puerto de Veracruz fue de 7 a 14 U.T. (OIEA, 1979), mientras que el de 10M es de 36 U.T., es muy probable que una buena proporción del agua alumbrada proviene de in

filtraciones de los años sesentas cuando los contenidos de tritio atmosférico alcanzaron valores máximos. El contenido de tritio del manantial 9M indica que se trata, en su mayor proporción, de aguas infiltradas antes de los años cincuentas. El contenido en oxígeno-18 y deuterio de 9M indica que su altura promedio de recarga es superior a la de 10M en unas centenas de metros. Puede concluirse que estos manantiales sirven de descarga a sistemas fracturados independientes entre sí y que su contenido en isótopos estables caracteriza al agua infiltrada en las estratificaciones del Citlatepetl.

La muestra 5G proviene de la galería situada en el poblado de Cuesta Blanca. Su contenido en isótopos estables indica que la zona de recarga se localiza en el Citlatepetl, a una altura promedio mayor que la de los manantiales 9 y 10M. Se trata pues de aguas que circulan a través de las calizas del Cretácico, subyacentes a los materiales de relleno del Valle de Oriental, y brotan en las calizas de la Sierra de Cuesta Blanca. Su composición química es consecuencia de dicha circulación. El contenido de tritio indica que el tiempo de tránsito del agua es mayor de 50 años. El contenido de carbono-14 se discutirá más adelante.

Cabe señalar que el exceso de deuterio de las muestras 9M, 10M y 5G, definido como $\delta = \delta D - 8\delta^{18}O$, varía entre 10.9 y 11.9.

La composición isotópica de los pozos 8 y 27P, situados cerca de Ciudad Serdán, indica que la recarga tiene lugar principalmente

en las estratificaciones del Citlaltepetl, aunque no se excluye una posible aportación menor de recarga local representada, como se verá, por los pozos 9, 25 y 26P. El contenido de tritio indica también en este caso un tiempo de tránsito mayor de 50 años.

Los pozos 9, 25 y 26P, localizados hacia el noroeste de la cuenca representan un grupo con un contenido isotópico enriquecido en oxígeno-18 y deuterio en comparación a las muestras anteriores. El exceso de deuterio de los pozos 9P ($\delta=5.4$) y 26P ($\delta=3.3$) sugiere que el agua está afectada por evaporación parcial. Este efecto no es evidente en el pozo 25P ($\delta=9.0$). Sin embargo, los tres pozos son químicamente semejantes y su contenido en cloruro y sulfato es bajo, lo cual sugiere que la evaporación parcial tuvo lugar durante el evento mismo de la precipitación, a causa de la baja humedad ambiental. El agua de estos 3 pozos debe provenir de la infiltración de la precipitación en las partes bajas de la cuenca. Estas aguas fueron infiltradas hace más de 50 años, ya que su contenido de tritio es inferior al nivel de detección.

3.2.2 Valle de Palmar de Bravo

Las muestras procedentes de Palmar de Bravo pueden distribuirse en tres grupos (fig. 6).

Las muestras 7P, 20P, 40-43P forman un primer grupo. Estas muestras se localizan hacia el este del valle y presentan los contenidos en oxígeno-18 y deuterio más pobres. Los valores promedio de

$\delta^{18}\text{O}$ y δ^{D} son:

$$\delta^{\text{D}} = -79.9 \pm 2.2 \quad \delta^{18}\text{O} = -11.64 \pm 0.15 \quad d = 13.2 \pm 2.1 \quad (4)$$

los cuales se sitúan entre los correspondientes a 9M y 10M. Por otra parte; el exceso de deuterio varía de 10.8 a 16.5. Esto es, los valores tienden a ser elevados, a semejanza, de las muestras 9M, 10M y 5G. Estos resultados permiten concluir que las muestras 7P, 20P y 40-43P provienen de una formación acuífera comunicada directamente con el macizo del Citlaltepetl. Como se verá más adelante, la química del carbón indica que las muestras provienen de las calizas del Cretácico.

El contenido de tritio de estas muestras indica un tiempo de tránsito mayor de 50 años, en conformidad con lo expuesto en el párrafo anterior.

Un segundo grupo lo forman las muestras 6P, 21-24P y 46P, localizadas en la parte central y hacia el norte del valle. Su contenido promedio en oxígeno-18 y deuterio es el siguiente:

$$\delta^{\text{D}} = -74.1 \pm 1.7 \quad \delta^{18}\text{O} = -10.37 \pm 0.14 \quad d = 9.0 \pm 1.8 \quad (5)$$

Los valores más positivos de δ^{D} y $\delta^{18}\text{O}$ en relación al primer grupo indican que este segundo grupo representa aguas de recarga local, es decir, originadas de la precipitación en la Sierra de Cuesta Blanca y en el valle mismos. La diferencia entre los valores promedio de los grupos sugiere una diferencia de altura de recarga promedio del orden de 500 m. El exce

so de deuterio del segundo grupo varía de 6.8 a 12.3 y tiende a ser menor que el correspondiente a las muestras del grupo uno. Este hecho sugiere que las muestras del grupo dos han sufrido evaporación parcial, ya sea durante el evento mismo de la precipitación o durante el proceso de infiltración. El exceso de deuterio, pues, refleja las condiciones ambientales. En el caso de Palmar de Bravo, la humedad del aire es más bien baja y el valle está cubierto de suelo bien desarrollado, condiciones que favorecen la evaporación del agua antes de que esta alcance la zona serrada. Contrariamente, la humedad en la sierra del Citlaltepetl es alta y las formaciones presentan un alto grado de fracturamiento, lo cual favorece una infiltración directa y rápida.

Por último, el contenido de tritio de este segundo grupo varía de 1 a 3 U.T., lo cual indica la presencia de cierta recarga reciente, en conformidad con el origen local de la misma.

Los pozos 28P, 44P, 45P y 47P, localizados en el extremo norte del valle, forman un tercer grupo. Su contenido en oxígeno-18 y deuterio se sitúa entre el del segundo grupo (5) y el de las muestras 9 y 26P, procedentes de la Cuenca de Oriental (fig. 5).

La ecuación de regresión de las variables $\delta^{18}O - \delta D$ (muestras 5P, 9P, 26P, 28P, 44-47P).

$$\delta D = (3.98 \pm 1.20) \delta^{18}O - (33.4 \pm 11.9)$$

(6)

$$r^2 = 0.65 \qquad S_{yx} = 1.3$$

apoya la existencia de una alimentación subterránea de la Cuenca de Oriental hacia Palmar de Bravo, como lo sugiere la configuración de los niveles freáticos (fig. 4). La gráfica ion bicarbonato vs $\delta^{18}\text{O}$ (fig. 7) confirma este resultado. La ecuación de regresión es la siguiente:

$$\begin{aligned} \text{HCO}_3^- \text{ (ppm)} &= -(306 \pm 46) \delta^{18}\text{O} - (2622 \pm 450) & (7) \\ r^2 &= 0.88 & \text{Sy.x} = 50 \end{aligned}$$

En la gráfica 7 puede apreciarse que el flujo procedente de Oriental presenta una calidad química sensiblemente mejor que la del agua subterránea de Palmar de Bravo. Por último, la regresión lineal de las variables $\text{Cl}^- - \delta^{18}\text{O}$ concuerda con estos resultados.

$$\begin{aligned} \text{Cl}^- \text{ (ppm)} &= -(21.3 \pm 5.9) \delta^{18}\text{O} - (187 \pm 58.7) & (8) \\ r^2 &= 0.68 & \text{Sy.x} = 6.6 \end{aligned}$$

El contenido de tritio del pozo 28P indica un tiempo de tránsito mayor de 50 años.

3.2.3 Cañada Morelos

El contenido en isótopos estables de las muestras 19P y 4G es semejante al del manantial 9M, mientras que la muestra 2M tiene un contenido semejante al de 10M. Si se tiene en cuenta que las elevaciones máximas en la zona de Cañada Morelos son del orden de 2700 m, esto es, comparables al nivel de descarga de los manantiales 9 y 10M, puede concluirse que los aprovechamientos 19P, 4G y 2M captan aguas

provenientes en su mayor proporción del macizo del Citlaltépetl. El ¹⁹P contenido de tritio de la muestra 19P indica que estas aguas fueron recargadas hace más de 50 años.

3.2.4 Tercera Unidad Agrícola

En la gráfica δD vs $\delta^{18}O$ (fig. 8) se distingue tres muestras empobrecidas: 1G, 16P y 3P. La muestra 1G procede de la Galería Cipia-pa, localizada en la Sierra de Zapotitlán. Su composición química refleja claramente la naturaleza dolomítica del medio por el cual circula el agua. El contenido de tritio sugiere que cierta proporción del agua alumbrada es de recarga reciente. La muestra puede considerarse representativa de la precipitación en la Sierra de Zapotitlán, cuya altura media es del orden de 2400 m. Las muestras 16P y 37P se localizan al pie de la Sierra del Monumento en la zona donde se inicia la Cañada Morelos. Su contenido en isótopos estables es semejante al del manantial 2M, lo cual indica que la 3ra Unidad agrícola recibe una alimentación subterránea de Cañada Morelos. El contenido de tritio del pozo 16P indica que las aguas se infiltraron hace más de 50 años, lo cual es de esperarse si las aguas proceden de Cañada Morelos.

Las muestras 1M, 4P, 5P, 17P, 18P, 35P, 2G, 3G, 6-9G forman un grupo cuyo contenido en deuterio y oxígeno-18 es homogéneo. Los valores promedio son los siguientes:

$$\begin{aligned} \delta^{18}\text{O}\text{‰} &= -10.46 \pm 0.15 \\ \delta\text{D}\text{‰} &= -76.9 \pm 1.0 \end{aligned} \quad (9)$$

Las muestras 3P, 34P, 36P y 39P se ajustan a una línea de mezcla entre el grupo anterior y las aguas de la Presa A. Camacho, lo cual prueba que el agua de riego se infiltra en el área central de la 3ra. Unidad, donde se localizan estos pozos. El contenido de tritio del pozo 3P (12.6 U.T.) indica que son agua de infiltración reciente, en conformidad con la existencia de recarga de excedentes de riego.

La homogeneidad isotópica del agua de los pozos 4P, 5P, 17P, 18P, 35P, 38P, del manantial 1M y de las galerías 2G, 3G, 6-9G sugiere que travertinos y rellenos aluviales se comportan como un solo sistema. Más aún, si se compara el contenido en oxígeno-18 y deuterio, así como la composición química del manantial y las galerías mencionadas con el contenido y composición del agua de la galería Ciplapa (1G), localizada en la Sierra de Zapotitlán, se observan diferencias significativas. En otras palabras el agua del manantial 1M y de las galerías 2G, 3G, 6-9G no proviene únicamente del sistema cástico de la sierra de Zapotitlán, sino también en parte del acuífero en rellenos aluviales. Los altos contenidos de cloruro (fig. 5) y sulfato del manantial y las galerías provienen de la disolución de residuos evaporíticos en los rellenos, como se mencionó al discutir los resultados químicos. Un segundo problema es dilucidar si este grupo de muestras ha recibido o no recarga de excedentes de agua de rie-

go procedente de la Presa A. Camacho. La respuesta no es evidente.^{21.} Sin embargo, el enriquecimiento en isótopos estables de este grupo con respecto a la galería 1G y los pozos 16P y 37P sugiere que efectivamente cierta cantidad de agua de riego se ha infiltrado en las zonas representadas por este grupo. El manantial 1M y las galerías 3G, 8G y 9G alumbran cierta proporción de aguas de infiltración reciente, como lo demuestra su contenido de tritio. Ahora bien, esta agua de reciente infiltración puede ser agua de riego o agua precipitada en la sierra de Zapotitlán donde la circulación del agua debe ser relativamente rápida por ser un sistema cárstico. Por otra parte, si en la parte central del valle es evidente que el agua subterránea ha sido alimentada por excedentes de riego es razonable suponer que las galerías, que son recargadas parcialmente por los rellenos aluviales, contengan cierta proporción de agua originada como infiltraciones de riego. Si tal es el caso, el contenido en isótopos estables indica que esta proporción es de 20 a 30%, tomando como extremos el agua de la galería Cipiapa (1G) y la de la Presa A. Camacho (1A).

Por lo expuesto anteriormente es evidente que la elevación del nivel freático observado en los últimos años en la parte central del valle se debe a la infiltración de excedentes de riego. En la zona conocida como el "Sumidero", cerca del poblado de Cuayucatepec al pie de la Sierra Monumento, se ha observado también una elevación del nivel freático. Ahora bien, el contenido isotópico de los pozos 16P y 37P indica que el agua de la zona proviene de Cañada Morelos. Probablemente, la elevación del nivel freático en esta zona es un efecto indirecto de la elevación en la zo-

central. Esto es, la configuración piezométrica anterior al inicio del riego con aguas superficiales ha sido modificada de tal manera que la entrada subterránea al valle de Tehuacán proveniente de Cañada Morelos ha sido obstaculizada parcialmente, provocándose una alza del nivel freático.

A continuación se propone un modelo del comportamiento del agua subterránea en el 3ra Unidad agrícola. El sistema cárstico de la Sierra de Zapotitlán es alimentado por la precipitación pluvial y, a su vez, descarga hacia los rellenos aluviales del valle y hacia los travertinos. Los rellenos aluviales reciben una recarga adicional de excedentes de agua de riego y posiblemente de la infiltración de la precipitación local. Estos rellenos, a su vez, alimentan al sistema de travertinos subyacente y que aflora en las diferentes galerías en las cercanías de la Ciudad de Tehuacán y al sur de la misma. Por otra parte, la 3ra Unidad recibe una alimentación subterránea de Cañada Morelos, que en parte se origina en el macizo del Citlaltepetl.

3.5 Primera Unidad Agrícola

La gráfica δD vs $\delta^{18}O$ (fig. 9) muestra una línea de mezcla entre las aguas subterráneas que alimentan la 1ra Unidad (29-32P) y las aguas de la Presa Avila Camacho (1A). Los valores promedio de los pozos 29-32P son:

$$\begin{aligned}\delta^{18}O\text{‰} &= -10.10 \pm 0.10 \\ \delta D\text{‰} &= -74.0 \pm 0.4\end{aligned}\tag{10}$$

mientras que la ecuación de regresión lineal es la siguiente:

$$\begin{aligned} \bar{D}\%O &= (5.69 \pm 0.79) \bar{O}^{18} - (16.0 \pm 7.7) \\ r^2 &= 0.77 \quad S_{y.x} = 1.3 \end{aligned} \quad (11)$$

El contenido de tritio de las muestras procedentes de la zona de riego es alto, lo cual indica la presencia de una proporción considerable de aguas de infiltración reciente, esto es, los excedentes de agua de riego. El pozo 29P manifiesta una componente menor de aguas de infiltración reciente, debido probablemente a su proximidad a los derrames basálticos cuya permeabilidad es alta. Por el contrario, las muestras 31 y 32P no contienen tritio.

Los pozos 29-32P poseen los contenidos en sales más elevados. El resto de las muestras se sitúan entre este extremo y las aguas de la Presa A. Camacho (IA). El ion bicarbonato es el dominante en todas las muestras y varía de manera semejante al contenido total de aniones.

La ecuación de regresión lineal entre el ion bicarbonato y el contenido en oxígeno-18 es un argumento adicional a favor de la infiltración de excedentes de riego. Asimismo, muestra que estas infiltraciones mejoran la calidad química del agua subterránea (fig. 10). La ecuación se calculó exceptuando las muestras 2R y 3R y es como sigue:

$$\text{HCO}_3^- (\text{meq}) = - (3.51 \pm 0.78) \delta^{18}\text{O} - (27.2 \pm 7.7) \quad (12)$$

$$r^2 = 0.59 \quad \text{Sy.x} = 0.935$$

El valor promedio de δD y $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras 1P, 10-12P, 14P, 15P y 33P permite estimar la proporción de agua de riego en el acuífero:

$$\delta^{18}\text{O}\% = - 9.74 \pm 0.16 \quad (13)$$

$$\delta\text{D}\% = - 71.5 \pm 1.3$$

Utilizando estos valores, los dados en (10) y los de la Presa (1A) se obtiene que esta proporción es del orden del 30%. El agua de la Caída de Pescaditos (3RS) y del Dren Ahuilanco tiene un contenido en isótopos estables prácticamente igual al dado en (12), lo cual pone en evidencia que ambos sirven de drenaje al agua subterránea de la 1ra. Unidad.

3.3 Isótopos del Carbón

Cuatro muestras (5G, 19P, 20P y 10M) fueron analizadas en su contenido de carbono-13 y tres de ellas también en su contenido de carbono-14. Los resultados se dan en la tabla 2.

La muestra 10M presenta los contenidos más empobrecidos en carbono-13. Como se mencionó, este manantial descarga aguas de infiltración reciente en el macizo del Citlaltepeltl, por lo que la interacción agua-roca no ha sido prolongada. Las otras muestras presentan un

enriquecimiento en carbono-13 como consecuencia de la interacción de agua con rocas calizas. Este efecto es particularmente notable en el caso del pozo 20P, localizado en Palmar de Bravo. Estos resultados, pues, corroboran la existencia de un acuífero en las calizas del Cretácico subyacentes al macizo del sistema Citlaltepetl, el cual se extiende a Palmar de Bravo y a Cañada Morelos, llegando probablemente a la zona de Tehuacán.

Obviamente, el contenido de carbono-14 se ve afectado por la disolución de carbonatos "muertos" del Cretácico. Por tanto, la baja actividad de carbono-14, particularmente del pozo 20P, no significa que las aguas sean muy antiguas. Desgraciadamente no se tiene suficiente información para tratar de precisar la edad de estas muestras.

4. CONCLUSIONES

4.1

Los resultados isotópicos sugieren que el sistema acuífero de calizas del Cretácico de la cuenca de Oriental se extiende hacia la zona este de Palmar de Bravo y hacia Cañada Morelos hasta el Valle de Tehuacán. La principal zona de recarga se localiza en los derrames basálticos del macizo del Citlaltepetl. Es posible que reciba una recarga secundaria a través de los depósitos aluviales en los valles de Oriental, Palmar de Bravo y Cañada Morelos.

4.2

Los depósitos aluviales del Valle de Palmar de Bravo reciben una recarga subterránea proveniente de Oriental, en la dirección El Se

co-San Simón.

4.3

La Tercera Unidad de riego recibe una recarga subterránea de Cañada Morelos, a través de las calizas subyacentes a los depósitos aluviales.

4.4

Las infiltraciones de agua de riego proveniente de la Presa Avila Camacho son las responsables directas de la elevación del nivel freático en la zona central de la Tercera Unidad. Indirectamente deben ser también responsables de la elevación del nivel freático en las inmediaciones de la Sierra del Monumento, ya que al modificar la configuración piezométrica original han bloqueado al flujo subterráneo proveniente de Cañada Morelos.

4.5

El acuífero en depósitos aluviales y el acuífero en travertinos de la Tercera Unidad se comportan como un mismo sistema desde el punto de vista hidráulico. Al sur de la Ciudad de Tehuacán la situación es la misma.

4.6

La Primera Unidad de riego recibe una recarga de excedentes de agua de riego proveniente de la Presa A. Camacho. La proporción de agua de riego presente en el acuífero es del orden del 30%.

4.7

La Cofa de Pescaditos drena agua subterránea de la Primera Unidad. La proporción, en la descarga, de agua originada como infiltración de excedentes de riego es también del orden del 30%.

5. RECONOCIMIENTOS

Los autores agradecen al personal de la Residencia de Geología y de Zonas Áridas del Estado de Puebla su ayuda en la realización del muestreo. Asimismo, se agradecen los comentarios de los Ingenieros Rubén Chávez y Juan Manuel Lesser durante el desarrollo del estudio.

6. REFERENCIAS

Comisión Hidrológica de la Cuenca del Valle de México, 1967
Las aguas subterráneas del Sistema Apan Oriental. México, D.F.

Organismo Internacional de Energía Atómica, 1979.
Environmental Isotope Data No. 6: World Survey of Isotope Concentration in Precipitation (1972-1975). Technical Reports Series No. 192, Viena

Secretaría de Recursos Hidráulicos, 1972.
Isotetas medias anuales de la República Mexicana, período 1931-1970
México, D.F.

Secretaría de Recursos Hidráulicos, 1974
Estudio geohidrológico preliminar de las zonas de Tepeaca y del Distrito de Riego de Valsequillo en el Estado de Puebla.
México, D.F.

Secretaría de Recursos Hidráulicos, 1976
Atlas de agua de la República Mexicana
México, D.F.

TABLA 1 - Sitios Muestreados y Resultados

Clave	Nombre	Fecha Muestreo	Prof. Total(m)	$\delta^{18}O\%$	$\delta D\%$	Título U.S.	Ca ²⁺ ppm	Mg ²⁺ ppm	Na ⁺ ppm	K ⁺ ppm	Cl ⁻ ppm	SO_4^{2-} ppm	HCO ₃ ⁻ ppm	SiO ₂ ppm
<u>Oriental, Palmarde Bravo y Cañada Morelos</u>														
V-4G	Galería Tizapan	5.02.76	-	-12.00	-86.1	—	14.0	41.0	132	8.5	84.0	74.0	342	60.7
V-5G	" Ouesta Blanca	5.02.76	-	-12.95	-91.7	0.7 ±0.2	32.0	17.0	14.0	1.2	20.0	19.0	159	57.5
V-2M	Manantial La Tasa	5.02.76	-	-11.23	-78.6	—	24.4	35.7	89.0	10.3	60.3	43.2	322	60.8
V-3M	" Cpe. Enríquez	3.02.76	-	-10.55	-76.0	1.6 ±0.2	122	12.0	124	9.1	38.0	30.0	694	53.7
V-9M	" San Martín	14.12.77	-	-12.04	-85.3	2.0 ±0.3	8.2	3.7	7.8	2.5	10.5	0.9	50.2	51.8
V-10M	" Alamillo	14.12.77	-	-11.24	-79.0	36.5 ±1.0	9.2	3.7	7.5	3.5	12.2	1.5	50.2	57.5
V-6P	" 351	3.02.76	-	-10.23	-72.6	2.9 ±0.2	8.0	70.0	99.0	14.2	32.0	23.0	559	75.1
V-7P	" Palmar de Bravo	4.02.76	65	-11.62	-80.1	0.24 ±0.2	152	53.0	82.0	9.3	56.0	34.0	305	78.5
V-8P	Pozo SRH Serdán	4.02.76	-	-11.57	-83.4	0.47 ±0.2	38.0	14.0	25.0	2.2	14.0	8.0	222	53.7
V-9P	" SRH El Saco	4.02.76	-	-9.26	-68.7	—	35.0	22.0	27.0	4.3	12.0	14.0	254	61.1
V-19P	" Chapulco	14.12.77	120	-11.98	-83.1	0.3 ±0.2	79.0	10.6	25.3	3.0	33.2	12.7	293	—
V-20P	" 411	14.12.77	-	-11.86	-83.7	0.2 ±0.2	117	22.4	127	8.7	80.3	60.4	603	—
V-21P	" Cpe. Enríquez	14.12.77	18	-10.47	-75.0	1.0 ±0.1	36.9	60.4	94.6	9.7	47.1	30.2	564	—
V-22P	" Xaltepec	14.12.77	20	-10.14	-74.3	—	35.9	59.2	90.9	9.6	59.3	42.3	505	—
V-23P	" Palmarito	14.12.77	80	-10.40	-74.9	1.0 ±0.2	23.6	54.2	133	9.5	50.6	36.0	573	—
V-24P	" Tuzuapa	14.12.77	100	-10.42	-71.1	1.1 ±0.3	25.9	54.8	119	9.8	52.4	38.4	547	—
V-25P	" Camino Laguna El Carmen	"	160	-9.82	-69.6	0.5 ±0.3	41.0	15.6	21.2	6.4	19.2	1.2	232	—
V-26P	" Coanctepco	14.12.77	-	-9.28	-70.9	0.2 ±0.3	29.7	24.3	18.5	9.3	17.5	1.2	229	—
V-27P	" SRH Serdán	14.12.77	300	-11.40	-82.9	—	39.0	10.6	30.4	2.5	20.9	5.2	209	—
V-28P	" Acazingo	14.12.77	150	-9.73	-73.5	0.5 ±0.2	31.9	17.4	69.7	11.0	15.7	6.2	341	—
V-40P	" La Concepción	5.78	100	-11.71	-79.7	—	130	26.2	119	9.0	78.4	52.2	659	25.8
V-41P	" Palmar de Bravo	5.78	-	-11.38	-80.2	—	134	16.2	128	9.5	76.6	39.4	665	25.8

TABLA 1 Continuation

Clave	Nombre	Fecha Muestreo	Prof. Total(m)	δ ¹⁸ O‰		Tritio U.T.	Ca ²⁺ ppm	Mg ²⁺ ppm	Na ⁺ ppm	K ⁺ ppm	Cl ⁻ ppm	SO ₄ ²⁻ ppm	HCO ₃ ppm	SiO ₂ ppm
				δ ¹⁸ O‰	δD‰									
<u>Oriental, Palmar de Bravo y Cañada Morelos Continuation</u>														
V-42P	Pozo Coacnopalan Sec. 6	5.78	20	-11.56	-79.0	---	42.1	43.0	84.2	9.0	74.8	43.9	383	26.3
V-43P	" Coacnopalan Sec. 2	5.78	30	-11.68	-76.9	---	113	9.3	138	8.3	78.4	45.1	579	57.2
V-44P	" La Candelaria	5.78	200	- 9.91	-74.4	---	20.5	18.7	103	13.0	18.2	11.8	405	48.8
V-45P	" P. Angeles	5.78	25	-10.14	-74.5	---	51.3	26.2	68.5	13.0	23.7	22.4	422	54.7
V-46P	" S. Simón	5.78	30	-10.39	-74.6	---	109	8.7	128	12.0	45.5	29.2	621	50.3
V-47P	" S. Simón-Acatzingo	5.78	60	- 9.95	-72.2	---	19.5	16.8	114	15.0	23.7	10.0	367	54.0
<u>Tercera Unidad</u>														
V-1G	Galería Cipiapa	4.02.76	-	-11.02	-79.8	2.5 ±0.2	30.0	28.0	4.0	0.6	9.0	2.0	208	15.8
V-2G	" Hidalgo	4.02.76	-	-10.48	-75.5	---	8.0	72.0	206	11.3	160	102	519	61.8
V-3G	" San Juan	4.02.76	-	-10.60	-76.9	4.6 ±0.4	75.0	60.0	318	8.3	312	216	569	52.6
V-6G	" San Marcos	14.12.77	-	-10.38	-76.8	---	69.7	39.9	243	14.0	201	162	530	---
V-7G	" San Isidro	14.12.77	-	-10.33	-78.3	---	35.9	67.9	189	15.0	234	162	371	---
V-8G	" La Aldama	14.12.77	-	-10.34	-76.5	2.7 ±0.2	33.8	43.6	174	15.0	169	121	363	---
V-9G	" San Agustín	14.12.77	-	-10.19	-76.8	6.8 ±0.3	---	---	---	---	---	---	---	---
V-1X	Manantial S. Lorenzo	4.02.76	-	-10.51	-75.7	3.7 ±0.2	115	10.0	225	12.1	134	22.0	649	55.0
V-3P	Pozo 190	4.02.76	25	- 9.83	-71.9	12.6 ±0.6	110	47.0	221	12.6	200	296	456	69.5
V-4P	" 171	4.02.76	150	-10.49	-75.3	---	---	---	---	---	---	---	---	---
V-5P	" 16a Tepanoo	4.02.76	48	-10.40	-76.5	---	14.0	56.0	104	16.8	60.0	130	339	86.1
V-16P	" 216	14.12.76	-	-11.13	-82.5	< 0.3	75.9	42.4	92.9	14.0	80.3	97.2	449	---
V-17P	" 217	14.12.76	25	-10.42	-78.1	0.9 ±0.3	92.3	64.8	99.0	20.0	133	186	427	---
V-18P	" 186	14.12.76	28	-10.55	-78.1	0.9 ±0.2	32.8	58.5	147	13.0	129	107	449	---

TABLA 1 Continuación

Clave	Nombre	Fecha Muestreo	Prof. Total(m)	$\delta^{18}O\%$	$\delta D\%$	Triticio U.T.	Ca ²⁺ ppm	Mg ²⁺ ppm	Na ⁺ ppm	K ⁺ ppm	Cl ⁻ ppm	SO ₄ ²⁻ ppm	HCO ₃ ⁻ ppm	SiO ₂ ppm
<u>Tercera Unidad Continuación</u>														
V-34P	Pozo Pino Suárez	5.78	-	- 9.95	-73.4	---	92.3	36.1	125	12.0	108	97.2	507	25.3
V-35P	" Las Garzas	5.78	12	-10.46	-77.8	---	132	69.8	166	18.0	210	375	363	26.9
V-36P	" G. Coayucatepec	5.78	12	- 9.13	-67.2	---	55.4	28.6	123	7.8	71.1	90.5	413	26.9
V-37P	" Coayucatepec	5.78	25	-11.05	-79.3	---	86.2	39.9	77.0	18.0	91.2	81.0	436	29.6
V-38P	" Rancho Grande	5.78	34	-10.82	-77.3	---	64.6	36.7	144	12.0	146	196	282	25.6
V-39P	"	5.78	-	- 9.93	-72.6	---	60.5	43.0	163	14.0	181	172	306	25.8
<u>Primera Unidad</u>														
V-1A	Presa A. Camacho	2.02.76	-	- 8.94	-65.9	---	51.0	11.0	54.0	7.2	22.0	50.0	251	42.4
V-1B	Dren Ahuilanco	3.02.76	-	- 9.78	-71.4	---	67.0	12.0	136	10.4	34.0	43.0	515	70.7
V-1P	Pozo 3	3.02.76	200	- 9.94	-70.1	13.6 ±0.4	61.0	19.0	109	9.2	30.0	34.0	476	71.7
V-2P	" 10	3.02.76	150	-10.10	-71.6	11.2 ±0.5	32.0	65.0	54.0	9.5	34.0	42.0	461	73.2
V-10P	" 4	14.12.77	150	- 9.86	-72.4	---	32.8	54.2	83.5	13.0	43.6	39.9	488	---
V-11P	" 8	14.12.77	150	- 9.62	-71.6	---	33.8	44.8	98.1	9.2	40.1	43.3	477	---
V-12P	" 10	14.12.77	150	- 9.88	-72.7	---	46.2	57.9	44.3	9.6	40.1	49.2	430	---
V-13P	" 11	14.12.77	150	-10.06	-73.8	9.3 ±0.4	32.8	29.3	89.6	11.0	29.7	43.3	394	---
V-14P	" 13	14.12.77	150	- 9.53	-70.9	10.3 ±0.4	33.8	35.5	66.5	11.0	29.7	35.0	377	---
V-15P	" 18	14.12.77	150	- 9.66	-69.7	---	62.6	30.5	59.4	9.6	52.4	61.0	349	---
V-29P	" Cardenas	14.12.77	-	-10.24	-74.2	3.6 ±0.3	122	22.4	59.9	11.0	57.6	21.4	536	---
V-30P	" Huixcoletla	14.12.77	-	-10.02	-74.3	---	111	38.0	90.0	12.0	85.5	72.8	547	---
V-31P	" "	14.12.77	-	-10.08	-73.7	0.7 ±0.2	97.4	30.5	81.9	11.0	48.9	41.8	547	---

TABLE 1 Continuation

Clave	Nombre	Fecha Muestreo	Prof. Total(m)	$\delta^{18}O$ ‰	óD‰	Tritio U.T.	Ca ²⁺ ppm	Mg ²⁺ ppm	Na ⁺ ppm	K ⁺ ppm	Cl ⁻ ppm	SO ₄ ²⁻ ppm	HCO ₃ ⁻ ppm	SiO ₂ ppm
<u>Primera Unidad Continuation</u>														
V-32P	Pozo Huixcolotla	14.12.77	-	-10.06	-74.0	0.3 ±0.2	45.1	70.4	49.0	11.0	45.4	38.4	511	--
V-33P	" Tecamachalco	14.12.77	-	- 9.70	-73.1	---	33.8	23.0	81.3	11.0	39.7	39.9	324	--
V-2R	Rio Atoyac (Atoyatempan)	4.02.76	-	- 8.68	-65.4	13.3 ±0.7	27.0	37.0	79.0	14.9	42.0	45.0	344	61.1
V-3R	Rio Atoyac (Molcarac)	4.02.76	-	- 9.45	-69.9	10.8 ±0.6	14.0	49.0	112	13.6	46.0	56.0	437	66.1
V-3RS	Caída Pescaditos	14.12.77	-	- 9.79	-73.3	5.5 ±0.3	14.0	59.8	135	18.0	56.3	103	458	--

TABLA 2 Química del Carbón

Clave	Nombre	Fecha Muestreo	Temp. Agua (C)	pH (lab)	$\delta^{13}C_{\text{‰}}$	$\delta^{14}C_{\text{‰}}$
V-53	Galería Cuesta Blanca	5.73	17	8.1	-7.53	49.111.0
V-19P	Pozo Chapulco	"	20	7.4	-7.23	40.111.0
V-20P	" 411	"	20	7.0	-6.22	9.110.3
V-10K	Manantial Alamillo	"	20	7.3	-12.86	—

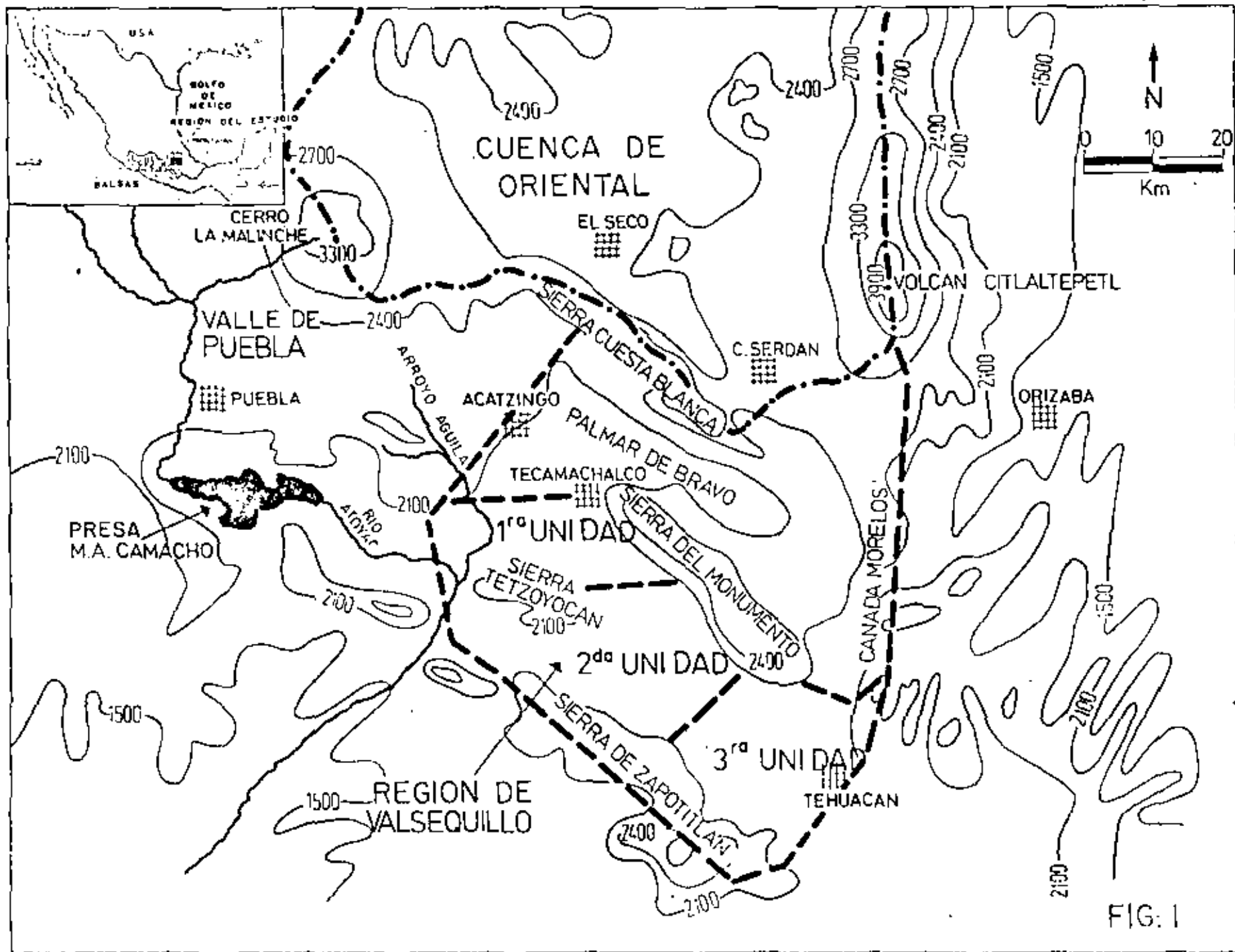
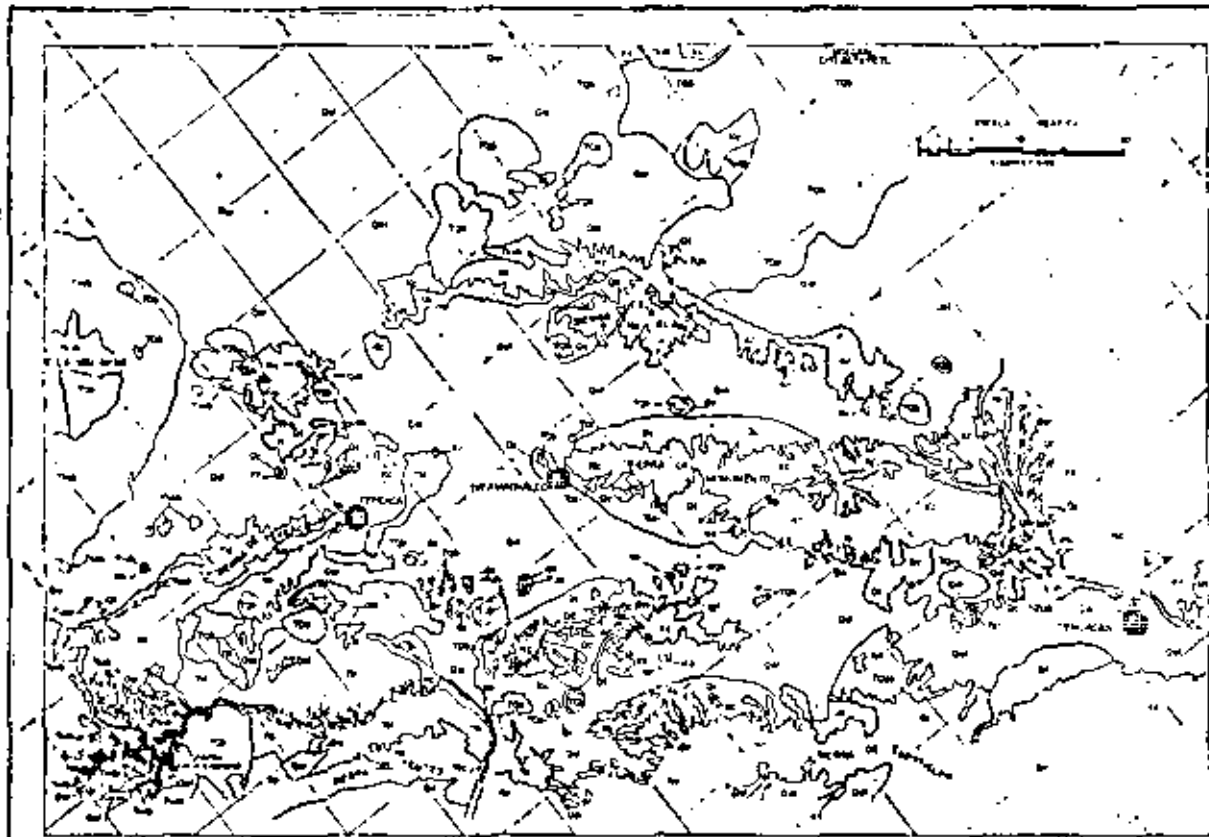





FIG. 1



SIMBOLOGIA

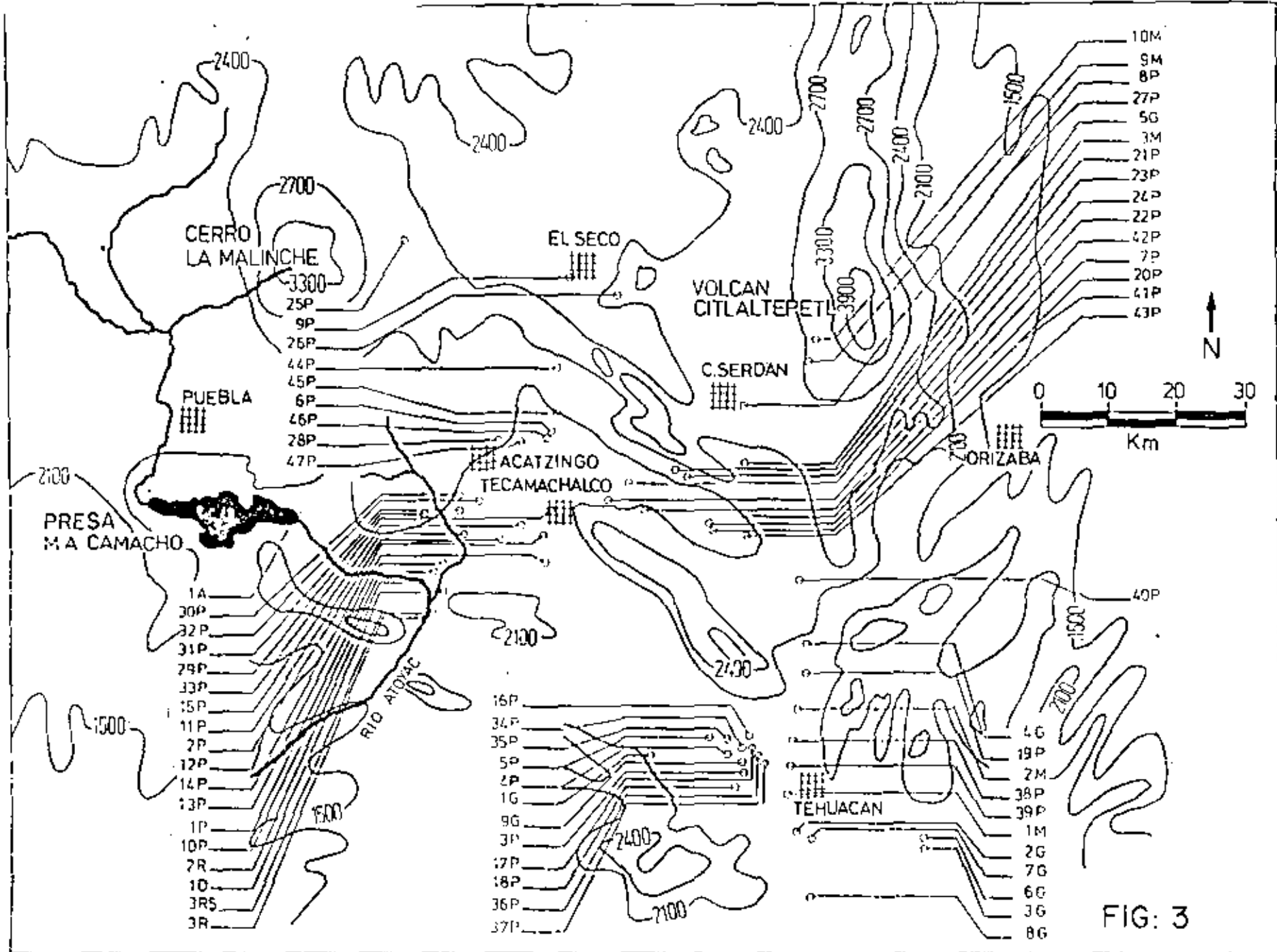
-  AERIAL PHOTO
-  RIVER
-  CONTINENTAL DIVISION

UNIDADES ESTRATIGRAFICAS

- Q1** Quaternario reciente (10,000 años)
- Q2** Quaternario reciente (10,000 años)
- Q3** Quaternario reciente (10,000 años)
- Q4** Quaternario reciente (10,000 años)
- T0b** Terciario superior (10,000 años)
- T0cc** Terciario superior (10,000 años)
- T1f** Terciario superior (10,000 años)
- T2** Terciario superior (10,000 años)
- T2b** Terciario superior (10,000 años)
- T2c** Terciario superior (10,000 años)
- T3c** Terciario superior (10,000 años)
- Kc** Keoceno (10,000 años)

FIG. 2. ISLAS SANTIAGO, SANTA FE Y SANTA ROSA. PLANO GEOLOGICO (Revisión de 1961)

SUBSECRETARIA DE PLANEACION ECONOMICA SARH



SIMBOLOGÍA

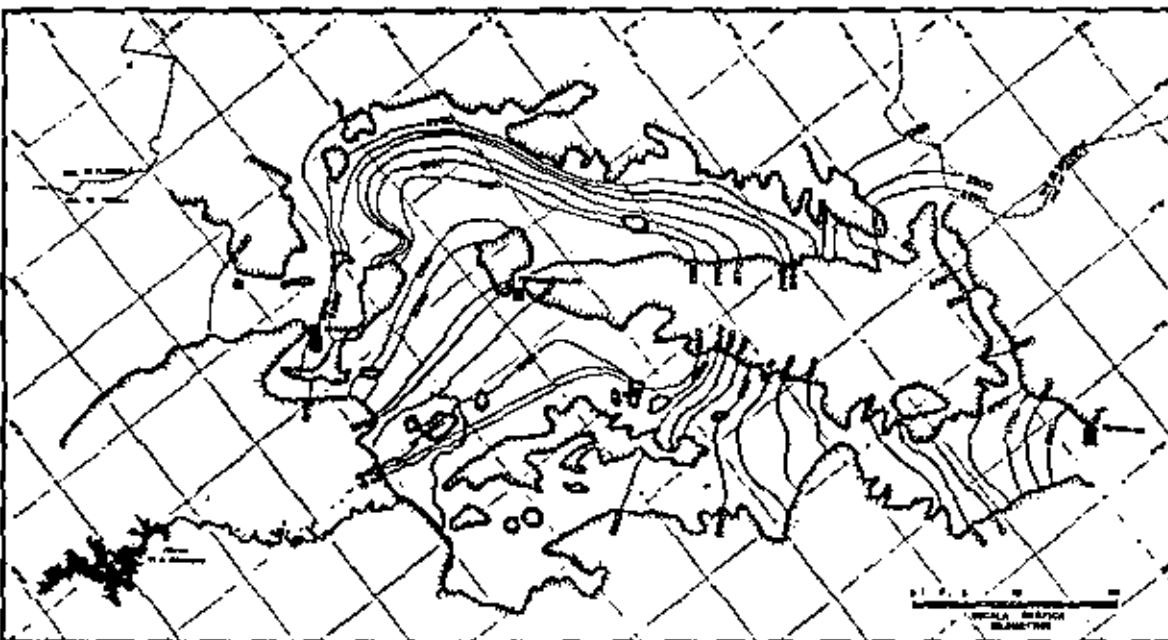


39

FIG. 4
SUBSECRETARÍA DE PLANEACIÓN
GRUPO DE FISICA

SARH

ESCALA GRÁFICA
KILOMETROS



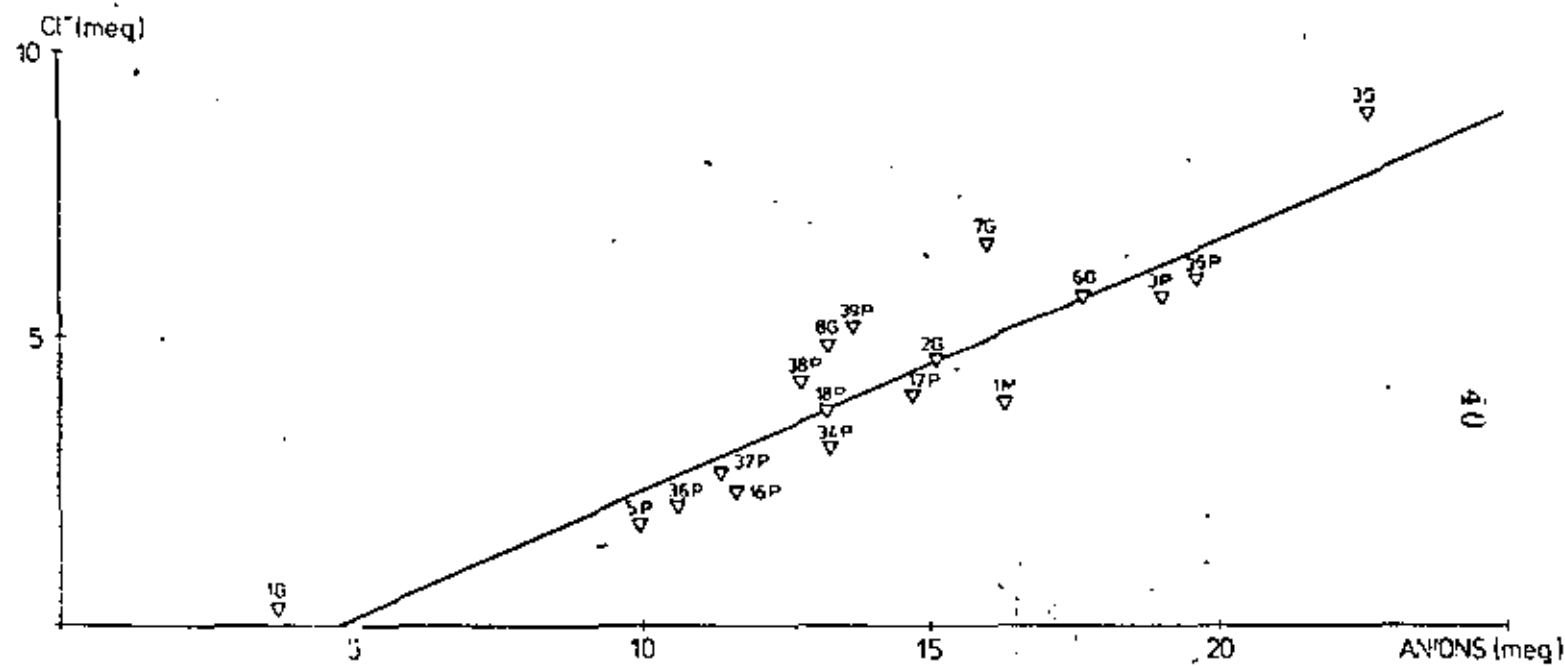


Fig. 5 Cloruro vs total de aniones. Tercera Unidad Agrícola, Valsequillo

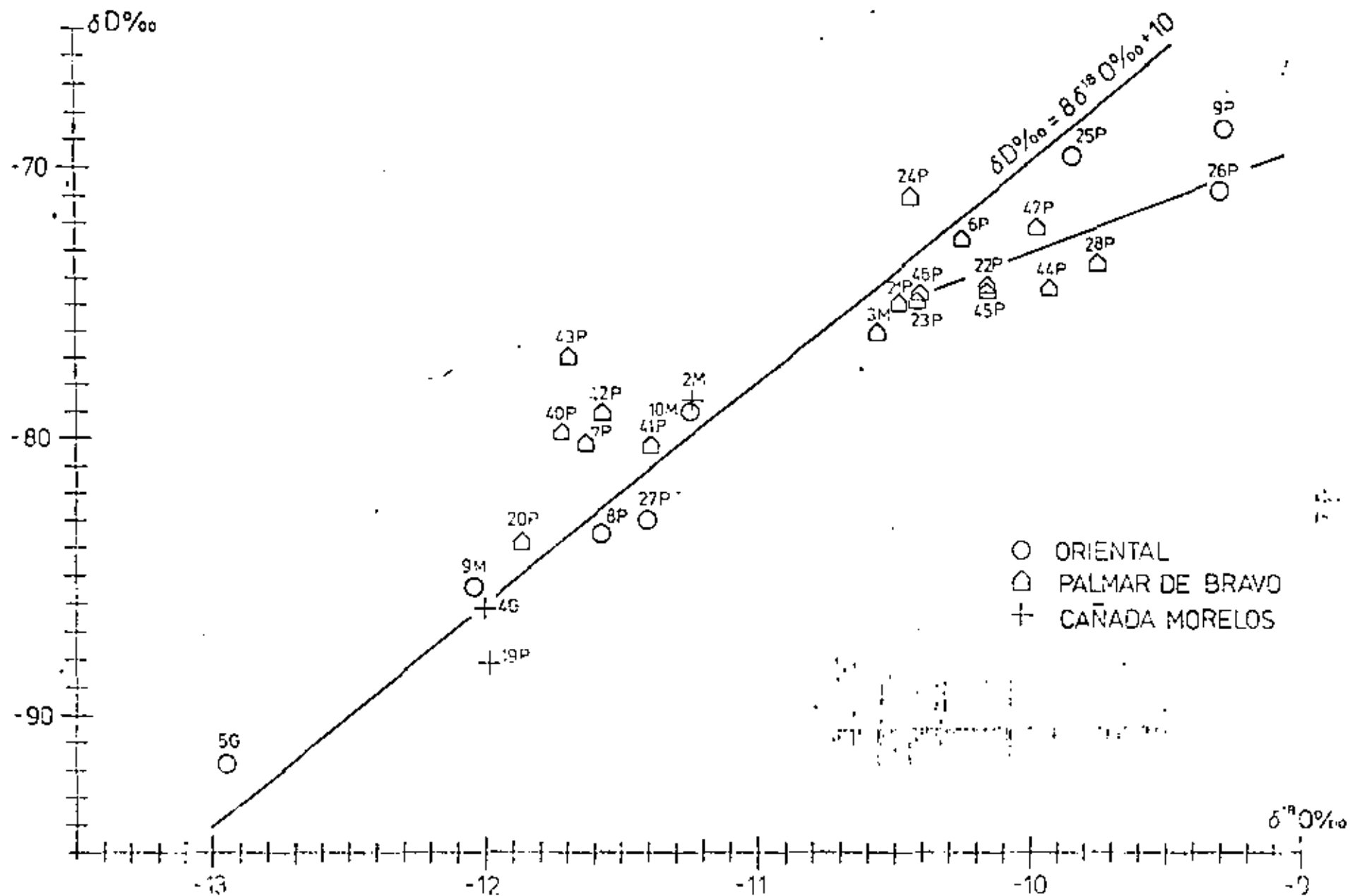


FIG. 1. Deuterio vs Oxígeno-18. Cuernavaca de Oriental, Palmar de Bravo y Cañada Morelos, Puebla.

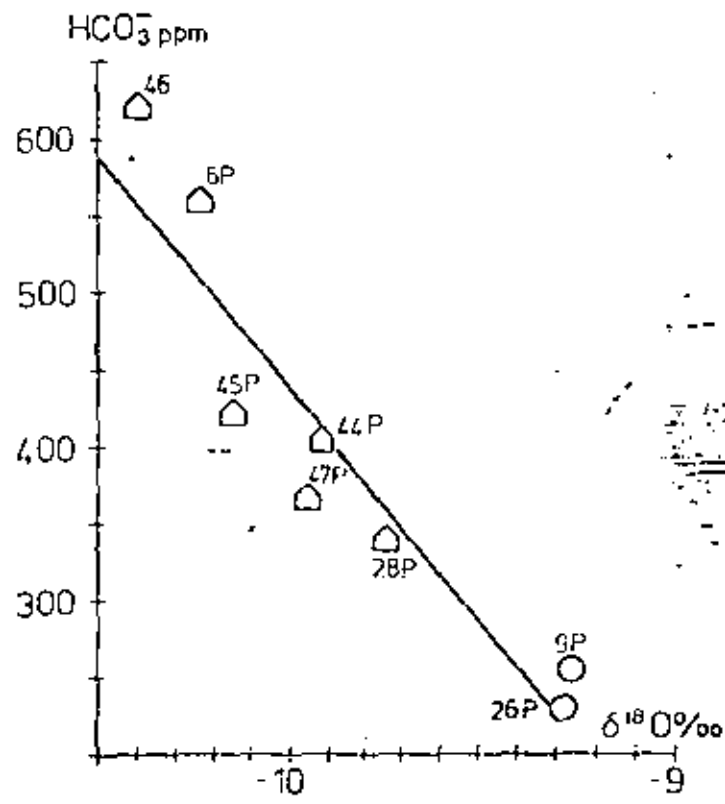


Fig. 7. Bicarbonato vs Oxígeno-18, Zona norte de Palmar de Bravo, Puebla

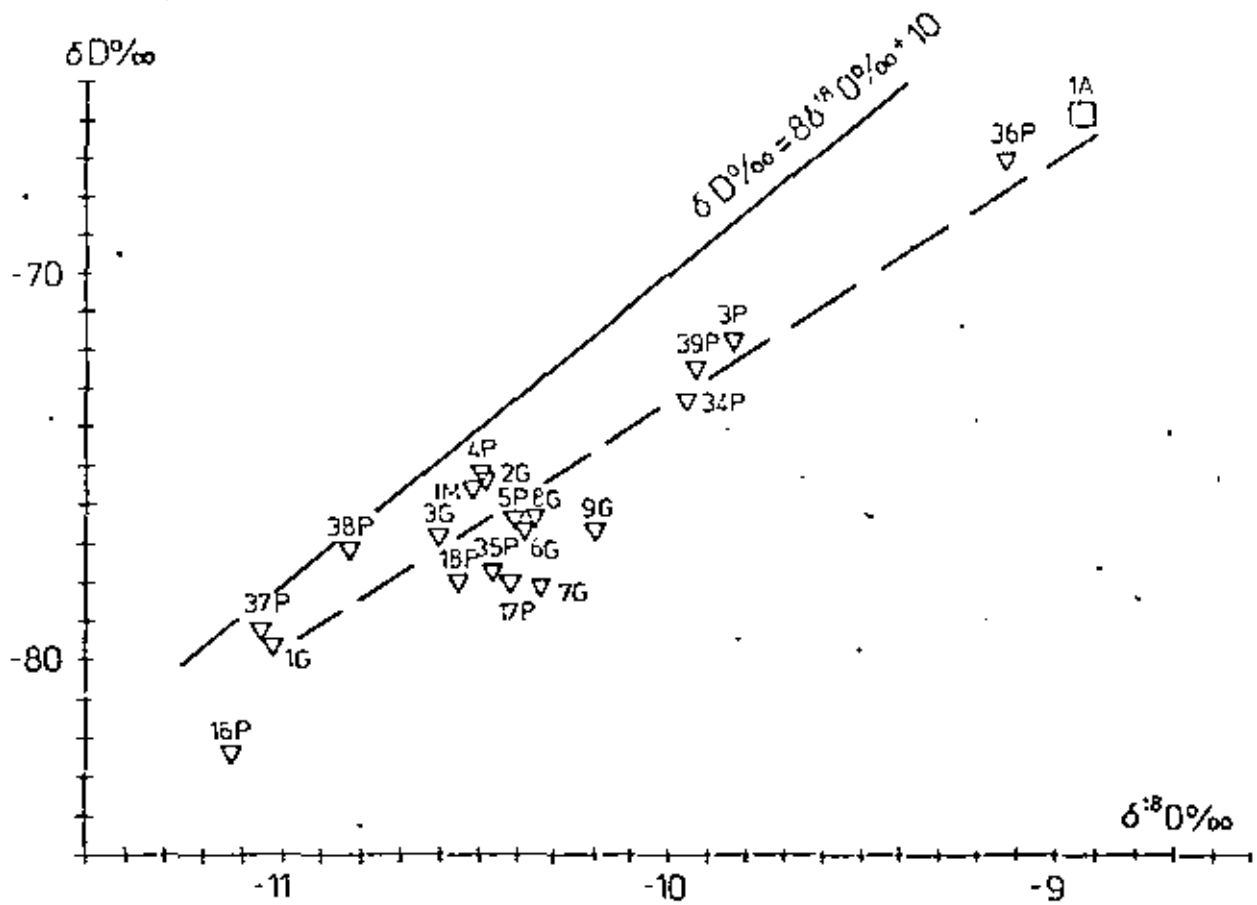


Fig. -8: Deuterio vs Oxígeno-18. Tercera Unidad Agrícola, Valsequillo.

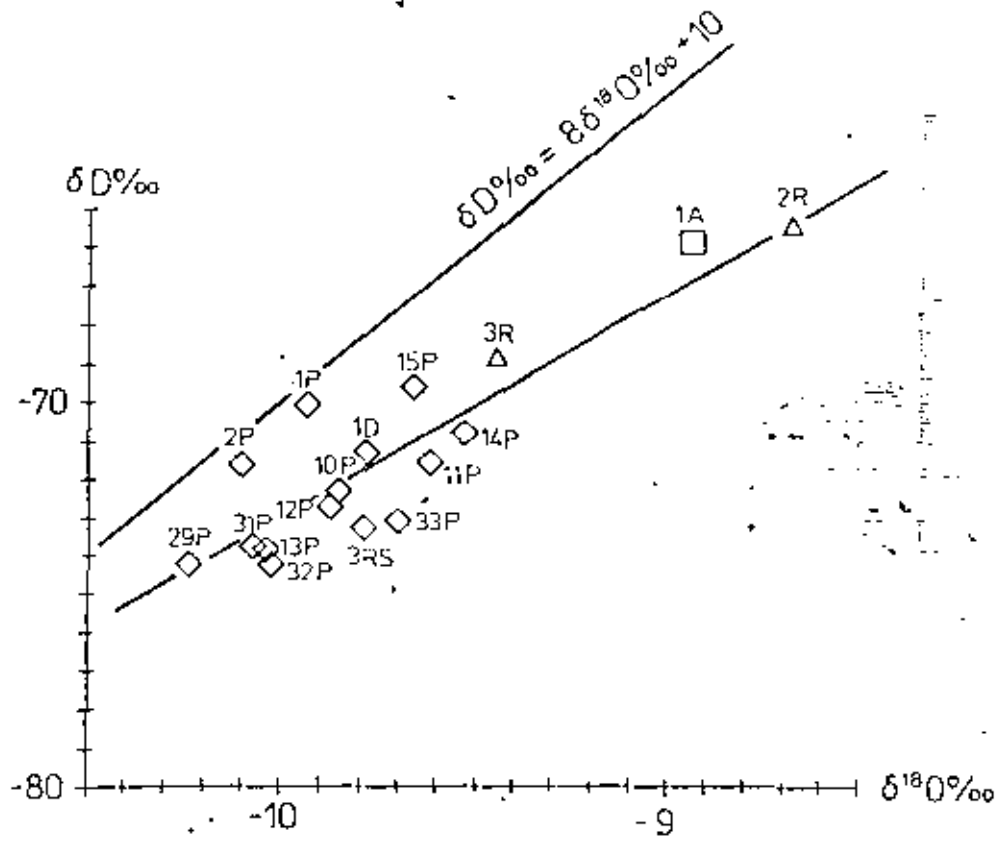


Fig. 9. Deuterio vs Oxígeno-18. Primera Unidad Agrícola, Valsequillo

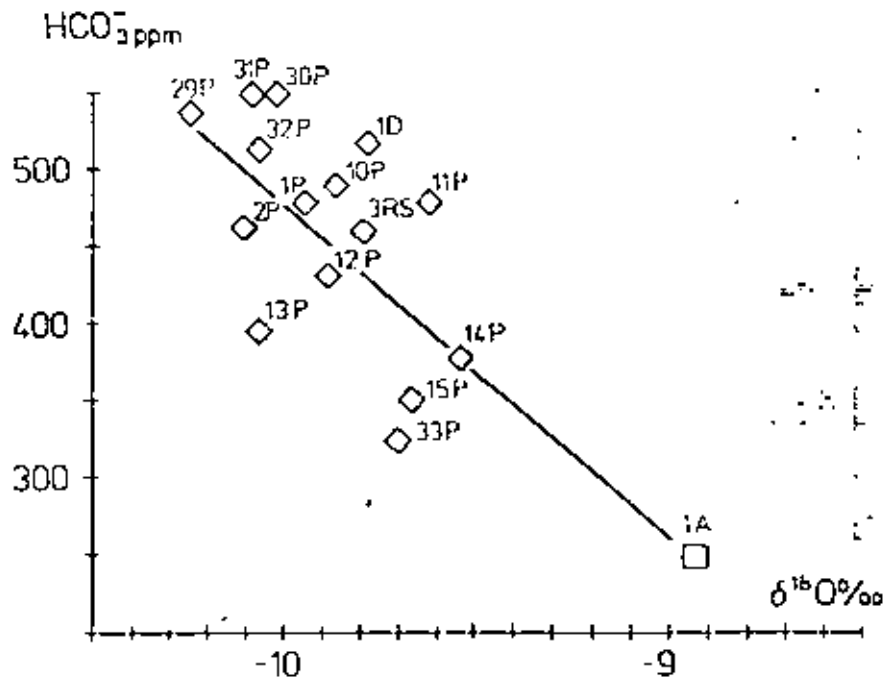
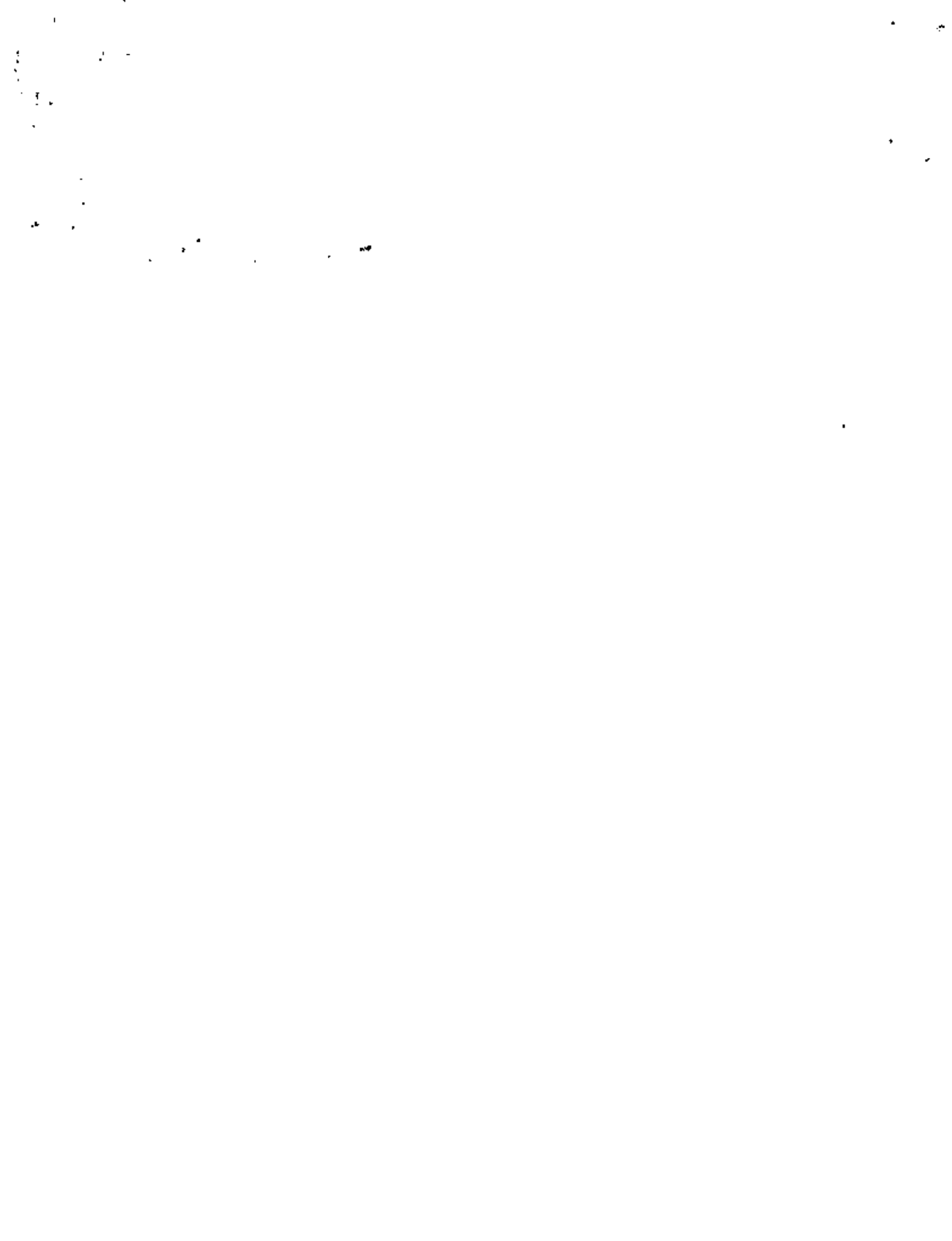


Fig. 10. Bicarbonato vs Oxígeno-18 Primera Unidad Agrícola, Valsequillo





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

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

**LOS ISOTOPOS AMBIENTALES Y EL ORIGEN DE LA RECARGA Y
DE LA SALINIDAD DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS DEL VALLE
DE MEXICALI Y LA MESA DE SAN LUIS, MEXICO**

FIS. LUIS QUIJANO LEON

MARZO, 1981

LOS ISOTOPOS AMBIENTALES
Y EL ORIGEN DE LA REGARCA Y DE LA SALINIDAD
DE LAS AGUAS SUBTERRANAS
DEL VALLE DE MEXICALI Y LA MESA DE SAN LUIS
MEXICO

Bryan R. Payne
Sección de Hidrología Isotópica
Organismo Internacional de Energía Atómica
Viena

Luis Quijano
Carlos Latorre
Subdirección de Investigación y Tecnología
de Ayo.
Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos
México ..

INDICE

	<u>página</u>
1. INTRODUCCION	4
1.1 Descripción de la zona de estudio	4
1.2 Hidrogeología	4
1.3 Antecedentes históricos	5
1.4 Problemas propuestos	6
2. PRINCIPIOS SOBRE EL USO DE LOS ISOTOPOS AMBIENTALES	7
3. ORIGEN DE LA RECARGA Y CARACTERIZACION ISOTOPICA DE LA MISMA	9
3.1 Valle de Mexicali	9
3.2 Mesa de San Luis	12
4. ORIGEN DE LA SALINIDAD DEL AGUA SUBTERRANEA DEL VALLE DE MEXICALI	14
4.1 Zonas noroeste y oeste	14
4.2 Zonas noreste y este	18
4.3 Zona sur	20
4.4 Posibilidad de la mezcla con agua de mar	21
5. CONCLUSIONES	23

6.	RECONOCIMIENTOS	25
7.	BIBLIOGRAFIA	25

1. INTRODUCCION

1.1 Descripción de la zona del estudio

El Valle de Mexicali y la Mesa de San Luis se localizan entre los paralelos $31^{\circ}50'$ y $32^{\circ}27'$ de latitud norte y los meridianos $114^{\circ}25'$ y $115^{\circ}45'$ de longitud oeste. Al norte se encuentran limitados por la frontera con los Estados Unidos, al oeste por la sierra de Cucapás, al sur por el Golfo de California y al este por el Desierto de Altar. El clima de la región es desértico, seco, muy caliente, con variaciones fuertes de temperatura y lluvias escasas en todo el año. La precipitación anual media es de 36 mm y la temperatura anual media es de 22°C , con mínimas de 0°C y máximas de 50°C . La topografía del Valle de Mexicali es plana. La altura máxima es de aproximadamente 12 m, con pendientes suaves hacia el Golfo de California y el Mar de Salton (69 m bajo el nivel del mar). La principal actividad económica de la región es la agricultura y en menor escala la ganadería.

1.2 Hidrogeología

El Valle de Mexicali está formado por un gran graben. La roca basal es un conjunto de intrusiones ígneas y metamórficas del Cretácico Superior, que incluye gneiss y esquistos, las cuales afloran en las sierras de Cucapás y Altar. La superficie del basamento es irregular, siendo el producto de un conjunto de fallas escalonadas, hasta una profundidad de 4000 m.

El graben se encuentra relleno en forma discordante por depósitos aluviales de areniscas, gravas, arenas, calizas y arcillas, probablemente del Pleistoceno. El grosor de estos depósitos excede los 2500 m, los cuales constituyen la formación portadora de agua.

La recarga al agua subterránea del Valle de Mexicali es debida al flujo subterráneo proveniente de los valles Imperial y Yuma y a la infiltración en los canales de riego. Con anterioridad alas obras de regulación de las avenidas del Río Colorado, este divagaba por el valle hasta descargar hacia el Golfo de California, constituyendo una importante fuente de recarga (1, 2, 3).

1.3 Antecedentes históricos

Desde hace varias décadas los escurrimientos del Río Colorado están totalmente controlados. Conforme al Tratado Internacional de Aguas entre México y los Estados Unidos, corresponde al primero un volumen anual de 1850 millones de m³. Este volumen se entrega a México sustancialmente, en la Presa Morelos, de donde se distribuye a las tierras de riego, y en menor cantidad por el Canal Sánchez Mejorada. Sin embargo, en el período comprendido entre 1960 y 1974, un volumen de agua de aproximadamente 260 millones de m³ procedente del Valle del Wellton Mohawk fue contabilizado como parte de la cuota anual correspondiente a México. Estas aguas fueron mezcladas en diferentes proporciones con las aguas de la Presa Morelos. El excedente no mezclado se vertía al antiguo lecho

del Río Colorado, donde eventualmente se infiltraba o se descargaba al Golfo de California. La calidad química del agua procedente del Wellton Mohawk era pésima, siendo su contenido de sales del orden de 4000 ppm. Como resultado de la mezcla, la salinidad promedio de las aguas superficiales de riego aumentó de aproximadamente 1000 ppm a un valor alrededor de 1500 ppm. Actualmente el volumen de aguas del Wellton Mohawk no se contabiliza más como parte de la cuota correspondiente a México y se trabaja en la construcción de un canal revestido para verter este volumen en su totalidad al Golfo de California, conforme a las disposiciones del nuevo tratado internacional entre ambos países.

La explotación regular de las aguas subterráneas del Valle de Mexicali se inició hacia fines de los años cincuenta. Debido a la sobre-explotación de los acuíferos se ha provocado un descenso gradual de los niveles estáticos. Asimismo, el contenido de sales ha aumentado, siendo especialmente notorio la aparición de zonas con salinidad mayor de 2200 ppm, a lo largo del lecho del Río Colorado y la ampliación del área de zonas cuyo contenido original era mayor de 2200 ppm al noroeste del valle (Fig. 3).

1.4 Problemas propuestos

Los problemas que se propusieron como objeto de este estudio fueron los siguientes:

- a) Origen de la recarga del agua subterránea de la Mesa de San Luis.

- b) - Causas del incremento de la salinidad del agua subterránea del Valle de Mexicali.

En relación al problema de la salinidad se consideró, basándose en estudios anteriores (2, 3), que las causas más probables eran las siguientes:

- a) Intrusión de agua de mar en la parte sur del valle, provocada por la sobreexplotación de los acuíferos.
- b) Mezcla con lentes de agua marina confinada en los sedimentos aluviales durante su deposición.
- c) Aporte de sales por la infiltración del agua superficial de mala calidad.
- d) Concentración del contenido salino por evaporación parcial del agua.
- e) Disolución de depósitos evaporíticos.

2. PRINCIPIOS SOBRE EL USO DE LOS ISOTOPOS AMBIENTALES

Los isótopos ambientales utilizados en esta investigación fueron los isótopos estables pesados oxígeno-18 y deuterio y el radioisótopo tritio. Todos ellos forman parte de la molécula del agua.

El lector que desee información detallada acerca de la variación en la composición isotópica de las aguas naturales y de los principios físicos que gobiernan estas variaciones, puede referirse a la bibliografía (6,7).

En lo concerniente al origen de la recarga, se hace uso de la diferencia en la composición en isótopos estables de las aguas subterráneas debidas a los efectos de altura y latitud. La lluvia precipitada a grandes alturas contiene menos oxígeno-18 y deuterio que el agua precipitada en zonas bajas (8). Asimismo, aguas precipitadas a mayores latitudes están enriquecidas en su contenido de oxígeno-18 y deuterio en relación a aguas precipitadas a menor latitud.

La evaporación en un vaso, natural o artificial, puede provocar cambios característicos en la relación entre el contenido de oxígeno-18 y deuterio de las aguas remanentes, los cuales permiten diferenciar estas aguas de aguas que no han sufrido evaporación. Así pues, esta caracterización de las aguas de un vaso, puede ser utilizada para estudiar la relación entre el agua proveniente del vaso y el agua subterránea (9).

La evaporación parcial del agua subterránea, sea por recirculación del agua bombeada, sea por evaporación directa del subsuelo, provoca cambios en su contenido isotópico semejantes a los provocados por evaporación parcial en un vaso. Por otra parte, la disolución de depósitos evaporíticos en el subsuelo no causa cambios en el contenido en oxígeno-18 y deuterio del agua. Este comportamiento de los isótopos estables del agua subterránea puede ser usado para investigar el origen de la salinidad de dichas aguas.

La medición del contenido de tritio del agua subterránea ha sido usada como indicación cualitativa de la influencia de las aguas superficiales

en el agua subterránea ya que, siendo la precipitación local prácticamente nula, la infiltración de los canales es la única fuente aportadora de tritio a las aguas subterráneas.

3. ORIGEN DE LA RECARGA Y CARACTERIZACION ISOTOPICA DE LA MISMA

3.1 Valle de Mexicali

En la gráfica δD vs. $\delta^{18}O$ (fig. 4), que incluye a todas las muestras de la zona del estudio, se han encerrado dentro del círculo I los valores más empobrecidos en isótopos estables pesados, correspondiendo todos ellos a pozos localizados en el Valle de Mexicali. El hecho de que estas muestras posean los valores más negativos de δD y $\delta^{18}O$ implica que son aguas procedentes de zonas montañosas frías y que su contenido en isótopos estables no ha sido alterado por procesos de evaporación o mezclado con otras aguas. Se puede afirmar, pues, que estas muestras caracterizan a las aguas subterráneas originales del Valle de Mexicali, recargadas con anterioridad a que la mano del hombre modificara significativamente la ecología de la cuenca del Río Colorado.

Los puntos corresponden a las muestras 8 a 13, 15, 18, 24, 26, 48, 61, 75 y los valores promedio son los siguientes:

$$\delta^{18}O = -14.64 \pm 0.12$$

$$\delta D = -112.1 \pm 1.3$$

La δD de las muestras 12, 13 y 48 (localizadas debajo del círculo I -

en la fig. 4) es algo más negativa que la del resto. Sin embargo, puede considerarse que la diferencia cae dentro de los límites esperados y no es significativa. De cualquier forma, la desviación estándar de los promedios es comparable al error en la medición (1% para δD y 0.1% para $\delta^{18}O$).

Cabe mencionar que estos valores concuerdan razonablemente con el contenido en isótopos estables del Lago Mead, localizado aguas arriba del Río Colorado. Según Craig (4) los valores del Lago son: $\delta D = -111.5$, $\delta^{18}O = -14.8$.

Por último, el contenido de tritio de las muestras 9 (2.0 U.T.) y 48 (0.9 U.T.) indica que las aguas fueron infiltradas hace más de 40 años, lo cual concuerda con la afirmación de que este grupo caracteriza a las aguas subterráneas originales del Valle de Mexicali. El contenido de tritio de la muestra 18 (6.1 U.T.) resulta un poco elevado, lo cual se explicará más adelante. Por ahora, basta decir que esta diferencia no afecta a lo dicho anteriormente.

Las aguas superficiales que actualmente se introducen al valle pueden dividirse en tres grupos:

1. Aguas actuales del Río Colorado.

Estas aguas se reciben en la Presa Morelos, procedentes de la Presa Imperial, de donde se distribuyen a las tierras de riego. Las muestras están encerradas dentro del círculo II en la fig. 4, y corresponden a los números 49, 55, 56, 59, 80, 81. Los valores promedio son los siguientes:

$$\delta^{18}\text{O} = -12.14 \pm 0.09 \quad \text{II}$$

$$\delta\text{D} = -99.0 \pm 0.8$$

El exceso de deuterio del grupo II ($d = -1.9$), comparado con el del grupo I ($d = 5.0$), indica que las aguas del grupo II se han enriquecido en isótopos estables pesados por procesos de evaporación parcial del agua. Este resultado es de esperarse, debido al tiempo de residencia de las aguas en las grandes presas americanas. Las aguas de la Presa Morelos fueron muestreadas en tres fechas diferentes, no mostrando variaciones significativas en su contenido en isótopos estables, debido a que las posibles diferencias estacionales desaparecen al mezclarse las aguas en las presas.

El contenido de tritio de las muestras 59 (177 U.T.) y 56 (174 U.T.) corresponde al de aguas superficiales procedentes de latitudes más al norte de la zona del estudio, lo cual también es de esperarse.

2. Aguas procedentes del Wellton Mohawk.

El contenido en isótopos estables pesados de las aguas del Wellton Mohawk está caracterizado por las muestras encerradas en el círculo III, correspondientes a los números 51, 53 y 60. Los valores promedio son los siguientes:

$$\delta^{18}\text{O} = -11.03 \pm 0.08 \quad \text{III}$$

$$\delta\text{D} = -90.2 \pm 0.3$$

Estos valores difieren significativamente de los del grupo II, mientras que el contenido de tritio de la muestra 60 (195 U.T.) es comparable al de 59 y 56. Escapa a los objetivos de este estudio un análisis del por qué las aguas del Wellton Mohawk poseen tales contenidos en isótopos ambientales.

3. Aguas del Canal Sánchez Mejorada

La muestra 54 caracteriza al contenido en isótopos ambientales de estas aguas. La cantidad de agua introducida al valle por este canal es pequeña en comparación al volumen de las otras aguas superficiales, razón por la cual no se dará mucha importancia a esta muestra.

Concluyendo, el agua subterránea original del Valle de Mexicali, así como las dos más importantes aportaciones superficiales están bien caracterizadas en su contenido en isótopos ambientales. La interacción agua superficial - agua subterránea se estudiará conjuntamente con el problema de la salinidad.

3.2 Mesa de San Luis

La figura 5 corresponde a la gráfica $\bar{\delta}D$ vs. $\delta^{18}O$ de las muestras de agua subterránea de la Mesa de San Luis y de la zona sur del Valle de Mexicali. Los contenidos en isótopos estables pesados presentan una amplísima gama de valores y son característicos de aguas de origen meteórico. Los valores más empobrecidos corresponden a la muestra 48 de la Mesa de San Luis, situada más próxima al Río Colorado, y coinciden con los valores de

las aguas originales del Río Colorado. Al moverse hacia el este de la Mesa de San Luis, perpendicularmente a la dirección del flujo subterráneo, el contenido en isótopos estables pesados se incrementa, de tal forma que la muestra 41 posee un contenido correspondiente a aguas meteóricas precipitadas en una cuenca de menor altura y menor latitud en comparación a la cuenca alta del Río Colorado. Consideraciones geohidrológicas convencionales permiten identificar a la cuenca del Río Gila, situada al norte de la Mesa de San Luis, como la cuenca donde se originan las aguas enriquecidas en isótopos estables pesados. Cabe mencionar que los promedios pesados de la estación pluviométrica de Flagstaff, Arizona ($\delta^{18}O = -8.62$, $\delta D = -66.7$), localizada en la cuenca del Río Gila, concuerdan razonablemente con los de la muestra 41. La estación pluviométrica Flagstaff forma parte de la red de estaciones del OIEA/OMM. Los promedios se obtuvieron de 104 mediciones de $\delta^{18}O$ y 84 de δD (5). La gran variación en el contenido isotópico del agua subterránea de la Mesa de San Luis y de la zona sureste del Valle de Mexicali se debe, pues, a la confluencia de los flujos subterráneos originados por las infiltraciones de los Ríos Gila y Colorado.

Las muestras 36 y 37 muestran una desviación en sus deltas típica de aguas parcialmente evaporadas. Este efecto se discutirá más adelante al tratar el problema de la salinidad.

La ecuación de regresión lineal de las muestras (excepto 36 y 37) -

es la siguiente:

$$\delta D = (7.38 \pm 0.12) \delta^{18}O - (3.9 \pm 1.4)$$

$$r^2 = 0.997 \quad S_{y,x} = 0.9$$

4. ORIGEN DE LA SALINIDAD DEL AGUA SUBTERRANEA DEL VALLE DE MEXICALI

†

4.1 Zonas noroeste y oeste

En la fig. 6 se han graficado la δD y la $\delta^{18}O$ de las muestras localizadas en las zonas noroeste y oeste del Valle de Mexicali. Se ha dibujado, asimismo, la línea que representa a la ecuación de regresión lineal:

$$\delta D = (4.86 \pm 0.35) \delta^{18}O - (40.5 \pm 4.9)$$

$$r^2 = 0.84 \quad S_{y,x} = 1.0$$

De la gráfica se infiere que el enriquecimiento isotópico de las aguas originales del Río Colorado se debe a la infiltración de los canales de riego, esto es, a las aguas actuales del Río Colorado. Los resultados isotópicos, pues, confirman el hecho ya conocido de que la recarga a los acuíferos por filtraciones de los canales es considerable.

El contenido de tritio de las muestras 4, 5 y 7 es una prueba adicional de que la infiltración de los canales de riego es la causa del enriquecimiento en isótopos estables, ya que la única fuente aportadora de tritio en el área del estudio son las aguas superficiales, al ser la humedad relativa y la o.e.r.

precipitación pluvial insignificantes.

Con el objeto de investigar la posible relación entre la infiltración - en los canales y el incremento de la salinidad del agua subterránea, así como otras posibles causas de dicho incremento, se calculó la matriz de - - correlación parcial de las especies isotópicas estables y de las principales especies iónicas:

	$\delta^{18}\text{O}$	δD	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	Cl^-	SO_4^-	HCO_3^-
$\delta^{18}\text{O}$	1	0.92	0.69	0.14	0.62	0.47	0.73	0.32
δD		1	0.73	0.35	0.65	0.56	0.76	0.32
Ca^{++}			1	0.67	0.74	0.72	0.91	0.79
Mg^{++}				1	0.50	0.63	0.62	0.55
Na^+					1	0.94	0.85	0.55
Cl^-						1	0.73	0.53
SO_4^-							1	0.65
HCO_3^-								1

La matriz presenta las siguientes características:

- Todos los coeficientes son positivos.
- Aparte de las especies isotópicas, los valores más altos corresponden a los pares (Na, Cl) y (Ca, SO_4). Este hecho sugiere la existencia de una fuente de sulfato de calcio y de otra de cloruro de sodio, posiblemente depósitos evaporíticos de yeso y anhidrita y halita.
- Los coeficientes de correlación parcial de los pares (SO_4 , $\delta^{18}\text{O}$) y (Cl, $\delta^{18}\text{O}$) son más bien bajos. Además, el del ion cloruro es significati-

vamente menor que el del ion sulfato. Por otra parte, si se acepta que el incremento salino se debe a evaporación parcial del agua es de esperar una alta correlación entre la $\delta^{18}\text{O}$ o la δD y el ion cloruro, ya que tanto la concentración de isótopos estables pesados como la de este ion, que es el más conservativo de los iones, se incrementa. Bajo la suposición de que el incremento de sales se debe a la contaminación por aguas superficiales de mala calidad, es de esperar también una alta correlación parcial entre el ion cloruro y los isótopos estables pesados, ya que este proceso también produce un incremento en la concentración de dichos elementos. El hecho, pues, de que los coeficientes de correlación parcial sean bajos sugiere que el proceso por el cual el agua subterránea se enriquece en isótopos estables pesados es diferente de aquel por el cual se incrementa la salinidad.

Con el objeto de aclarar más este resultado se analizan las gráficas $\text{SO}_4/\delta^{18}\text{O}$ (fig. 7) y $\text{Cl}/\delta^{18}\text{O}$ (fig. 8). La línea de mezcla con aguas del Wellton Mohawk constituye el límite superior del posible enriquecimiento en sales a causa de la contaminación con aguas superficiales de mala calidad. Debe tenerse en cuenta, sin embargo, que los canales que atraviesan las zonas noroeste y oeste han transportado una mezcla de agua de la Presa Morelos y del Wellton Mohawk, siendo la primera la componente dominante en promedio. Ahora bien, es claro que, a excepción de los puntos 4 y 5, todas las muestras se encuentran por arriba de la línea de mezcla con aguas del Wellton Mohawk y que en un buen número de ellas, por ejemplo,

9, 61, 63, 67, 68, la influencia de aquel es mínima. Se puede concluir -- que la contaminación salina del agua subterránea representada por el -- muestreo efectuado en el área noroeste y oeste no se debe en forma domi -- nante a la contaminación por aguas superficiales de mala calidad. Sin em -- bargo, si se tiene en cuenta que la infiltración en los canales es un proce -- so importante en la zona, el agua superficial debe aportar cierta cantidad -- de sales al agua subterránea.

Por otra parte, en la fig. 8 se observa un cierto incremento lineal de -- las concentraciones del ion cloruro y del isótopo oxígeno-18. Sin embargo, un análisis detenido de la gráfica obliga a concluir que la relación lineal -- es pobre y que la concentración del ion cloruro es más bien independiente -- de la del oxígeno-18. En la fig. 8, pues, se refleja gráficamente el hecho de que aunque existe cierta correlación parcial entre ambas variables, ésta es pobre. De la gráfica $SO_4/\delta^{18}O$ (fig. 7) puede afirmarse algo semejante, aunque en este caso la correlación parcial es algo mejor. Estos resultados, por tanto, permiten concluir que la evaporación parcial del agua no es la -- causa del incremento de la salinidad en estas zonas.

De lo expuesto anteriormente se concluye que el incremento en isótopos estables pesados del agua subterránea de las zonas noroeste y oeste se debe a la recarga proveniente de las infiltraciones en los canales de riego y que, por tanto, el agua superficial misma ha aportado cierta cantidad de sales al agua subterránea. Sin embargo, el casi-independiente comportamiento de los iones cloruro y sulfato en relación al comportamiento de los isótopos estables

pesados obliga a concluir que el enriquecimiento en sales se debe predominantemente a la disolución de depósitos evaporíticos de yeso o anhidrita y halita. El hecho de que la independencia no sea completa, esto es, que exista una cierta correlación, especialmente en el caso del ion sulfato, sugiere que dichos depósitos se localizan predominantemente cerca de la superficie de tal forma que los depósitos son lavados por el agua que se infiltra en los canales.

4.2 Zonas noreste y este

En la gráfica $\delta D/\delta^{18}O$ (fig. 9) se puede apreciar la influencia tanto de los canales de riego como de las aguas del Wellton Mohawk que fluyen a lo largo del antiguo lecho del Río Colorado. El contenido de tritio de las muestras 2, 18 - 20, 22, 23, 25, 27 - 29 y 33 confirma, a su vez, que el enriquecimiento en isótopos estables pesados del agua subterránea de estas zonas se debe a la infiltración de las aguas superficiales. Respecto a las muestras cuya $\delta^{18}O$ es menor que -14 no es posible discernir la influencia del Wellton Mohawk de la de los canales de riego. A partir de este valor, sin embargo, ambas influencias se diferencian claramente.

La matriz de correlación parcial, correspondiente a esta zona, es la siguiente:

19

	$\delta^{18}O$	δD	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	Cl^-	$SO_4^{=}$	HCO_3^-
$\delta^{18}O$	1	0.97	0.74	0.59	0.91	0.25	0.92	0.25
δD		1	0.66	0.51	0.87	0.89	0.25	0.26
Ca^{++}			1	0.33	0.72	0.79	0.25	0.13
Mg^{++}				1	0.32	0.56	0.49	0.18
Na^+					1	0.96	0.93	0.17
Cl^-						1	0.94	0.21
$SO_4^{=}$							1	0.0
HCO_3^-								1

Comparando esta matriz con la anterior, se observó que la correlación parcial del ion cloruro con los isótopos estables ha mejorado notablemente, mientras que la del ion sulfato es prácticamente la misma. En la gráfica $Cl/\delta^{18}O$ (fig. 10) se aprecia que en estas zonas el incremento en cloruros se debe principalmente a la contaminación por las aguas del Wellton Mohawk infiltradas. Analizando la gráfica $SO_4/\delta^{18}O$ (fig. 11) se observó que también en este caso la causa dominante del incremento salino es el agua superficial de mala calidad. Sin embargo, se sugiere que la disolución de depósitos evaporíticos es también una causa menor del incremento del ion sulfato, ya que las muestras cuya $\delta^{18}O$ es menor de -13.5 tienden a desviarse hacia valores mayores de los esperados en caso de simple mezcla con las aguas superficiales.

4.3 Zona sur

El contenido en isótopos estables pesados del agua subterránea de la zona sur ha sido ya discutido.

Respecto al problema de la salinidad, se procede de manera semejante a la usada en las otras zonas, aunque en este caso se utilizan menos variables por contar con pocas muestras.

La matriz de correlación parcial es como sigue:

	$\delta^{18}O$	Ca^{++}	Na^+	Cl^-	$SO_4^{=}$
$\delta^{18}O$	1	0.13	0.61	0.83	-0.10
Ca^{++}		1	0.80	0.59	0.87
Na^+			1	0.90	0.64
Cl^-				1	0.27
$SO_4^{=}$					1

La principal característica de esta matriz es la no existencia de correlación parcial entre el ion sulfato y el oxígeno-18, mientras que la correlación parcial del ion cloruro con dicho isótopo es relativamente alta. Este hecho sugiere que en esta zona el incremento en salinidad puede deberse a evaporación parcial del agua.

En la fig. 12 se han graficado los contenidos en sulfato y cloruro contra el contenido en oxígeno-18. En la parte superior, se ha graficado

el contenido en cloruro contra el exceso de deuterio ($d = \delta D - 8 \delta^{18}O$). Las muestras 35, 36 y 37 presentan un incremento lineal del contenido en cloruro y oxígeno-18. Asimismo, el exceso de deuterio decrece linealmente, al aumentar la concentración del cloruro. Estos resultados sugieren que el incremento de la salinidad en el agua de estos pozos se debe a evaporación parcial del agua. Por el contrario, el exceso de deuterio de las muestras 34, 39 y 40 no presenta indicios de evaporación parcial y su contenido en isótopos estables pesados no ha sido modificado por la influencia del agua superficial, lo cual concuerda con el bajo contenido de tritio de las mismas. Teniendo en cuenta lo discutido en las otras zonas, es probable que la alta salinidad del agua del pozo 34 se deba a la disolución de depósitos evaporíticos. Por último, el contenido de tritio de la muestra 38 sugiere que el agua de este pozo está mezclada con agua infiltrada de los canales, probablemente del Canal Sánchez Mejorada por su localización. A semejanza de las otras zonas la salinidad del pozo 38 puede deberse a la disolución de depósitos evaporíticos al infiltrarse el agua de los canales.

4.4 Posibilidad de la mezcla con agua de mar

Hasta el momento, no se ha considerado la posibilidad de intrusión de agua de mar o de mezcla con lentes de agua marina fósil, pues no ha sido necesario postular la existencia de estos procesos para explicar el incremento de la salinidad en las aguas subterráneas.

Sin embargo, se ha considerado conveniente discutir explícitamente

dicha posibilidad, con el objeto de llegar a una conclusión segura. Se supone que el agua de mar contiene 19,000 ppm de cloruro, que la $\delta^{18}O$ cae dentro del intervalo (0, +1) y que la δD dentro del intervalo (0, +10).

En la zona noroeste es obvio que el enriquecimiento en isótopos estables pesados se debe al agua superficial. Así, la evolución de los parámetros $\delta^{18}O$ y δD sigue una tendencia totalmente ajena a la correspondiente a la mezcla con agua de mar. Por otra parte, la presencia de sulfato y la baja correlación parcial entre el ion cloruro y los isótopos oxígeno-18 y deuterio indican claramente que el agua de mar no es la causa del incremento de la salinidad.

En relación a las zonas noreste y media la evolución en el contenido en cloruros e isótopos estables corresponde a la de la mezcla con aguas superficiales, que también en este caso es ajena a la correspondiente a la mezcla con agua de mar.

En la zona sur, donde existe la posibilidad de intrusión de agua de mar, se calculó la ecuación de regresión lineal de las variables $Cl/\delta^{18}O$ y $\delta D/\delta^{18}O$, con los siguientes resultados:

$$\delta D = (6.45 \pm 0.16) \delta^{18}O - (15.4 \pm 1.9)$$

$$r^2 = 0.997 \quad S_{y,x} = 0.6$$

$$Cl^- = (105.8 \pm 31.8) \delta^{18}O + (1840.3 \pm 386.1)$$

$$r^2 = 0.69 \quad S_{y,x} = 130.3$$

Asumiendo un valor entre 0 y +1 para la $\delta^{18}O$, se encuentra que la δD

cae dentro del intervalo (-17.3, -6.9) y el contenido de cloruro entre 1454 y 2364 ppm. La extrapolación, pues, del ajuste lineal muestra que también en esta zona el incremento del ión cloruro y de los isótopos estables pesados del agua subterránea evoluciona en manera muy distinta a la esperada en caso de mezcla con agua de mar, aun considerando que la extrapolación lineal debe tomarse con ciertas reservas.

5. CONCLUSIONES

Las conclusiones del presente estudio son las siguientes:

5.1 El flujo subterráneo captado por el campo de pozos en la Mesa de San Luis es el resultado de la confluencia del flujo proveniente de las infiltraciones del Río Colorado con el proveniente de las infiltraciones del Río Gila. Dicho flujo, a su vez, penetra a la zona sureste del Valle de Mexicali.

5.2 Los resultados isotópicos confirman que la recarga a los acuíferos del Valle de Mexicali por infiltraciones en los canales es considerable.

5.3 El agua subterránea del Valle de Mexicali representada por los pozos muestreados no presenta indicios de mezcla con aguas marinas fósiles, o de intrusión de agua de mar en la zona sur.

5.4 El incremento de la salinidad del agua subterránea de las zonas noroeste y oeste, representada por los pozos muestreados, se debe princí-

principalmente a la disolución de depósitos evaporíticos de halita y yeso o anhidrita. El agua superficial de mala calidad infiltrada ha aportado también sales al agua subterránea; pero este proceso es secundario. Probablemente, los depósitos yesíferos se localizan cercanos a la superficie, de tal forma que han sido lavados por el agua superficial al infiltrarse.

5.5 El incremento de la salinidad del agua subterránea de las zonas noreste y este del Valle, representadas por los pozos muestreados, se debe principalmente a las sales aportadas por el agua superficial de mala calidad infiltrada, especialmente las aguas del Wellton Mohawk. También en estas zonas el agua superficial ha lavado depósitos yesíferos al infiltrarse, aunque este proceso de salinización del agua subterránea es menos importante en este caso.

5.6 En la zona sur del Valle, se sugiere que el contenido de sales del agua subterránea representada por los pozos 35 a 37 se ha incrementado por evaporación parcial del agua. La salinización del agua de los pozos 34 y 38 se debe probablemente a la disolución de depósitos evaporíticos.

5.7 En relación al problema de la salinidad, los resultados pueden resumirse diciendo que la causa fundamental del incremento es la insuficiencia en el drenaje del valle.

5.8 Por último, resulta particularmente interesante constatar cómo la mano del hombre ha causado un cambio considerable en la composición

isotópica original de las aguas del Río Colorado. Asimismo, es sumamente interesante y poco común la gran variación en el contenido en isótopos estables de las aguas del campo de pozos de la Mesa de San Luis, siendo que dicho campo no tiene más de 30 km de longitud.

6. RECONOCIMIENTOS

Se agradece a la Gerencia del Distrito de Riego del Valle de Mexicali y a la Residencia de Geohidrología y de Zonas Áridas del Estado de Baja California, SARH, la colaboración prestada a la realización de este estudio. - Se agradecen también los comentarios de los ins. Rubén Chávez y Antonio Liza del Departamento de Aguas Subterráneas, SARH. Por último, se hace reconocimiento de la intervención del Ins. Enrique García y García en la interpretación de los resultados de la primera etapa del estudio.

7. BIBLIOGRAFIA

1. Secretaría de Recursos Hidráulicos, Estudio Hidrogeológico - preliminar de los Acuíferos de Mexicali, B. C., y Mesa Arenosa de San Luis, Son; México, D. F. (1967).
2. Parales Arellano E., La Calidad Actual del Agua Subterránea en el Valle de Mexicali, como una Consecuencia de su Sobreexplotación. SRH, 1974.

3. Estudio Geoquímico de las Aguas Subterráneas del Valle de Mexicali, Dirección de Geohidrología y de Zonas Áridas, SRH.
4. Graig H., Isotopic Composition and Origin of the Red Sea and Salton Sea Geothermal Brines, *Science* 154 (1966) 1544 - 1548.
5. Environmental Isotope Data: World Survey of Isotope Concentration in Precipitation, vols. 1 a 5, OIEA, Viena.
6. Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology, Technical Reports Series No. 91, Organismo Internacional de Energía Atómica, Viena (1968).
7. Nuclear Technique in Groundwater Hydrology, E. Bradley et al.; chapter 10 of *Groundwater Studies - An International Guide for Research and Practice*, UNESCO (1972).
8. Payne B.R., Yurtsever Y., Environmental Isotopes as a Hydrological Tool in Nicaragua, *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology*, I, pp. 193 - 201, OIEA, Viena (1974).
9. Payne B.R., Water Balance of Lake Chala and its Relation to Groundwater from Tritium and Stable Isotope Data, *Journal of Hydrology*, II, pp. 47 - 58 (1970).
10. Payne B.R., García y G. Enrique, Preliminary Comments on the Stable Isotopic Composition of Waters in the Mexicali Region, OIEA, Viena (1975).

TABLA 1

Descripción de los puntos de muestreo

AGUAS SUPERFICIALES

Clave	nombre	fecha muestreo	localización muestreo
HMEX 50	Dren Sta. Clara	16.12.74	cruce del F.F.C.C.
51	Río Colorado	16.12.74	cruce del F.F.C.C.
53	Río Colorado	16.12.74	poblado S. Luis R. C.
54	Canal Sánchez Mejora	16.12.74	cruce del F.F.C.C.
55	Canal Cárdenas	16.12.74	cruce del F.F.C.C.
56	Canal Independencia	16.12.74	límite sur del distrito
57	Dren Sonora	16.12.74	" " " "
58	Dren Caimán	16.12.74	" " " "
59	Presa Morelos	16.12.74	estación Morelos
60	Wellton Mohawk	16.12.74	" "
80	Presa Morelos	30.04.76	" "
81	Presa Morelos	31.05.76	" "

POZOS ZONAS NOROESTE Y OESTE

Clave	nombre	fecha muestreo	profundidad codazo (m)
HMEX 4	1-Treviño	11.12.74	37-70
5	2-Treviño	11.12.74	41-67
6	1-Yucatán	11.12.74	45-70
7	5-L. Cárdenas	11.12.74	27-53
8	3-18 de Marzo	11.12.74	37-95
9	5-Bórquez	12.12.74	38-119
10	8-Bórquez	12.12.74	30-67
11	9-Bórquez	12.12.74	27-81
12	1-J.M. Rodríguez	12.12.74	23-58
13	7-Villa hermosa	12.12.74	39-106
14	8-Villa hermosa	12.12.74	75-105
61	3-Bórquez	27.04.76	
62	1-18 de Marzo	27.04.76	
63	2-18 de Marzo	27.04.76	
64	1-L. Cárdenas	27.04.76	
65	7-L. Cárdenas	27.04.76	
66	8-L. Cárdenas	27.04.76	
67	1-Norte	27.04.76	

Clave	nombre	fecha muestreo	profundidad cedazo (m)
HMEX 68	1-P	27.04.76	
69	3-Yucatán (R-1)	27.04.76	
70	6-H	28.04.76	
71	286-B	28.04.76	
72	211-B	28.04.76	
73	58-CH (R-62)	28.04.76	
74	9-8-1 Der	28.04.76	
75	9-8-1 Izq (R-49)	28.04.76	
76	9-8-2 Izq	28.04.76	
77	9-8-3 Izq	28.04.76	
78	AN-6-5	28.04.76	
79	42-B	28.04.76	

POZOS ZONAS NORESTE Y ESTE

Clave	nombre	fecha muestreo	profundidad cedazo (m)
HMEX 1	7-Morelos	11.12.74	38-74
2	4-Ockerson	11.12.74	32-69
3	2-Cuervos	12.12.74	
15	32-0-1	10.12.74	65-98
16	34-0	10.12.74	48-81
17	34-5	10.12.74	59-80
18	1-H	10.12.74	29-76
19	2-H	10.12.74	29-88
20	27-0-3	10.12.74	
21	15-I-1	11.12.74	4-55
22	15-I-1 Der.	11.12.74	38-67
23	4-3-5	11.12.74	43-70
24	14-3	11.12.74	37-66
25	1-Monumentos	14.12.74	29-102
26	3-Moctezuma	14.12.74	29-93
27	2-Moctezuma	14.12.74	67-95
28	3-Hidalgo	14.12.74	36-118
29	2-Hidalgo	14.12.74	56-78
30	1-Hidalgo	14.12.74	28-109
31	72-E	14.12.74	
32	121-C	14.12.74	
33	67-E	14.12.74	

POZOS ZONA SUR

Clave	nombre	fecha muestreo	profundidad cedazo (m)
HMEX 34	5-Coahuila	13.12.74	64-109
35	2-Nuevo Michoacán	13.12.74	51-91
36	3-Nuevo Michoacán	13.12.74	50-83
37	4-Nuevo Michoacán	13.12.74	48-90
38	1-Nuevo Michoacán	13.12.74	37-80
39	6-Nuevo León	13.12.74	26-90
40	150-C	13.12.74	26-90

POZOS MESA DE SAN LUIS

Clave	nombre	fecha muestreo	profundidad cedazo (m)
HMEX 41	III-13	12.12.74	68-150
42	I-8	12.12.74	69-150
43	II-7	12.12.74	70-150
44	II-6	12.12.74	74-150
45	IV-6	12.12.74	72-153
46	V-4	12.12.74	72-152
47	V-1	12.12.74	71-150
48	V-5-W	12.12.74	73-152

TABLA 2
Resultados

CLAVE	ISOTOPOS AMBIENTALES			TEMPE- RATURA	pH	CATIONES			ANIONES		
	oxígeno-18 $\delta^{18}O\%$	Deuterio $\delta D\%$	Tritio U.T.			Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺ ppm	Na ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁼ ppm	HCO ₃ ⁻
1	-14.34	-109.7		23	7.30	222.4	55.0	254.2	427.8	428.1	359.6
2	-13.69	-108.0	30.3 \pm 1	22	7.50	173.8	30.1	196.7	255.2	379.5	343.8
3	-12.14	-99.7			8.00	83.2	46.0	131.0	230.8	168.8	230.3
4	-12.52	-101.9	198 \pm 3	23	7.50	229.0	40.9	429.3	516.0	696.1	280.7
5	-12.94	-104.2	134 \pm 4	23	7.50	220.6	30.1	453.9	542.2	664.2	261.8
6	-13.46	-106.8		25	7.60	261.7	57.9	688.5	855.6	823.8	413.2
7	-13.80	-107.8	31.6 \pm 1.2	24	7.70	216.7	57.3	515.8	606.0	759.8	328.0
8	-14.46	-111.9		28	7.70	49.5	21.6	117.8	140.7	107.8	198.7
9	-14.61	-110.9	2.0 \pm 0.2		7.70	148.6	66.4	254.4	553.5	228.9	233.4
10	-14.64	-111.5			7.30	63.6	31.8	117.4	168.9	136.1	203.2
11	-14.81	-112.4			7.90	72.0	57.3	223.2	390.3	147.3	252.3
12	-14.77	-114.0		29	7.90	46.7	25.5	202.2	210.1	205.6	192.4
13	-14.55	-114.2			7.40	100.0	32.9	125.3	245.8	113.2	242.9
14	-14.21	-110.5			8.00	176.6	35.2	391.6	437.2	489.4	394.3
15	-14.52	-111.9		24	7.60	93.5	26.7	173.1	202.6	177.2	312.3
16	-13.56	-104.1		24	7.50	172.9	28.4	432.3	572.3	408.7	328.0
17	-14.50	-111.3		24	7.60	137.4	0.0	260.2	285.2	233.7	334.4
18	-14.70	-112.5	6.1 \pm 3	24	7.70	162.6	9.6	286.8	294.6	335.8	384.8
19	-13.15	-105.0	111 \pm 2.6	24	7.50	144.9	6.2	317.5	300.2	374.7	334.4
20	-13.50	-105.0	130 \pm 4	23	7.50	200.0	1.1	409.7	412.8	489.4	381.7
21	-14.10	-109.4		23	7.90	129.0	4.5	259.0	273.9	272.6	293.3
22	-14.13	-109.8	26.6 \pm 0.7	21	7.80	114.0	7.4	219.2	208.3	248.3	299.7
23	-14.41	-111.4	4.3 \pm 0.3	24	7.60	130.8	4.0	269.1	292.7	253.2	315.4
24	-14.48	-110.9		24	7.60	176.6	10.8	370.1	433.4	369.8	369.0
25	-14.30	-110.9	3.9 \pm 0.3	22	7.50	131.8	36.9	133.7	174.5	177.2	422.7
26	-14.54	-111.6		22	7.40	103.7	29.5	96.5	159.5	108.9	312.3
27	-14.06	-109.1	3.9 \pm 1.4	22	7.50	177.6	9.6	305.8	313.3	374.7	394.3

CLAVE	ISOTOPOS AMBIENTALES			TEMPERATURA	pH	CATIONES			ANIONES		
	oxígeno-18	Deuterio	Tritio			Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻
28	-10.99	- 90.7	169 ±5.0	21	7.50	200.9	87.4	889.0	1202.7	823.8	312.3
29	-11.42	- 92.0	127 ±4	22	7.70	321.5	103.3	553.6	1026.3	715.0	309.1
30	-14.11	-108.1		21	7.50	72.9	38.0	209.3	182.0	272.6	315.4
31	-14.03	-107.7		22	7.30	201.9	52.2	157.2	260.8	384.4	365.9
32	-11.73	- 94.7		22	7.50	344.9	22.1	705.3	1048.8	727.8	321.7
33	-12.63	-100.0	78.7±3.9	22	7.60	309.3	6.2	513.7	671.7	653.0	369.0
34	-13.29	-100.6	2.9±0.2	29	7.60	121.5	19.3	511.8	587.3	399.0	321.7
35	-11.08	- 86.1	1.2±0.3	32	7.80	36.4	15.9	370.4	469.1	177.2	148.2
36	-10.55	- 83.4		43	7.70	65.4	27.2	456.1	703.6	138.8	173.5
37	- 9.85	- 79.7	0.7±0.3	44	7.70	73.8	21.0	573.2	881.8	172.9	129.3
38	-11.63	- 90.4	16.1±0.5	29	7.60	119.6	18.2	611.6	701.7	500.7	246.0
39	-13.61	-103.1	1 ±0.2	41	7.70	22.4	14.8	323.3	334.0	157.3	230.3
40	-14.19	-107.7	1.3±0.3	30	7.60	45.8	25.5	246.7	298.3	160.1	211.3
41	- 8.37	- 64.4			7.70	27.1	11.4	238.6	298.3	83.7	160.9
42	- 9.05	- 70.6			7.50	65.4	22.7	238.8	433.4	81.7	107.2
43	- 9.29	- 72.9	0.5±0.3		7.70	61.7	35.2	240.4	457.8	87.5	113.6
44	-10.17	- 79.4			7.60	100.0	33.5	268.8	532.9	136.1	110.4
45	-10.38	- 80.8			7.70	80.4	25.0	289.5	506.6	136.1	107.2
46	-13.38	-103.5			8.10	46.7	14.2	237.9	305.8	165.9	119.9
47	-14.32	-110.6	0.6±0.2		8.30	43.0	13.6	155.4	183.9	104.9	170.3
48	-14.87	-113.8	0.9±0.3		8.20	64.5	21.0	155.6	187.6	124.4	242.9
49	-12.02	- 98.7			8.10	83.2	42.0	148.8	227.0	214.3	211.3
50	-10.94	- 88.8	42.6±1.5		7.80	215.0	40.9	1518.7	1722.4	1194.4	410.1
51	-11.12	- 90.5			7.90	173.8	78.3	810.6	996.3	811.0	340.7
53	-10.99	- 90.0	202 ±6		7.80	203.7	23.3	1071.4	1200.8	894.2	394.3
54	-10.89	- 87.0	36.8±1.8		7.50	51.4	47.1	319.6	157.8	214.3	189.3
55	-12.15	- 98.2			8.00	75.7	32.3	234.8	215.8	345.5	195.6
56	-12.15	- 98.9	174 ±5		7.90	61.7	55.6	212.3	217.6	355.2	214.5
57	-12.33	-102.2	69.0±1.7		7.60	271.0	61.9	1104.3	1647.4	658.6	422.7
58	-12.70	-102.6	60.9±2.3		7.60	280.4	75.5	1074.8	1487.9	894.2	410.1

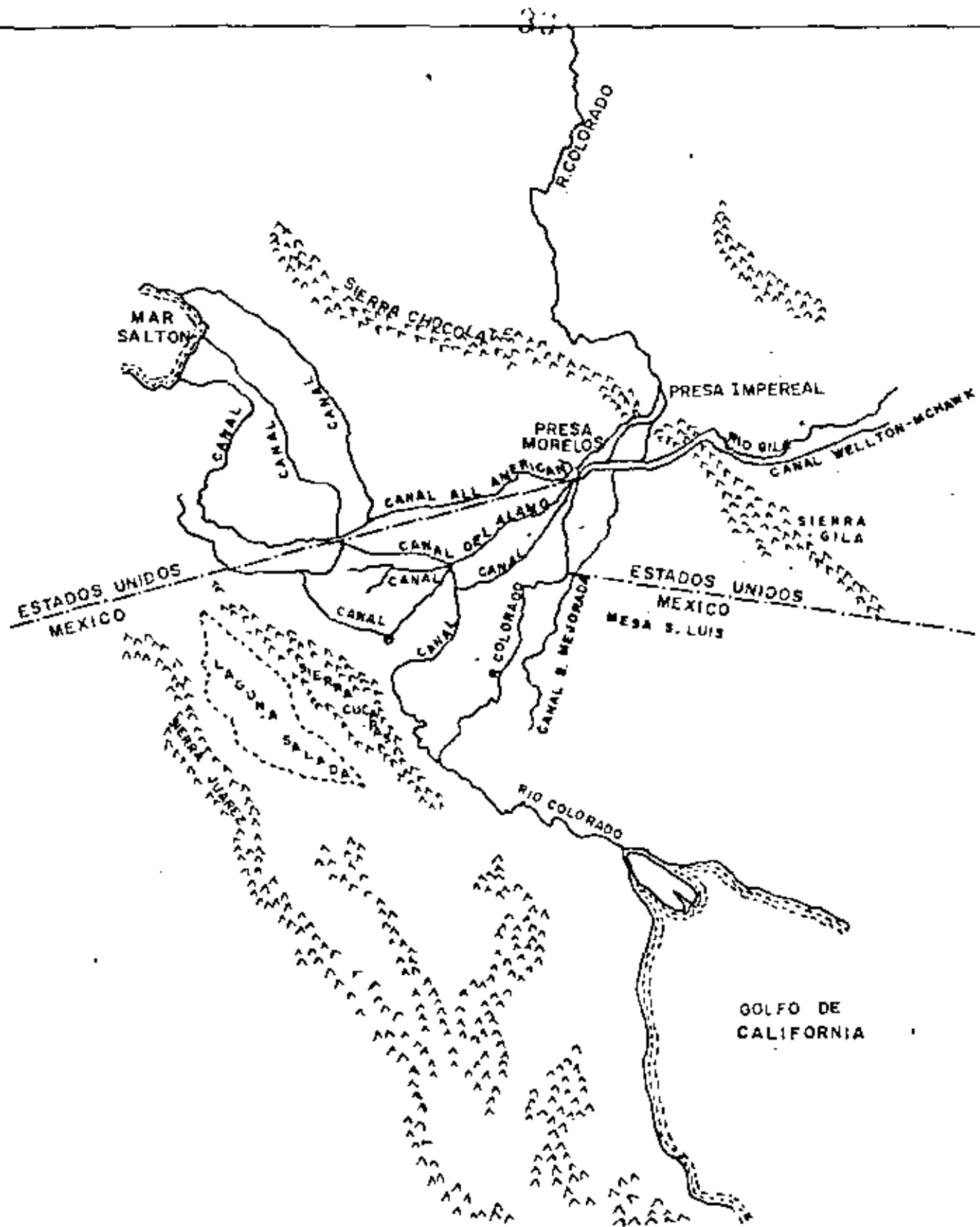


Fig.1: Localización de la zona del estudio.

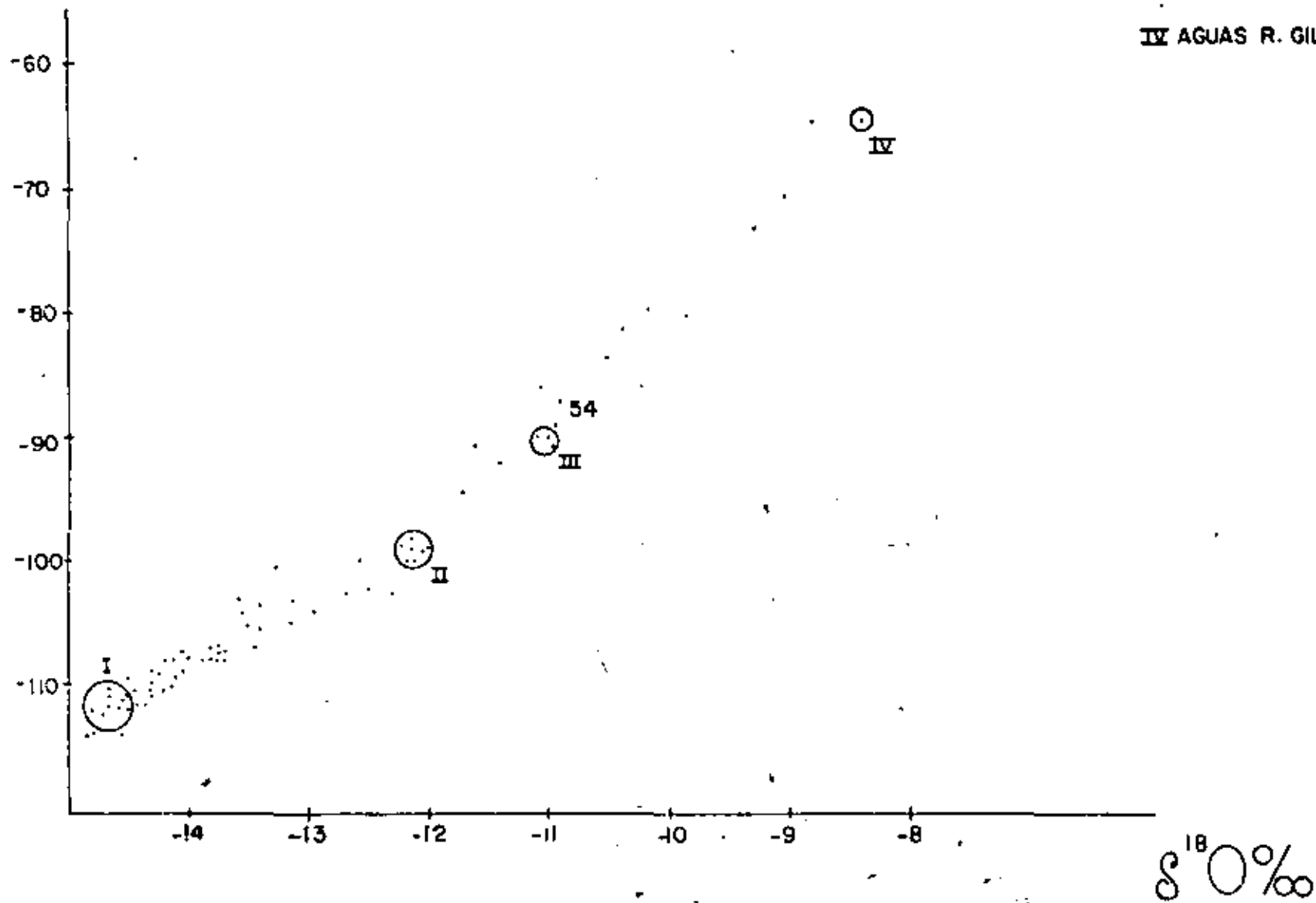
I AGUAS ORIGINALES R. COLORA

II AGUAS ACTUALES R. COLORA

III AGUAS WELLTON MOHAWK

IV AGUAS R. GILA

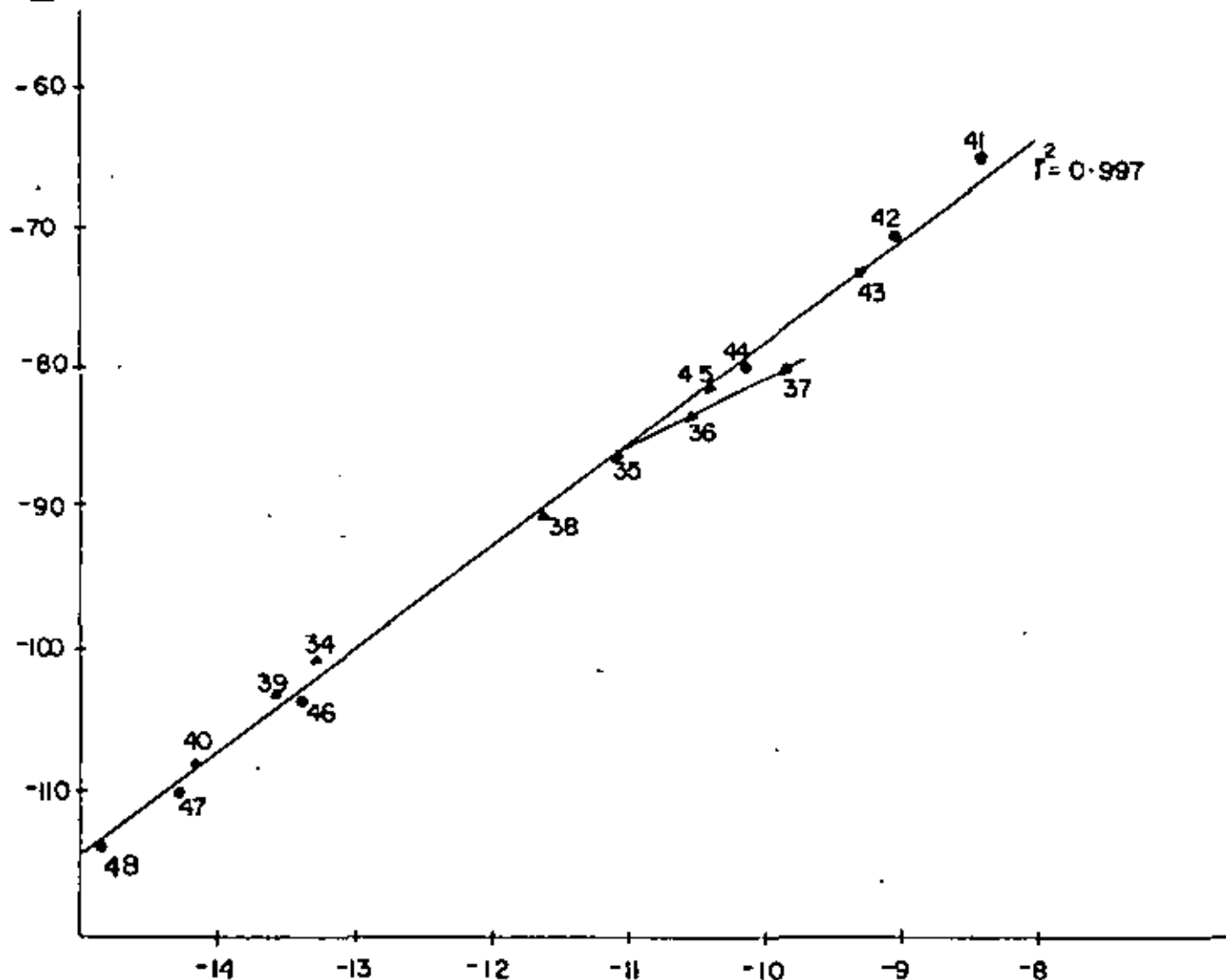
$\delta D \%$



36

Fig. 4: Contenido en isotopos estables de todas las muestras

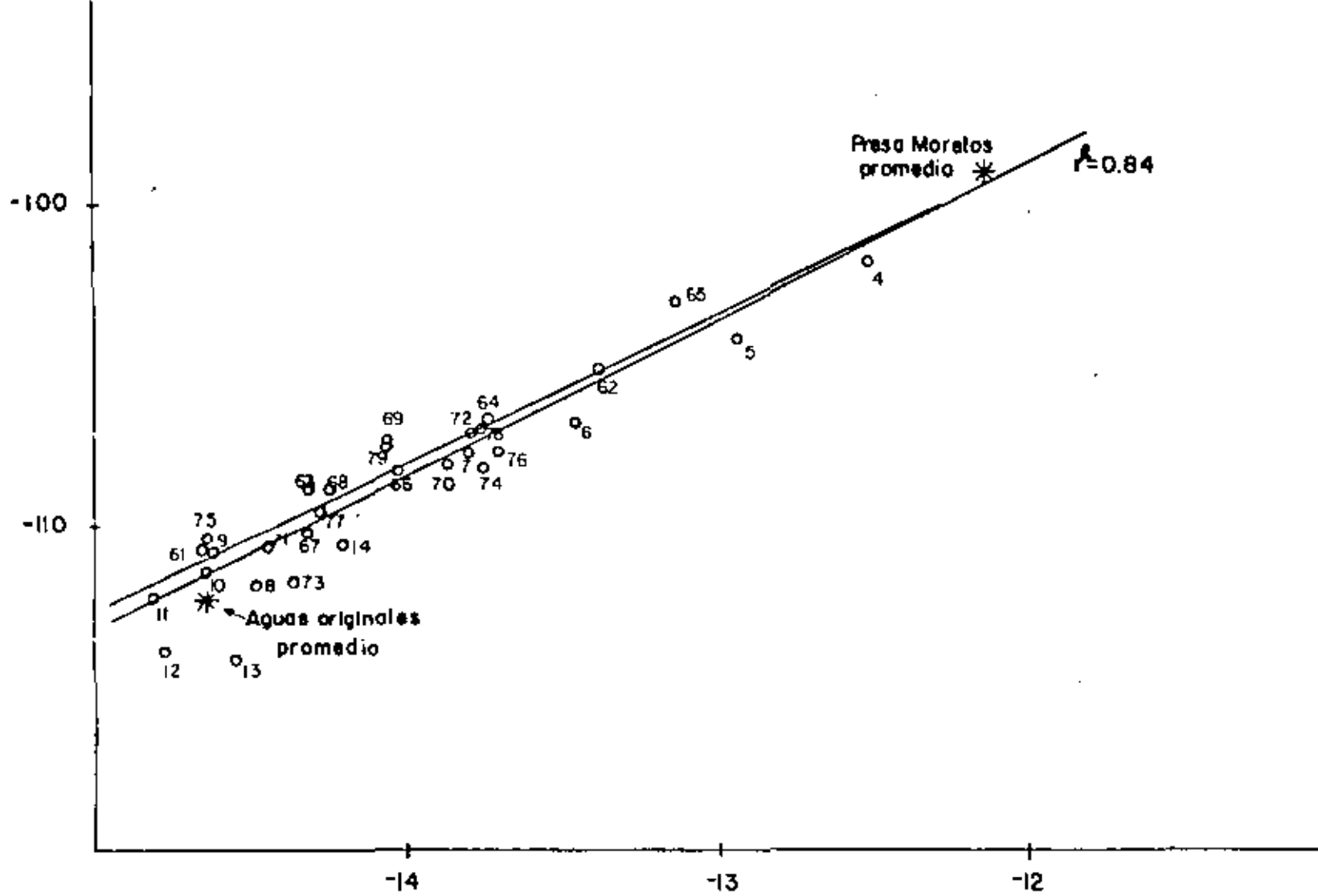
$\delta D \text{‰}$



$\delta^{18}O \text{‰}$

Fig. 5: Contenido en isotopos estables. Meso de San Luis y zona sur.

$\delta D\text{‰}$



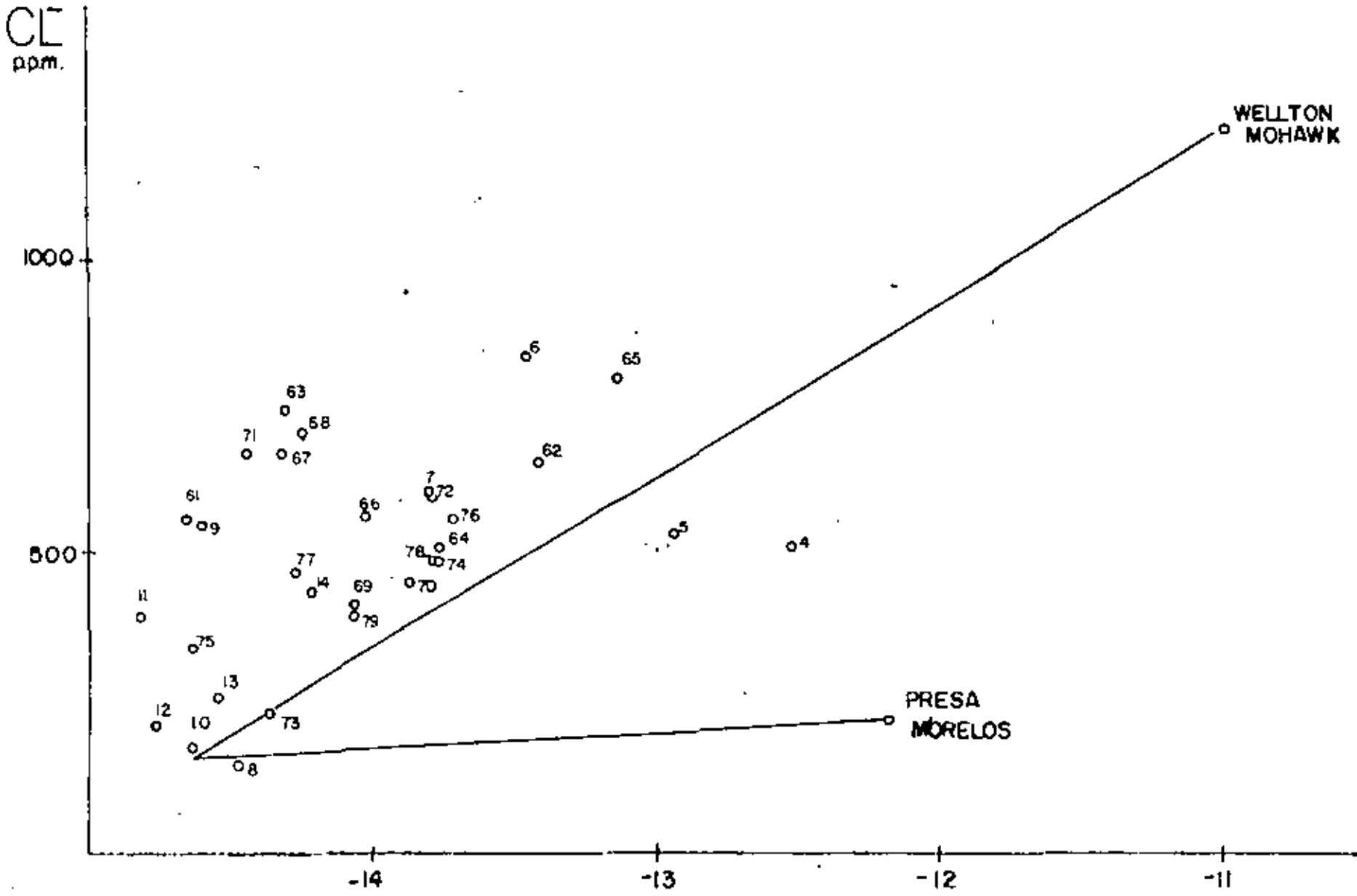


Fig.B: Evolucion del isotope oxigeno-18 y del ion cloruro. Zonas NO y O.

40
18
80

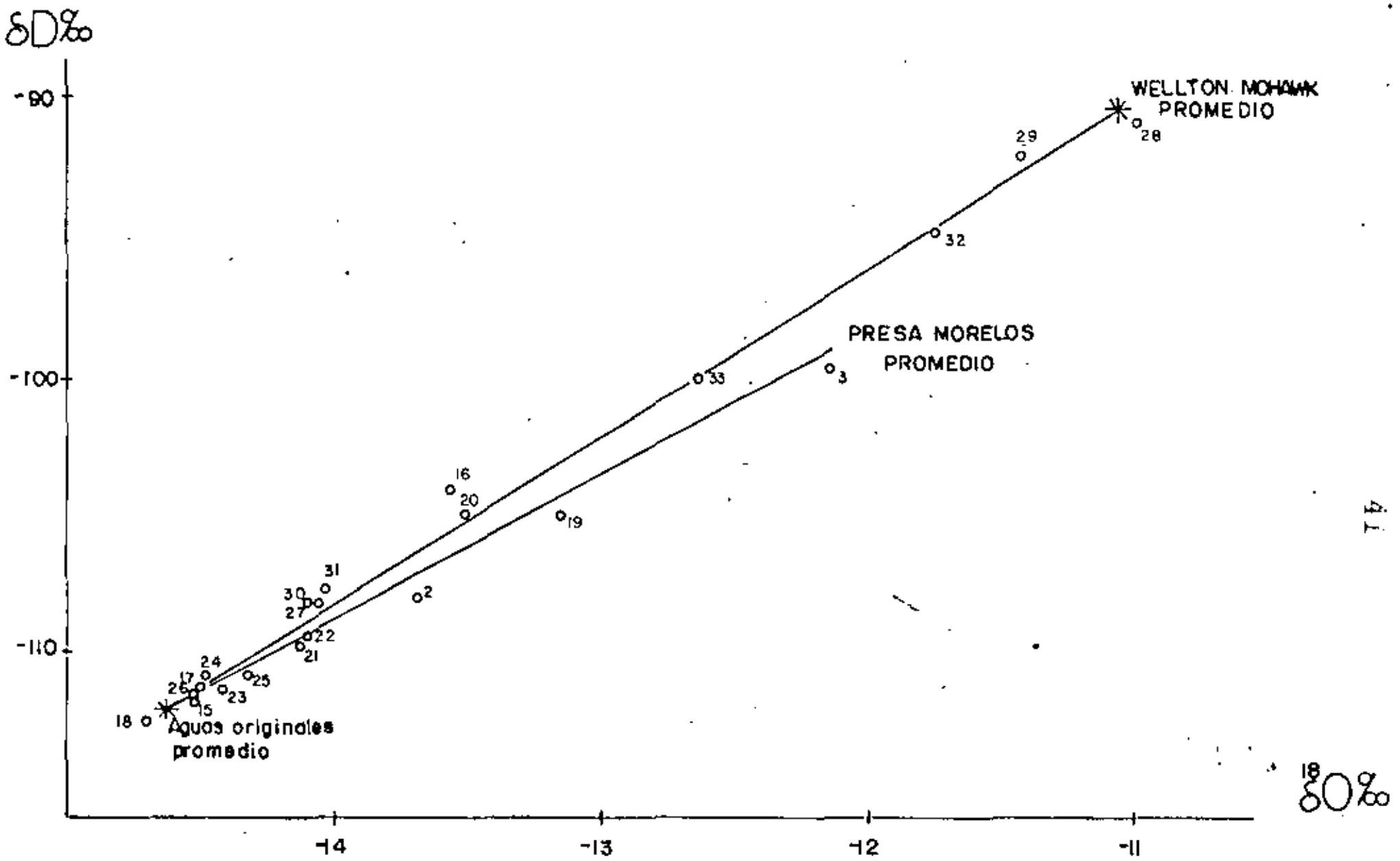


Fig.9: Contenido en isotopos estables. Zonas Noreste y Este

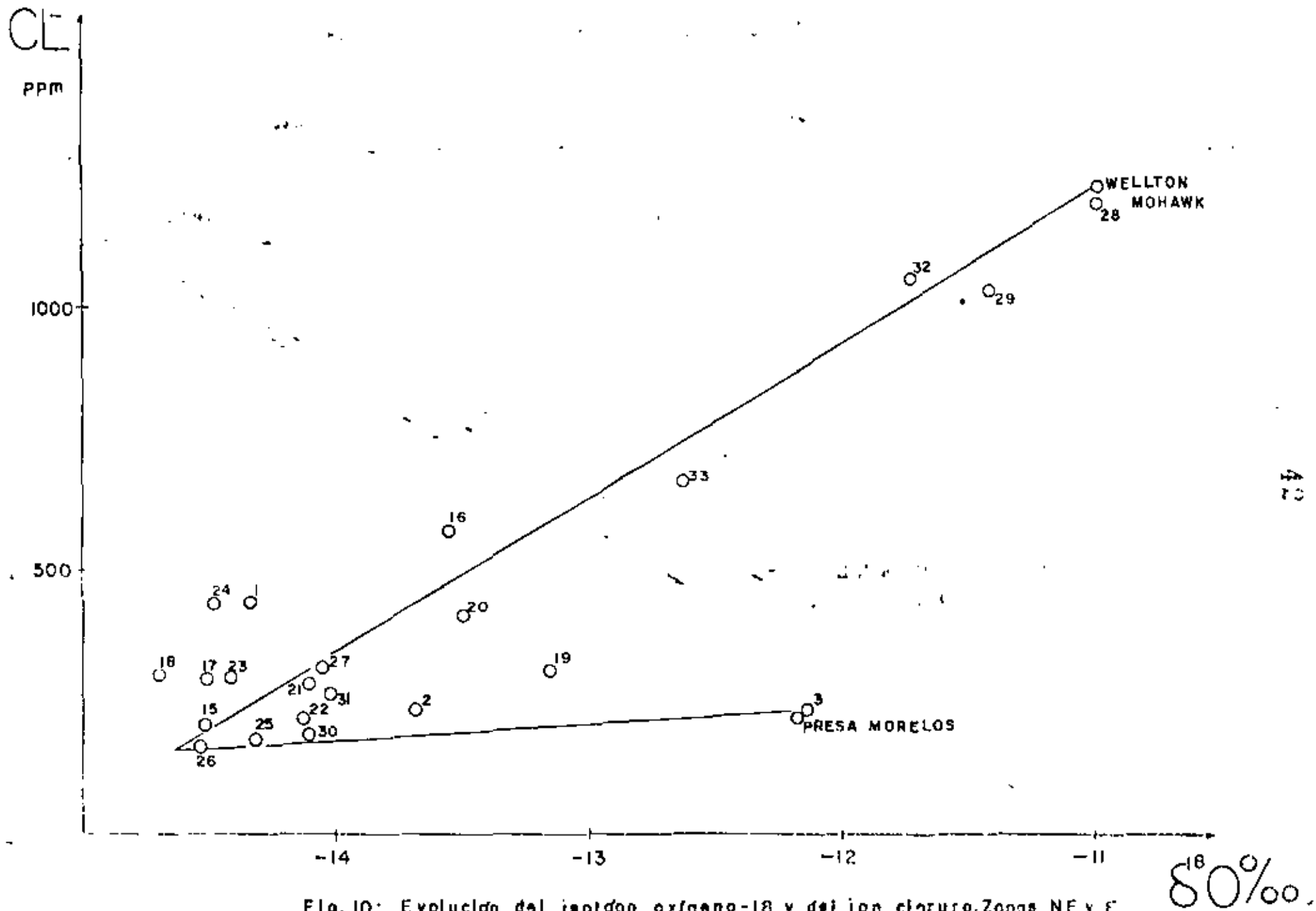


Fig. 10: Evolución del isótopo oxígeno-18 y del ion cloruro. Zonas NE y E.

δ¹⁸O ‰

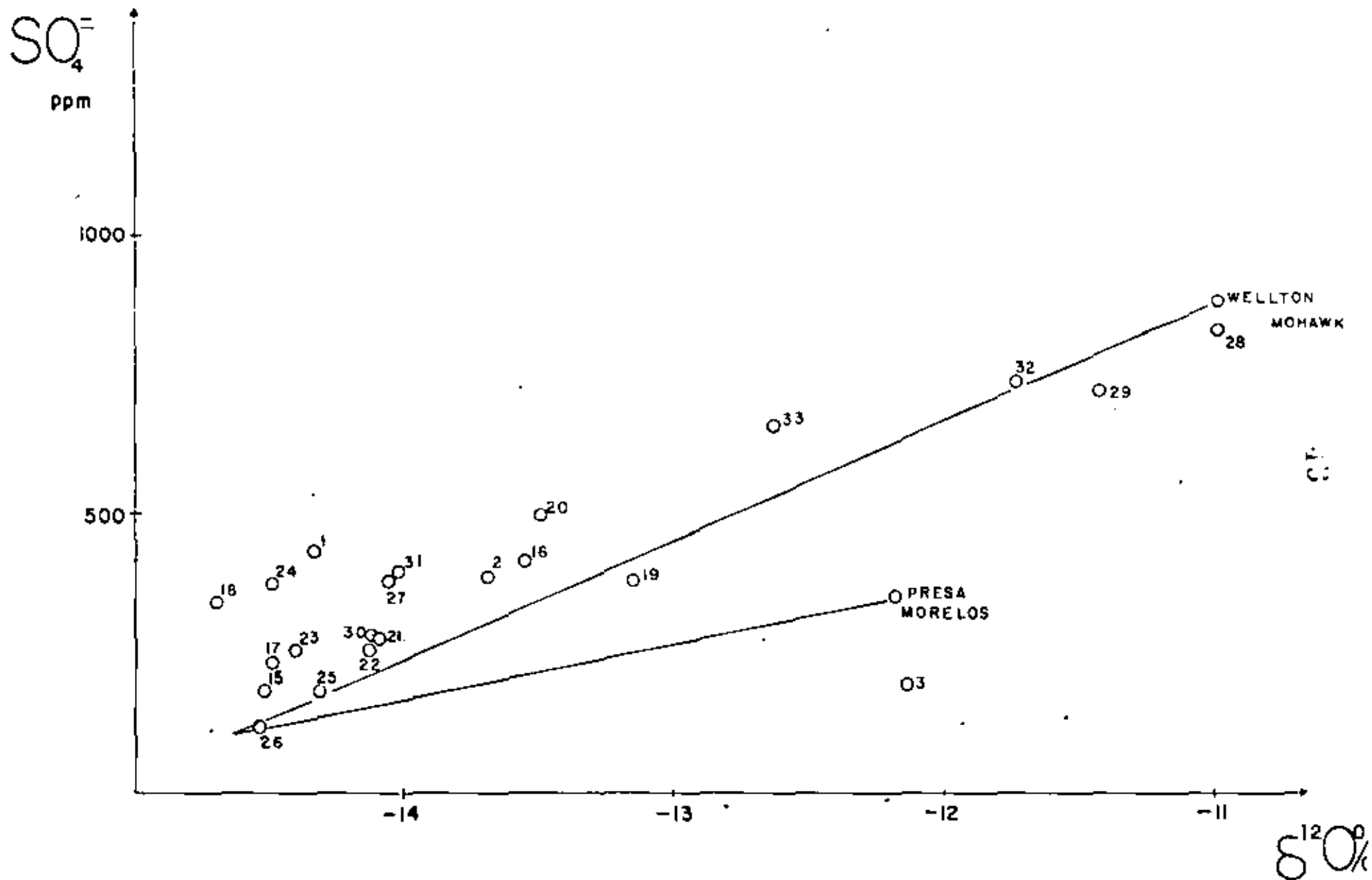


Fig. II : Evolución del isótopo oxígeno-18 y del ion sulfato. Zonas NE y E

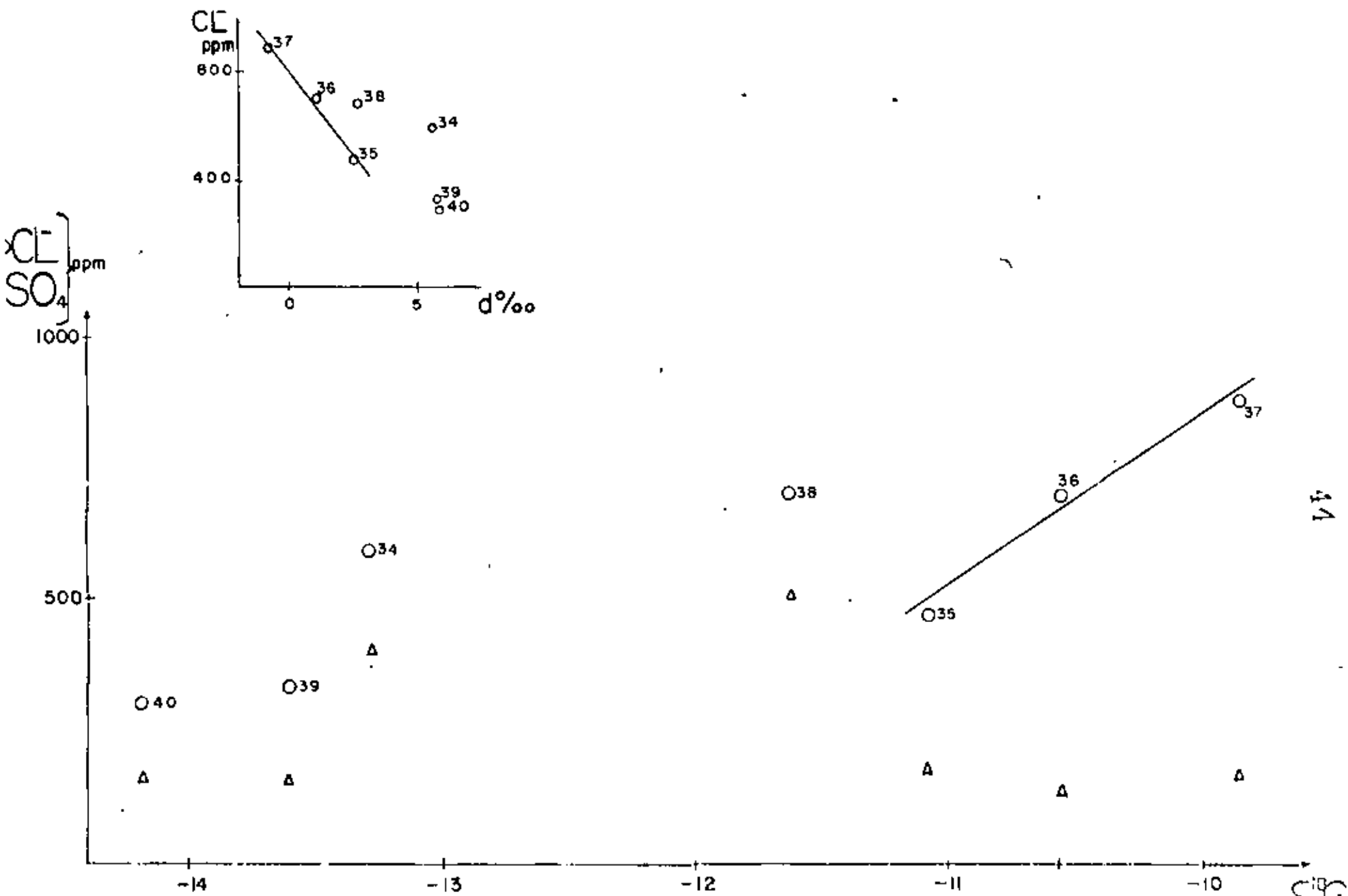


Fig. 12: Evolución del isótopo oxígeno-18 y de los iones cloruro y sulfato. Zona sur

80



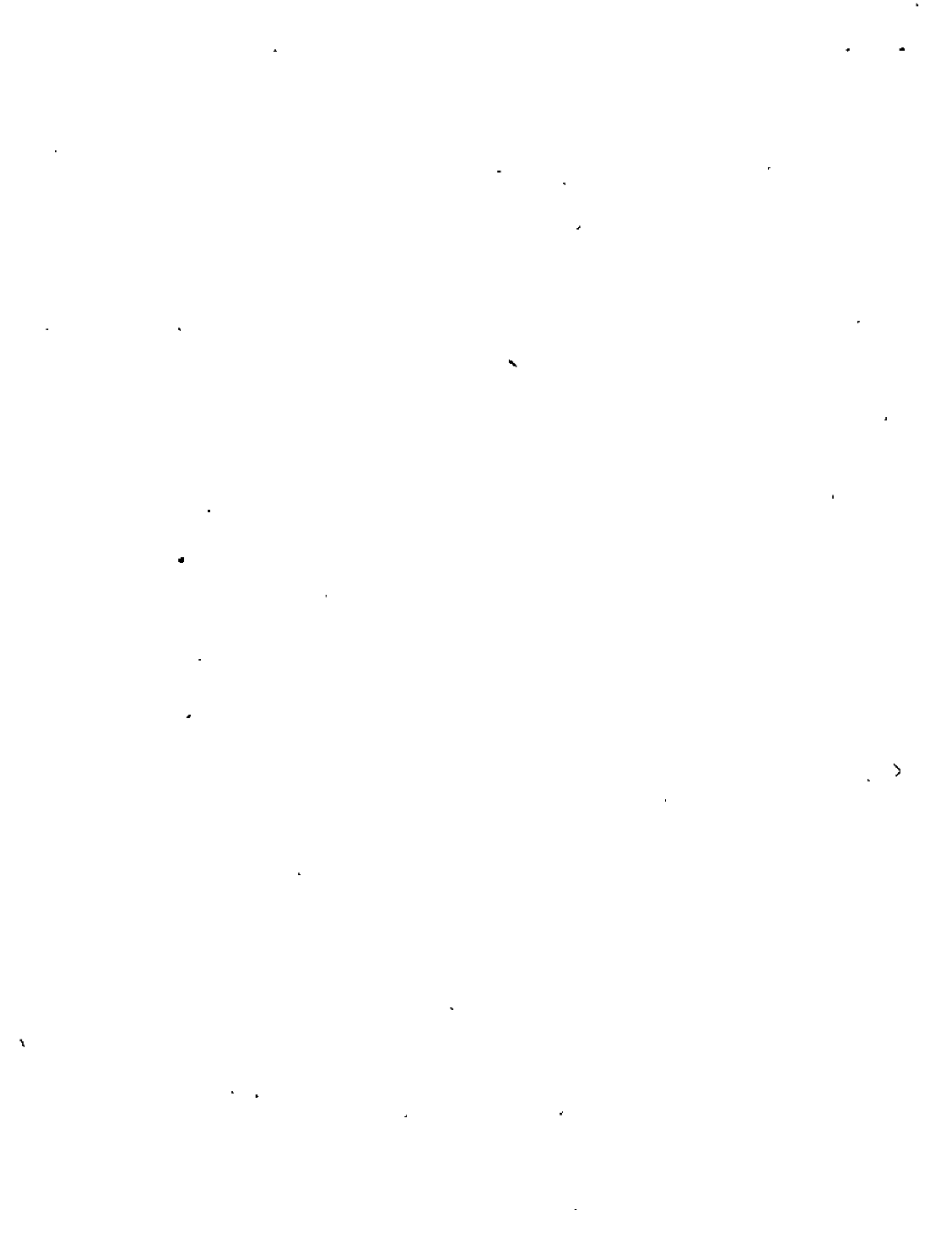
**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

EXPLORACION, CUANTIFICACION Y APROVECHAMIENTO DE RECURSOS HIDRAULICOS SUBTERRANEOS

**LOS ISOTOPOS AMBIENTALES Y LA
GEOHIDROLOGIA**

FIS. LUIS QUIJANO LEON

MARZO, 1981



LOS ISÓTOPOS AMBIENTALES Y LA GEOHIDROLOGIA

1. Introducción.

1.1. Que es un isótopo.

1.2. Isótopos estables e isótopos radiactivos

1.3. Isótopos ambientales y radioisótopos artificiales.

2. TRAZADO NATURAL Y TRAZADO ARTIFICIAL.

2. El ciclo del agua y los isótopos ambientales.

2.1. Principales isótopos ambientales de interés en el ciclo del agua

2.2. Los isótopos estables y el fraccionamiento isotópico. Los procesos de evaporación y condensación.

2.3. La línea meteorica y la línea de evaporación.

2.4. Relación entre contenido isotópico y altura de la precipitación.

2.5. Relación entre salinidad y contenido isotópico.

2.6. Los isótopos radiactivos y el decaimiento. El concepto de reloj ambiental.

3. Problemas geohidrológicos que pueden ser resueltos con la ayuda de los isótopos ambientales. Ejemplos concretos.

1. Introducción.

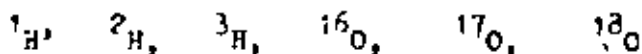
1.1. Que es un isótopo

Un modelo simplificado del átomo consiste de un núcleo el cual se encuentra rodeado de una nube de electrones. El núcleo, a su vez, está formado de protones y neutrones. Los electrones están cargados negativamente y los protones, positivamente. Los neutrones, como su nombre lo indica, son eléctricamente neutros. Cuando un átomo no está cargado eléctricamente el número de electrones que orbitan, alrededor del núcleo es igual al número de protones.

El número de protones de un átomo se conoce como número atómico. Cada uno de los elementos químicos está caracterizado por un número atómico. Así, el número atómico del hidrógeno es 1 y el número atómico del oxígeno es 8. La suma de protones más neutrones de un átomo se denomina número másico.

Se conoce como isótopos a los átomos que tienen igual número atómico, pero diferente número másico. Por ejemplo, el hidrógeno tiene tres isótopos: el hidrógeno 1, cuyo núcleo está formado por un protón; el hidrógeno 2 o deuterio, cuyo núcleo está formado por un protón y un neutrón y el hidrógeno 3 o tritio, cuyo núcleo posee un protón y dos neutrones. A su vez, el oxígeno tiene tres isótopos: oxígeno 16, oxígeno 17 y oxígeno 18. Todos ellos tienen 8 protones y, su número de neutrones es igual a 8, 9 y 10 respectivamente.

Para identificar a los isótopos de un mismo elemento, el número másico se escribe como un índice superior a la izquierda del símbolo químico del elemento. Por ejemplos:



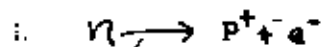
Como caso particular, ^2H también se simboliza por una D (deuterio) y ^3H por una T (tritio).

Las propiedades físico-químicas de los isótopos de un mismo elemento son muy semejantes. Sin embargo, existen ciertos efectos isotópicos debidos a la diferencia de masas. El estudio de estos efectos en el ciclo del agua, es el objeto de la hidrología isotópica.

1.2. Isótopos estables e isótopos radiactivos.

El núcleo de algunos isótopos es estable, es decir el número atómico y el número másico permanecen siempre iguales. Tal es el caso del H, D, ^{16}O , ^{17}O y ^{18}O .

Los isótopos llamados radiactivos poseen núcleos inestables. Con el tiempo, el número atómico, el número másico o ambos se modifican. Por ejemplo, el núcleo del tritio (número atómico=1 y número másico=3) se transforma en un núcleo de helio 3 (número atómico=2, número másico=3). Esto es, uno de los neutrones ha liberado a un electrón de su interior y se ha convertido en un protón:



Los isótopos radiactivos se transforman o decaen de acuerdo a la siguiente ley.

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (1)$$

donde

N_0 : número original de radioisótopos (t=0)

N : número de radioisótopos al tiempo t

λ : constante característica de cada radioisótopo.

La vida media de un radioisótopo (θ) se define como el tiempo que debe transcurrir para que la mitad del número original de radioisótopos decaiga:

$$\text{Cuando } N = \frac{1}{2} N_0 \quad t = \theta$$

Sustituyendo estos valores en (1) se encuentra que .

$$0.5 = \frac{N_0 e^{-\lambda \theta}}{N_0} \quad \theta = \frac{0.693}{\lambda}$$

1.3 Isótopos ambientales y radioisótopos artificiales.

En el medio ambiente existen isótopos. cuyo comportamiento está regido por las leyes del medio. El hombre se limita a observar dicho comportamiento y a extraer ciertas conclusiones del mismo. Los isótopos estables pertenecen a este grupo. Existen también algunos radioisótopos ambientales. Estos radioisótopos existen en el medio porque su vida media es muy larga, por ejemplo el uranio 238 cuya vida media es de 4.40×10^9 años, o porque son producidos constantemente por reacciones naturales, por ejemplo el tritio y el carbono 14 que son producidos en la estratósfera

por la radiación cósmica. cabe mencionar que estos dos radioisótopos también han sido incorporados al medio ambiente por ciertas actividades humanas como son las explosiones de artefactos termonucleares en la atmósfera y la operación de centrales nucleoelectricas. Como estas inyecciones no son controladas y -- afectan a todo el globo o a vastas regiones se consideran parte del medio, aunque su origen sea la actividad humana.

Los isótopos ambientales, pues, son trazadores propios del medio. Entre sus ventajas se pueden mencionar las siguientes:

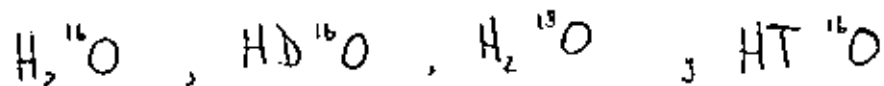
- No es necesario añadir sustancias extrañas al medio que hagan las veces de trazadores.
- Los trazadores ambientales operan a escala regional y aun mundial, lo cual -- permite seguir movimientos de agua a grandes distancias.

Existe otro tipo de radioisótopos, los cuales son producidos por -- el hombre en reactores nucleares, en forma deliberada y controlada. Estos radioisótopos pueden ser utilizados como trazadores en problemas geohidrológicos. Se trata, -- pues, de trazadores artificiales externos al medio. Este tipo de trazadores son -- útiles para resolver problemas muy localizados y que impliquen tiempos del orden de unos días o meses.

2. EL CICLO DEL AGUA Y LOS ISOTOPOS AMBIENTALES.

2.1. Principales Isótopos de interés en el ciclo del agua. Unidades de medición -

La molécula del agua presenta las siguientes configuraciones isotópicas de interés para la hidrología.



La más abundante es $H_2^{16}O$. La concentración de las otras moléculas es del siguiente orden de magnitud.

$$\begin{aligned} HD^{16}O &\sim 10^2 \text{ ppm} \\ H_2^{17}O &\sim 10^3 \text{ ppm} \\ HT^{16}O &\sim 10^{-11} \text{ ppm} \end{aligned}$$

El carbono 13, estable, y el carbono 14, radiactivo, son dos isótopos de interés en geohidrología. Estos isótopos se incorporan al agua en forma de carbonatos o bicarbonatos disueltos.

El contenido en isótopos estables del agua no se mide en forma absoluta, sino relativo a un patrón, conocido SMOW (Standard mean ocean water). Las unidades de medición son las "delta por mil" y se definen como:

$$\delta \text{‰} = \frac{R_{\text{muestra}} - R_{\text{SMOW}}}{R_{\text{SMOW}}} \times 10^3$$

donde R es la razón isotópica: $\frac{D}{H}$ o $\frac{^{18}O}{^{16}O}$

El tritio se mide en unidades de tritio (U.T.) Una U.T. equivale a 1 -- átomo de tritio por 10^{18} átomos de hidrógeno.

2.2. Los isótopos estables y el fraccionamiento isotópico, los procesos de -- evaporación y condensación.

Imaginemos la siguiente situación.

Se tiene una vasija con vapor de agua. El vapor está saturado y, por lo mismo, se empieza a condensar en pequeñas gotas. Tomamos una muestra de --

vapor y una muestra de líquido y medimos su razón D/H y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$.

Observaremos que el contenido en deuterio y oxígeno 18 del vapor es menor que el del líquido. En notación delta, la fase vapor tendrá un valor menor -- que la fase líquida. Este fenómeno se conoce como fraccionamiento isotópico.

El fraccionamiento isotópico se debe a que la presión de vapor de la moléculas $\text{H}_2\ ^{16}\text{O}$ es mayor que la presión de vapor de las moléculas $\text{H}_2\ ^{18}\text{O}$, HD^{16}O .

El factor de fraccionamiento isotópico se define como

$$\alpha_{L-V} = \frac{R_L}{R_V}$$

R_L : razón isotópica en la fase líquida, R_V : razón isotópica en la fase vapor.

El factor α es igual al cociente de la presión de vapor de la molécula -- ligera ($\text{H}_2\ ^{16}\text{O}$) dividido por la presión de vapor de la molécula pesada -- ($\text{H}_2\ ^{18}\text{O}$, HD^{16}O). Su propiedad más interesante desde el punto de vista de la hidrología es su dependencia de la temperatura. A altas temperaturas el factor α tiende a la unidad, o sea, el fraccionamiento isotópico desaparece. A bajas temperaturas tiende a infinito, esto es, a una separación isotópica total.

Imaginemos, ahora, lo que sucede en la naturaleza!!!

El agua de mar, fuente primaria de la humedad atmosférica y de la precipitación, presenta valores delta alrededor de cero (El patrón de referencia SMOW es una mezcla de las aguas oceánicas). El vapor originado del agua de mar presenta valores delta negativos, típicamente del orden de

$$\delta \text{D}_{\text{‰}} = -22 \qquad \delta \text{O}_{\text{‰}} = -4$$

El vapor de agua se desplaza hacia el continente donde se precipita en etapas sucesivas. El contenido isotópico de la precipitación depende de varios factores, siendo los más importantes :

- Temperatura. Si la temperatura es alta, el contenido en deuterio y oxígeno --
-18 será cercano al del SMOW (valores delta cercanos a cero). Si la temperatura es baja, el contenido en deuterio y O-18 será pobre (valores delta más negativos). Una consecuencia directa es que la precipitación en zonas tropicales presenta valores delta cercanos a cero, mismos que se vuelven más negativos-- conforme la latitud aumenta. Asimismo, en zonas bajas el contenido en deuterio y O-18 de la precipitación es mayor que en zonas de montaña.

- Efecto continental. Conforme la masa de humedad se adentra en el continente - la precipitación presenta valores delta cada vez más negativos, debido a que las moléculas pesadas ($H_2^{18}O$ y $HD^{16}O$

(Se precipitan con preferencia a la molécula ligera ($H_2^{16}O$)).

2.3. La línea meteórica y la línea de evaporación, etc.

Los valores δD , $\delta^{18}O$, a nivel mundial, del contenido isotópico de la precipitación muestran una relación lineal del tipo

$$\delta D\% = 8 \delta^{18}O\% + d \quad (2)$$

Donde d se conoce como exceso de deuterio, siendo su valor típico igual a 10, aunque en ciertas regiones puede alcanzar valores del orden de 20 a 25. (ver figura 1).

Así pues, aguas subterráneas cuyo contenido isotópico coincida con el de la línea meteórica, significa que son aguas de precipitación que se infiltraron sin sufrir modificación en su contenido isotópico.

Por otra parte, si realizamos un muestreo periódico de las aguas de un embalse natural o artificial, a medida que su volumen decrece por evaporación, encontraremos que los valores δD y $\delta^{18}O$ muestran también una relación lineal, pero cuya pendiente varía de 4 a 6, y el exceso de deuterio muestra generalmente valores negativos (ver figura 1). La ecuación tendrá la forma

$$\delta D\text{‰} = m\delta^{18}O\text{‰} + d$$

donde m varía de 4 a 6

Por tanto, en base al contenido isotópico, es posible identificar aguas subterráneas que han estado sujetas a procesos de evaporación parcial antes de infiltrarse.

2.4. Relación entre el contenido isotópico y la altura de la precipitación.

Como se mencionó anteriormente, el contenido de deuterio y oxígeno 18 de la precipitación depende inversamente de la altura. La variación de $\delta^{18}O$ es del orden de 0.1 a 0.5 ‰ por cada 100 m.

Las regiones con orografía accidentada, como es el caso de la mayor parte del país, presentan variaciones notorias en el contenido isotópico de la precipitación. Estas variaciones son muy útiles para identificar zonas de recarga.

2.5. Relaciones entre salinidad y contenido isotópico.

El aumento de la salinidad de las aguas subterráneas es un problema frecuentemente aparejado a su explotación. Entre las causas más importantes pueden citarse las siguientes:

- Evaporación por recirculación del agua de riego .
- Interacción agua-roca, en particular depósitos evaporíticos .
- Intrusión de aguas salinas, especialmente agua de mar.
- Infiltración de aguas superficiales de mala calidad .

En el caso de evaporación, tanto los isótopos pesados (deuterio y oxígeno 18) como el total de sólidos disueltos se concentran en la fase líquida . Como consecuencia se espera que exista una correlación lineal entre δD y $\delta^{18}O$ y la variable TSD o cloruro, que es el ion más conservativo. (ver figura 2).

Salvo sistemas cuya temperatura es superior a los 100°C, el intercambio de deuterio y oxígeno 18 entre el agua y la roca es prácticamente nulo. Así pues, al circular el agua en el subsuelo aumenta su salinidad al disolver a la roca, mientras que su contenido isotópico permanece el mismo. Este hecho es particularmente útil para identificar procesos de salinización por disolución de depósitos evaporíticos. (ver figura 2).

En los dos últimos casos, el contenido en deuterio y oxígeno 18 del agua subterránea, así como su contenido en los iones más conservativos, se ajustará a una línea de mezcla entre el agua original y el agua de mala calidad (ver figura 2).

2.6. Los isótopos radiactivos y el concepto de reloj natural.

Imaginemos que tenemos cierta cantidad de agua a la cual añadimos

100 unidades de tritio y la depositamos en un recipiente cerrado. Al cabo de cierto tiempo, digamos 1 año, medimos la concentración de tritio y encontramos que es menor de 100, debido al decaimiento radiactivo. En otras palabras Si conocemos la concentración original y el sistema permanece cerrado, es posible determinar cuando fue depositada el agua en el recipiente. El tritio, pues, es una especie de reloj natural.

En los sistemas naturales, la situación es más complicada, ya que éstos no son cerrados y la concentración del tritio del agua de recarga no es constante.

El tritio tiene una vida media de 12.26 años. Por lo mismo, cuando el agua subterránea está libre de tritio, se puede concluir que fue infiltrada hace más de 40 años. Si el agua subterránea tiene tritio significa que es agua de recarga reciente o una mezcla de agua antigua con agua reciente.

Con el objeto de tener una idea de los niveles de concentración de tritio en el país, se da a continuación una relación del contenido de tritio de la precipitación pluvial en Veracruz:

1967	30.0 U.T.	1973	10.7	U.T.
1968	22.2 "	1974	12.1	"
1970	24.7 "	1975	8.6	"
1971	19.4 "	1976	7.1	"
1972	14.5 "	1977	8.7	"

3. PROBLEMAS GEOHIDROLOGICOS QUE PUEDEN SER RESUELTOS CON AYUDA DE LOS ISOTOPOS AMBIENTALES.

Los problemas típicos que requieren de las técnicas isotópicas se enumeran a continuación. Durante el curso, estos problemas se ilustran con ejemplos concretos.

- a). -Identificación de zonas de recarga
- b). -Mezcla de aguas de origen diferente
- c). -Comunicación entre acuíferos
- d). -Procesos de salinización del agua subterránea
- e). -Datación de agua subterráneas
- f). -Interacción entre agua superficial y agua subterránea
- g). -Intrusión de agua de mar.

Directorio de Alumnos del Curso: Exploración, Cuantificación y Aprovechamiento de los Recursos Hidráulicos Subterráneos 1981.

1. Miguel Angel Baca Alvarez
Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos
Auxiliar Técnico
Dr. Atl No. 6
Col Sta Ma la Ribera
México 4, D F
566 24 90
Monterrey 284-402
Col Roma
México 7 D F
564 17 19
2. Jesús Agustín Barocio Juárez
Geohidrología y Zonas Áridas
S A R H
Técnico
Rfo Bravo 602 Norte
Col del Valle
Garza García , N L
Rfo Orinoco 390-7
Col del Valle
Garza García, N L
78 40 42
3. Ma. Esther Cabañas Pérez
Carrara 58
Resd Acoxa
México 22, D F
594 62 86
4. Francisco Javier Cabrera Fernández
S A R H
Geólogo
Matamoros y Puebla
Col Centro
Hermosillo, Sonora
3 44 88
Juárez y Fronteras 7
Col Centro
Hermosillo, Sonora
3 71 24
5. Julio Castillo Castillo
Subdirección de Construcción Depto
Fuentes y Abastacimiento
S A H O P
Supervisor
Vallarta 5-3°
San Rafael
México 4, D F
546 81 86
Av 603 # 57
U Aragón
México 14 D F
6. Alejandro Castillo López
Desarrollo de Recursos Naturales SA
Superintendente
Minería 145
México 18, D F
515 75 46
Calle 21 # 15
Ampliación Progreso Nacional
México 14, D F
392 24 14
7. Armando Castillejos Sánchez
Comisión del Plan Nacional Hidráulico
Especialista "U"
Tepic 40-1*
México 7, D F
584 72 01
Nopaltzín 60-506
México 17, D F
584 72 01

8. María Elena Cedillo Reyes
S A R H
Subdirección de Geohidrología y
Zonas Áridas
Amado Nervo 725
San Luis Potosí , S L P
3 08 75
Julio Betancourt 3135
Del Real
San Luis Potosí, S L P
4 40 54
9. Juan Cervantes Díaz
S A R H
Residente General de Geo. y de Z A
1° de Mayo # 11
Tlaxcala, Tlaxcala
2 07 26
Guridi y Alcocer 5
Tlaxcala, Tlaxcala
10. Felipe de Jesús Delgado Saldivar
Prospecciones y Estudios S A
Gerente Técnico
Edif 29 Depto 205 Entrada C
Lomas de Sotelo
México 10, D F
557 54 59
Ret Lanz Duret 42
Periodista
México 10, D F
557 30 85
11. Donald Errasquín Cadena
PEMEX
Jefe de Tratamiento de Aguas
Refinería Ing Antonio M Amor
Salamanca, Gto.
8 00 97
Tierra Blanca 122
Salamanca, Gto.
8 18 63
12. Oscar Arnaldo Escolero Fuentes
S A R H
Técnico Auxiliar
Clavijero 19
Xalapa, Ver
7 45 47
V Carranza 45
Xalapa, Ver.
13. Oscar Etienne Hernández
S A H O P
Supervisor de Perforación y Aforo
Vallarta 5-3°
México 4, D F
546 81 86
14. Javier Flores Hernández
S A H O P
Oficina de Geohidrología
Supervisor
Vallarta 5
México 4 , D F
566 97 81
Emilio Carranza 73
Mag. Contreras
México 20, D F
566 97 71
15. Marco Antonio García Calvario
C F E
Ingeniero Geólogo
Ródano 14
México 5, D F
543 44 51
Ruiz Cortínez 29
Iguala, Gro.
2 17 24

16. Juan de Dios Gallegos López
S A R H
Auxiliar Técnico
Dr Atl 6
México 4, D F
566 24 90
Av del Peñón 436-22
Col Pensador Mexicano
México 9, D F
17. José Victoriano Gasca González
18. Armando Esleban Gayosso Areas
S A R H
Jefe de la Sección Centro
Dr Atl 6
México 4, D F
535 09 40
19. Horacio González Ibarra
S A R H
Reforma 35-10°
México 1, D F
592 50 22 Ext 41
Antonio Caso 82-202
México 4, D F
20. Jorge Guardado Cabrera
S A R H
Aux Sec Administrativa
Dr Atl 6
México 4, D F
566 24 90
17 de Mayo 75-2
México 14, D F
21. Lauro Guzmán Granados
C F E
Técnico Ambientalista de Ira
Laguna Verde, Ver.
7 45 11 Ext 371
Priv del Poeta Jesús Díaz 25
Xalapa, Ver.
22. José Antonio Hernández De La Peña
S A H O P
Supervisor Perforación
Vallarta 5-4°
México 4, D F
566 97 82
Ret 802 # 34
Centinela
México 21, D F
23. Joel Hernández Martínez
S A R H
Av Reforma 69-7°
México 1, D F
546 75 48
Río Remedios 1300
Valle Sur
Durango, Dgo.
t 04 34
24. Francisco Huesca Cardena
S A R H
Subjefe de la Ofi de Usos y
Disposición del Agua
Tonalá 104-1°
México 7, D F
5 84 64 20
Av Naucalpan 18 A
Molinillo
Naucalpan, Edo de México

25. Fermín Isidro Iracheta Martínez
Dirección de Estudios y Evaluación
Jefe de Oficina
Victoria 77C
México 1, D F
521 87 25 Ext 128
Colima 368-B
México 7, D F
5 25 25 73
26. Gustavo Izaguirre Ramos
S A R H
Subdirección de Geohidrología y
Zonas Áridas
Jefe de Oficina
Dr Atl 6
México 4, D F
535 08 17
Díaz Mirón 64
Sta Ma La Ribera
México 4, D F
27. Híquel Angel Jara Moncada
S A H O P
Analista
Av Constituyentes 947
México 18, D F
271 30 00
28. Manuel Jiménez Casillas
29. Carlos M Loya Lopategui
C O M S S A
Director General
Fresas 60 Bís
México 12, D F
559 42 90
30. Jorge Lara González
S A R H
Auxiliar de Residencia
Amado Nervo 725
San Luis Potosí, S.L.P.
3 08 75
Talleres 486
San Luis Potosí S. L. P.
31. Donato Loyo Martínez
Fuentes de Abastecimiento
S A H O P
Vallarta 5-401
México 4, D F
566 97 82
Rufino Blanco Fombona 2524-35
Villa de Cortés
México 13, D F
579 32 88
32. Wilge Mancilla Lazarte
P E G S A
Hidrogeólogo
Tajín 147
México 12, D F
519 23 26
P de la Reforma Norte 630
Unidad Tlatelolco
México 3, D F
529 90 80 Ext. 1704
33. José Luis Manjarrez Rodríguez
DIESEL NACIONAL S A
Dom Conocido
Sahagún, Hgo.
3 05 00
Retorno Aguascalientes 11
B Juárez
Sahagún, Hgo.
3 22 64

34. Galdino Martínez Méndez
S A R H
Subdirección de Geohidrología y
Zonas Áridas
Supervisor de Estudios y Perforación
Atl 6
México 4, D F
535 0817
- José Morán 32-4
Sn M Chapultepec
México 18, D.F.
535 08 17
35. Enrique Mejía Hernández
S A R H
Jefe del Depto
Conjunto CODAGEM
Metepec
Toluca, México
6 09 99 Ext 182
- Duraznos 24
Sta Inés
México 16, D F
382 49 09
36. César Arturo Mejía Núñez
Consultores de Planeación y
Desarrollo S A de C V
Jefe de Proyectos
Zacatecas 229
México 7, D F
574 99 21
- 1a. Cerrada de Xola 9-A
Col del Valle
México 12, D F
543 49 78
37. Roberto Monjaras Rico
S A H O P
Geólogo
Vallarta 5-3°
México 4, D F
566 97 81
- Xochicalco Norte 30 9 A
México 12, D F
519 75 30
38. Raymundo Gabino Noriega
S A R H
Subjefe del Depto
Tonalá 104-2°
México 7, D F
584 64 20
39. José Luis Payón Casillas
S A R H
Auxiliar del Residente de Est y Proy
Carr Dgo a Gómez Km 4
Col Industrial
Durango, Dgo.
40. Angel Manuel Osorio Cortina
Residencia de Geohidrología y
Zonas Aridas
Residente de Hidrología Subterránea
1° de Mayo 11
Tlaxcala, Tlaxcala
2 07 26
- 30 Oriente No 34
Puebla, Pue.
41. 87 90

41. Angel Bernabe Peña Serrano
S A R H
Proyectista
Dir Gral de Obras Hidráulicas e
Ingeniería Agrícola
México 1 D F
546 50 96
I, Zaragoza 191 Bis 5
J Balbuena
México 9, D F
42. José Valentín Pérez Arroyo
S A R H
Jefe de Depto
Reforma 107-1°
México 4, D F
566 96 61
Div del Nte 3390-5
México 21, D F
544 95 58
43. Alfonso Reyes Castillo
S A R H
Auxiliar Técnico
Dr Atl 6
Sta Ma. la Rivera
México 4, D F
566 24 90
Norte 1-A No. 4916
México 14, D F
44. Eduardo Rodríguez Abelino
PEMEX
Coordinador Tratamiento de Aguas
Av. Marina Nal 329
México 17, D F
531 61 54
Rastro 92
México 22, DF
573 5916
45. Juan José Ponce Castellanos
C F E
Ingeniero Geólogo
Ruiz Cortines 29
Iguala, Gro
2 50 35
46. Guillermo Salazar Flores
S A R H
Residente
Pesqueira y Jiménez
Navojoa, Sonora
2 10 32
Hidalgo 809-8 Ote
Navojoa, Sonora
47. Teodoro Sánchez García
ENEP ACATLAN
Profesor
Alcanfores y Sn Juan Tololtepec
Naucalpan, Edo de México
373 23 99 Ext 150
Mineros 62-5
México 2, D F
48. Víctor Manuel Valadez Hernández
S A R H
Jefe de Oficina
P. de la Reforma 35-11°
México 1, D F
592 18 06
Av 1 López Rayón 28
Fuentes de S Cristobal
Estado de México

49. Manuel Veloz Koleff
S A R H
Jefe de Oficina de Sistematización
P de la Reforma 107
México 4, D F
566 06 88 Ext 150
Playa Gultarrón 497
México 13, D F
579 42 68
50. Mario Virgilio Villalobos García
S A H O P
Analista
Constituyentes 947
México 18, D F
271 28 94
Pachuca 157-503
México 11 D F
553 87 96
51. Bernardo Alberto Zamora Barrientos
S A R H
Depto de Hidrología Subterránea
Personal Técnico 13
Dr. Atl 6-2°
México 4, D F
566 24 90
Playa Copacabana 250
México 13, D F
532 82 25

