



Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ingeniería

**La Aplicación de la Geofísica en el Campo
de la Hidrogeología.**

T E S I S

Que para obtener el título de:

INGENIERO GEOFISICO

p r e s e n t a :

Jorge Cuauhtémoc González

México, D. F.

1979



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

INDICE .

	Pág.
I. INTRODUCCION	1
I.1. Origen y finalidad	1
I.2. Breve resumen de los capítulos tratados	2
I.3. Objetivos principales de la Prospección Geofísica en la Hidrogeología	3
II. CLASIFICACION Y BREVE DESCRIPCION DE LOS METODOS- GEOFISICOS	6
II.1. Clasificación de los Métodos Geofísicos	6
II.1.1. Método Gravimétrico	7
II.1.2. Método Magnético	8
II.1.3. Método Eléctrico	9
II.1.4. Método Sísmico	10
III. METODOS GEOELECTRICOS	13
III.1. Clasificación de los diferentes Métodos - Geoelectrónicos	13
III.2. Método Eléctrico Resistivo	16
III.2.1. Introducción	16
III.2.2. Características	17
III.2.3. Principio del método	18
III.2.4. Fundamentos teóricos	20
III.2.5. Dispositivos electródicos	24

	Pág.
III.2.6. Interpretación	28
III.2.6.1. Corriente interpretati va que utiliza métodos empíricos	28
III.2.6.2. Corriente que utiliza los métodos cientifi-- cos	28
III.2.7. Método de superposición con cur-- vas Maestras	34
III.3. Método de Polarización Inducida	38
III.3.1. Introducción	38
III.3.2. Principio del método	39
III.3.3. Parámetros utilizados	40
IV. METODOS SISMICOS	42
IV.1. Prospección Sísmica de Refracción	43
IV.1.1. Principios básicos	43
IV.1.2. Descripción del método	44
IV.1.2.1. Modelo geológico de dos capas horizontales	44
IV.1.2.2. Otros modelos geológi-- cos	47
IV.1.3. Correcciones	51

	Pág.
V. APLICACION Y UTILIDAD DE LOS METODOS GEOELECTRICOS Y SISMICOS EN HIDROGEOLOGIA	53
V.1. En Rocas Sedimentarias	53
V.1.1. Investigación en cuencas sedimentarias	53
V.1.2. Investigación en zonas cársticas	60
V.2. La Investigación en Regiones Plutónicas y Metamórficas	65
V.3. La Investigación en Zona Volcánica	68
V.4. Zonas Costeras	70
VI. ESTUDIO DE UN PROBLEMA ESPECIFICO EN EL QUE SE APLIQUE ALGUNO DE LOS METODOS ENUNCIADOS	73
VI.1. Introducción	73
VI.2. Objetivo del estudio	74
VI.3. Localización	74
VI.4. Geología	75
VI.4.1. Fisiografía	75
VI.4.2. Geomorfología	75
VI.4.3. Hidrografía	75
VI.4.4. Estratigrafía	76
VI.4.5. Hidrogeología	76
VI.5. Estudio Sísmico de Refracción	80
VI.5.1. Objetivo	80

	Pág.
VI.5.2. Trabajo de campo y equipo empleado .	80
VI.5.3. Resultados	81
VI.5.4. Conclusiones	89
VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	90
- Apéndices	93
- Bibliografía	101
- Láminas	107

I. INTRODUCCION.

I.1. Origen y Finalidad.

Es bien sabido por todos nosotros que México es un país con extensas zonas áridas y semiáridas, podríamos decir que aproximadamente setenta y cinco por ciento de su territorio lo constituyen regiones desérticas, donde no existen aprovechamientos superficiales, lo que ha dificultado la proliferación de nuevos polos de desarrollo; sin embargo, muchas de estas zonas cuentan con un potencial de recursos hidráulicos subterráneos susceptibles de ser aprovechados en cualquier tipo de actividad económica implicando la creación de nuevas fuentes de trabajo, obras de infraestructura, mejoras al bienestar económico y social de los pobladores, en fin, todo lo que consigo trae implicado el desarrollo económico.

Este somero panorama nos puede dar idea de la importancia que tiene el recurso agua subterránea, y por consiguiente los métodos empleados en su localización, teniendo particular interés las técnicas Geofísicas, que nos aportan información numérica fidedigna de las características del subsuelo.

El presente trabajo nace como una necesidad de conocer en más detalle los Métodos Geofísicos dedicados a la prospección de agua subterránea, mismos que han demostrado ser muy útiles en la solución de problemas de carácter Hidrogeológico y han venido a marcar nuevas perspectivas en el alumbramiento de agua subterránea.

Una de las finalidades del presente trabajo es dar una idea muy general de la Geofísica Aplicada, y particularizar-
específicamente en su aplicación a la prospección del agua -
subterránea, detallando las técnicas empleadas, como son el-
Método Eléctrico Resistivo, en sus dos modalidades (sondeos-
eléctricos verticales y calicatas eléctricas), la Prospec- -
ción Sísmológica de Refracción y el Método de Polarización -
Inducida.

Otra finalidad es ver la aplicabilidad del método sísmico de refracción a un problema de carácter Hidrogeológico, desarrollando los diferentes pasos que se tienen que seguir, desde el planteamiento de un problema hasta su solución, y así, demostrar la validez, ventajas y limitaciones de este método geofísico.

I.2. Breve resumen de los capítulos tratados.

En el primer capítulo se reseñan brevemente las causas por las que es interesante realizar un estudio de las técnicas geofísicas de exploración aplicadas al agua subterránea, así como, los objetivos específicos y generales que se quieren alcanzar con este trabajo.

En el capítulo segundo se tratará de dar una idea muy-general de los diferentes métodos geofísicos tanto de campo-natural, como de campo artificial, que nos sirven en la prospección del petróleo, recursos minerales, agua subterránea, etc. En este mismo capítulo se tratarán en forma más detallada los métodos utilizados en la búsqueda de agua subterránea, como son: el Método Eléctrico Resistivo, el Sísmico de Refracción y el de Polarización Inducida.

El capítulo tres está dedicado especialmente a tratar los Métodos Geoelectricos. El primer punto presenta las características generales de ellos. Los otros dos puntos tratarán, respectivamente, el Método Eléctrico Resistivo y el de Polarización Inducida.

El capítulo cuatro es la presentación de otro método muy utilizado en problemas hidrogeológicos, éste es el Método Sísmico de Refracción.

El quinto capítulo trata de explicar los tipos de problemas hidrogeológicos que se pueden solucionar con los métodos geofísicos en diferentes zonas litológicas.

El penúltimo capítulo muestra un ejemplo práctico en el que el Método Sísmico se utilizó para la solución de un problema de particular interés desde el punto de vista hidrogeológico. Se plantea el problema, se dan las características de la región, se especifica el método geofísico empleado, la forma en que se efectuó el trabajo de campo y la forma en que se analizó la información y que interpretación se le da a ésta, para finalmente dar las soluciones adecuadas al problema.

El último capítulo corresponde a las conclusiones que se hayan desprendido después de la investigación realizada con la presente tesis.

I.3 Objetivos principales de la prospección Geofísica en la Hidrogeología.

La Geofísica aplicada a la Hidrogeología tratará con problemas de diversa índole, algunos de los que podríamos ci

tar son: Tratar de determinar a que profundidad encontraremos una formación con características adecuadas para contener agua, tratar de detectar algunos estratos impermeables que sirvan como confinantes a un acuífero, precisar el espesor del estrato almacenador de agua etc., como se observa todas estas cuestiones corresponden a problemas de carácter estructural, por lo que podríamos englobarlas en un gran rubro denominado "soluciones de carácter estructural".

Otro asunto que la Geofísica también puede afrontar con buenos resultados, y que desde el punto de vista económico es muy importante, es el de saber, una vez conocida la existencia de un acuífero, la calidad del agua en forma cualitativa.

La Geofísica nos ayuda a determinar los puntos más promisorios en el alumbramiento de agua subterránea, mismos que nos deben garantizar las mejores posibilidades en cuanto a la menor profundidad de perforación y al mayor gasto de agua en la zona.

En las zonas costeras e islas es muy frecuente encontrarse con el problema de la intrusión salina, la Geofísica puede ser una herramienta muy útil para determinar con cierta precisión la profundidad a la que se encuentra la interfase salina, lo que ayuda a prever medidas adecuadas para que los acuíferos de agua dulce en contacto con la interfase salina no vayan a contaminarse por una extracción de agua dulce superior a la recarga del acuífero.

Por lo expuesto anteriormente podemos enunciar en cuatro grandes objetivos el papel que desempeña la Geofísica en la Hidrogeología, a saber:

1. Tratar de resolver problemas de carácter estructural.
2. Inferir cualitativamente la calidad del agua de acuífero.
3. Determinar las localizaciones y profundidades de los puntos de donde se deban emplazar los pozos de exploración y/o explotación.
4. Configurar la interfase salina.

II. CLASIFICACION Y BREVE DESCRIPCION DE LOS METODOS GEOFISICOS.

II.1 Clasificación de los Métodos Geofísicos.

La Geofísica es una ciencia que se basa en leyes físicas y matemáticas para explicar los fenómenos que tienen lugar en la Tierra. Podemos pensar en hacer dos grandes subdivisiones de esta ciencia: la Geofísica Pura, que trata con problemas de carácter eminentemente científicos, en donde se plantean hipótesis y elaboran modelos matemáticos y teóricos que nos ayudan a comprender mejor la estructura de la Tierra y los fenómenos asociados a ella, es decir, su finalidad es casi exclusivamente comprender los fenómenos terrestres sin fines económicos. La otra subdivisión se refiere a la Geofísica aplicada, la que hace uso de los conocimientos adquiridos por la anterior y les da una aplicación práctica, así -- pues, ésta se dedica a estudios restringidos a la corteza terrestre, por ser su finalidad más bien de índole económico.

Los Métodos Geofísicos son los instrumentos de los que se valen, tanto la Geofísica Pura como la Geofísica Aplicada, para desempeñar cada una sus funciones respectivas.

Existen una gran variedad de estos métodos, y cada método tiene sus características especiales, sin embargo, una característica que es común a todos ellos, es que se tratan de métodos indirectos, es decir, que las observaciones que se realizan no son en forma directa, como en el caso de la Geología, sino que son observaciones de campos naturales o artificiales, como el gravitacional, el magnético, campos eléctricos, etc., con las que podremos interpretar las caracte

terísticas geológicas del subsuelo en determinada zona, atendiendo a las propiedades físicas de los diferentes materiales.

Los Métodos Geofísicos se pueden clasificar en cuatro grupos, de acuerdo con los diferentes campos naturales o artificiales y las propiedades físicas de los materiales con los que se trata, estos son:

II.1.1. Método Gravimétrico.

II.1.2. Método Magnético.

II.1.3. Método Eléctrico.

II.1.4. Método Sísmico.

A los métodos gravimétrico y magnético los podemos englobar en un solo grupo, que corresponde al de los métodos de campo natural, ya que, estudian las perturbaciones que determinadas estructuras producen en el campo geomagnético y el gravitatorio. A los otros dos métodos, también se les conoce como métodos de campo artificial, debido a que se puede controlar el lugar, el tiempo y la magnitud de la energía o fuerza perturbadora, que va a dar origen a un campo físico, el que aprovechamos para efectuar las mediciones necesarias y estimar las propiedades físicas de las estructuras o cuerpos subterráneos de nuestro interés.

II.1.1. Método Gravimétrico.

Este método está basado en la gravedad natural, propia de todos los cuerpos. Todos los cuerpos, de acuerdo a la Ley de Gravitación Universal, se atraen entre sí, con una

fuerza inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que los separa y directamente proporcional al producto de sus masas. La Tierra no es un cuerpo uniformemente homogéneo y su topografía presenta formas muy caprichosas, por lo que las medidas de la aceleración de la gravedad en cada punto de la superficie de la Tierra serán sensiblemente diferentes entre sí. La prospección gravimétrica nos ayuda a detectar cuerpos de densidad diferente al de alguna estructura encajonante, es decir debe de existir contraste de densidades entre las estructuras para poder inferir la presencia de algún cuerpo anómalo.

Actualmente, el gravímetro es el aparato que se utiliza para medir las variaciones del campo gravimétrico terrestre debidas a las estructuras geológicas. A partir de estas mediciones se puede efectuar un cálculo aproximado de las diferentes densidades de las formaciones geológicas en contacto y hacer una estimación de la profundidad a la que se encuentra la estructura que causa la anomalía.

Principalmente se utiliza en la búsqueda de estructuras petroleras, como son las crestas de los anticlinales, es útil en la detección de domos salinos y en la localización de ejes de anticlinales. Las mediciones se pueden hacer sobre la superficie del terreno o en el agua.

II.1.2. Método Magnético.

Este método aprovecha el campo magnético emanado de los minerales magnéticos de las rocas, y con sus diferentes magnitudes se pueden calcular las susceptibilidades magnéticas de estos cuerpos rocosos, mismas que ayudan a identifi-

carlos. La prospección magnética nos ayuda a determinar las profundidades de los cuerpos magnéticos anómalos, como lo son depósitos de menas magnéticas, diques y rasgos ígneos similares, asimismo, a conocer la topografía del basamento.

El método magnético es sobretodo utilizado en la exploración minera. En la exploración petrolera es empleado para determinar zonas con pocas posibilidades de contener hidrocarburos.

Las mediciones de las variaciones magnéticas se pueden efectuar en la superficie terrestre, en el agua, o bien, desde el aire, siendo ésta última la forma más utilizada actualmente, porque así se puede reconocer un área en menor tiempo.

II.1.3. Método Eléctrico.

Este método se caracteriza por tomar en consideración las propiedades eléctricas de los diferentes materiales, como la resistividad, o su recíproco, la conductividad, la permeabilidad y la permitividad. La resistividad es el parámetro físico que más se utiliza en la prospección eléctrica para diferenciar las distintas formaciones. Las mediciones que se efectúan en el campo pueden ser, ya sea, de potenciales naturales, o bien, de corrientes transmitidas entre electrodos, de campos eléctricos inducidos, de corrientes telúricas, etc. Con las mediciones de potenciales inducidos se pueden estimar las resistividades de las formaciones del subsuelo, así como, calcular las profundidades aproximadas de las superficies en contacto de las formaciones con contrastes de resistividad.

El método eléctrico nos ayuda a localizar depósitos de

menas que tengan propiedades eléctricas anómalas, también es útil en la determinación de la profundidad de la roca firme y el nivel freático. Es aplicado en la exploración minera y en problemas de ingeniería civil. Es el método que mejores resultados da en la prospección de agua subterránea.

II.1.4. Método Sísmico.

Existen dos variantes de este método: el método sísmico de reflexión y el sísmico de refracción.

El método sísmico de reflexión es uno de los que más logros ha obtenido en la Geofísica Aplicada, tanto en la búsqueda de petróleo, como en la Hidrogeología, debido a que con él se puede precisar hasta una docena de diferentes contactos. En la búsqueda de petróleo sigue siendo el más utilizado, sin embargo, en exploraciones de agua ha dejado de usarse, debido básicamente a dos razones: en general no da buenos resultados a profundidades menores de 200 mts., profundidades características de muchos acuíferos, y por una razón de carácter económico, el equipo de reflexión, tanto de campo como de procesado de información, es bastante más caro que el de refracción.

Con el método sísmico de refracción se efectúan estudios de geología regional, de geología ingenieril y se hacen reconocimientos exploratorios de petróleo. Este es el preferido, sin lugar a dudas, para la prospección de agua subterránea, después del método eléctrico.

Se efectúa un impacto perturbador en un punto de la superficie del terreno y a una distancia relativamente lejana se colocan una serie de receptores con los que vamos a detec

tar la onda refractada y el tiempo requerido por la onda explosiva en volver a la superficie, a partir de esta información se calculan las profundidades de las superficies refractantes y las velocidades de propagación de la onda longitudinal en las diferentes formaciones geológicas, lo que nos ayuda a distinguirlas.

II.2. Métodos Geofísicos adecuados en la prospección de agua subterránea.

De los métodos de prospección geofísica, casi exclusivamente dos de ellos son los apropiados para explorar agua subterránea, estos son: el Método Eléctrico Resistivo y el Método Sísmico de Refracción. En determinado tipo de problemas hidrogeológicos la Polarización Inducida es otro método geofísico también útil.

Ocasionalmente en situaciones geológicas particulares se puede emplear el método gravimétrico, como por ejemplo, para localizar cuencas aluviales subyaciendo a materiales glaciales (Carmichael y Henry, 1977), o el magnético (Stanley, 1975), o bien, emplear el método gravimétrico en combinación con el sísmico de refracción para determinar la estructura y profundidad del basamento de un ancho valle relleno con depósitos aluviales no consolidados en zonas planas y áridas (Van Overmeeren, 1975), sin embargo, estas técnicas han sido hasta la fecha muy poco utilizadas.

De las técnicas geoeléctricas, el método eléctrico resistivo es el que, sin duda, más ventajas tiene sobre los demás en la exploración de agua subterránea. Esto es claro al revisar la diferente bibliografía que sobre el tema existe. De las diversas investigaciones en búsqueda de agua subterrá

nea, la gran mayoría de prospectores opta por escoger alguna modalidad del método eléctrico resistivo: (Serres, 1969), - (Zohdy y Jackson, 1969), (Worthington, 1977), por citar sólo algunos ejemplos.

El método sísmico de refracción involucra las velocidades de propagación de las ondas sísmicas a través de las formaciones geológicas. Se utiliza principalmente para reconocer la naturaleza de la roca que subyace al aluvión, es en este caso que a veces ayuda al método eléctrico, cuando las resistividades del aluvión y la roca subyacente son muy similares. También tiene aplicación en el estudio de acuíferos calcáreos. La operación de la prospección sísmica de refracción es más compleja y el cálculo de los datos toma mayor tiempo, el resultado es que cuesta más que los métodos eléctricos de resistividad, sin embargo, en problemas particulares es preferible su utilización.

Otro método geoelectrico que cada día va cobrando más importancia en la prospección subterránea de agua es el Método de Polarización Inducida, sobre el que desde hace tiempo se han venido realizando diferentes investigaciones de laboratorio y de campo: (Bleil, 1953), (Vacquier, 1957), (Sumi, 1966), (Ogilvy y Kuzmina, 1972), (Angoran, 1977), etc.

III. METODOS GEOELECTRICOS.

III.1. Clasificación de los diferentes métodos geoelectricos.

Existe una gran diversidad de métodos geoelectricos, - cada uno con sus características y finalidades propias, que - podemos agrupar en dos grandes conjuntos, atendiendo a que - si el campo que está en estudio, es natural o se crea artifi - cialmente. De esta manera se habla de los métodos de campo - natural y los de campo artificial.

Los métodos de campo natural son los que se dedican al estudio y medición de los campos que se producen en forma - natural, como lo son el producido por las corrientes telúricas o el campo magnético propio de la Tierra. Se diferencian básicamente del otro grupo porque no hay que aplicar ningún - tipo de energía al terreno para efectuar las mediciones de - interés.

En los métodos de campo artificial, como su nombre lo - indica, es necesario generar un campo artificial en un medio determinado, esto lo podemos lograr proporcionando energía - al terreno, ya sea, en forma de corriente continua o varia-- ble.

Dentro de la gran variedad de métodos geoelectricos - existen dos técnicas que merecen especial atención, en cuan - to a la aplicación que tienen en hidrogeología, estos son: - los sondeos eléctricos verticales y las calicatas eléctricas, que son técnicas de campo artificial en las que se utiliza - corriente continua, también se les conoce a ambas como el Mé - todo Eléctrico Resistivo.

Otro de los métodos geoelectrónicos que tienen aplicación en la búsqueda de agua subterránea es el de la Polarización Inducida. Vacquier (1957) fue el primero que propuso a la Polarización Inducida como un método útil en la prospección de agua subterránea, aunque el fenómeno no está del todo comprendido y estudiado, ya ha habido quien lo ha utilizado en la práctica, Sumi (1965), Bodmer (1968).

Existe otro fenómeno que se conoce con el nombre de electrofiltración, éste aparece en todos los terrenos, pero en general es muy débil, por lo que casi no es utilizado y, además está poco estudiado. Tiene aplicación en geohidrología, ya que, por ejemplo en zonas de rotura, arenas, areniscas alteradas, zonas accidentadas, etc., se puede utilizar para conocer la marcha de las aguas subterráneas y estimar las fugas de agua en presas.

El método radio-kip o de radio comparación utiliza el campo electromagnético de emisoras lejanas, para efectuar calicatas poco profundas. Tiene aplicación en estudios hidrogeológicos, ya sea, en la detección de cavidades cársticas y zonas carstificadas, como, en la búsqueda de lentejones de agua dulce entre aguas saladas. Hasta el momento, al igual que el anterior, casi no es utilizado.

De todos los métodos geoelectrónicos el que más se utiliza hasta ahora en la prospección de agua subterránea, por dar resultados bastantes buenos, es el Método Eléctrico Resistivo. El otro método que parece bastante prometedor en la exploración de agua subterránea, pero que sin embargo, no ha sido tan ampliamente desarrollado como el de resistividades, es el de Polarización Inducida. Ambos métodos los trataremos en más detalle en los dos puntos siguientes.

La utilización de los demás métodos geoelectricos está encaminada a la solución de otro tipo de problemas, como la localización de metalizaciones conductoras, es decir, aplicaciones en la minería; solución de problemas en ingeniería civil, búsqueda de ruinas arqueológicas, entre otras aplicaciones, por lo que los pasamos por alto.

III.2. Método Eléctrico Resistivo.

III.2.1. Introducción.

El Método Eléctrico Resistivo es el que más se ha utilizado en la exploración de agua subterránea, debido a que es relativamente bastante económico y a que las interpretaciones geológicas que con él se logran resultan muy buenas, además de que resulta bastante sencillo el trabajo que hay que ejecutar en el campo.

Este método consiste de dos modalidades, éstas son: - Los sondeos eléctricos verticales y las calicatas eléctricas. De estas dos modalidades los sondeos eléctricos verticales son los preferidos en la prospección de agua subterránea, por lo que nos referiremos casi exclusivamente a ellos.

Debe tenerse claro, que éste, ni ningún método geofísico, hasta el momento, nos determina con precisión si existe o no existe agua en una determinada zona. El Método Eléctrico Resistivo nos ayuda a delimitar estructuras o formaciones geológicas, con características litológicas apropiadas para contenerla.

También debe ser bien claro que la delimitación de las diferentes formaciones geológicas, con este método, no es posible, si éstas no guardan un contraste de resistividades marcado entre sí; si se trata de formaciones con características litológicas muy diferentes, pero con resistividades muy parecidas, poco o nada puede hacer el método.

III.2.2. Características

El Método Eléctrico Resistivo se caracteriza por ser un método de campo artificial y por utilizar a la resistividad (ρ), que es una propiedad física que presentan todos los materiales, para identificar a las formaciones geológicas subterráneas.

Aunque la resistividad no es única para los materiales en las condiciones en que se presentan en la naturaleza, ya sea, intemperizados, con inclusiones de agua de diferentes calidades, o con intercalaciones de otros materiales, etc., resulta un buen indicador para determinar, en un marco geológico dado, las diversas formaciones o estructuras subterráneas.

La finalidad de los sondeos eléctricos verticales es determinar la distribución de resistividades de las diferentes capas subterráneas, bajo el centro del tendido eléctrico. Los resultados de un sondeo son superiores cuando las capas son homogéneas con respecto a la resistividad y están estratificadas en capas horizontales.

El objetivo de las calicatas eléctricas es estudiar las variaciones laterales de la resistividad del subsuelo, sobre un perfil, a una profundidad más o menos constante.

Las calicatas eléctricas nos ayudan a detectar contactos geológicos verticales o inclinados, cambios laterales de facies, diques y otras estructuras.

III.2.3. Principio del método

Si introducimos una corriente continua o de muy baja frecuencia (menor de 1 Hz), con dos electrodos metálicos - - (AB) conectados a una fuente de energía (I), se crea un campo electromagnético artificial, que origina diferencias de potencial en la superficie del terreno, estas diferencias de potencial las podemos recibir y medir, con otro par de electrodos (MN) y un voltímetro (V), como se muestra en la figura III.1.

La disposición que guarden los cuatro electrodos entre sí, las diferencias de potencial medidas y las corrientes introducidas al terreno, nos van a servir en la práctica para conocer la distribución de resistividades en el subsuelo y los espesores de las distintas formaciones geológicas.

La forma como vamos a utilizar a estos parámetros para conocer el subsuelo se describe en el punto dedicado a la interpretación con métodos científicos.

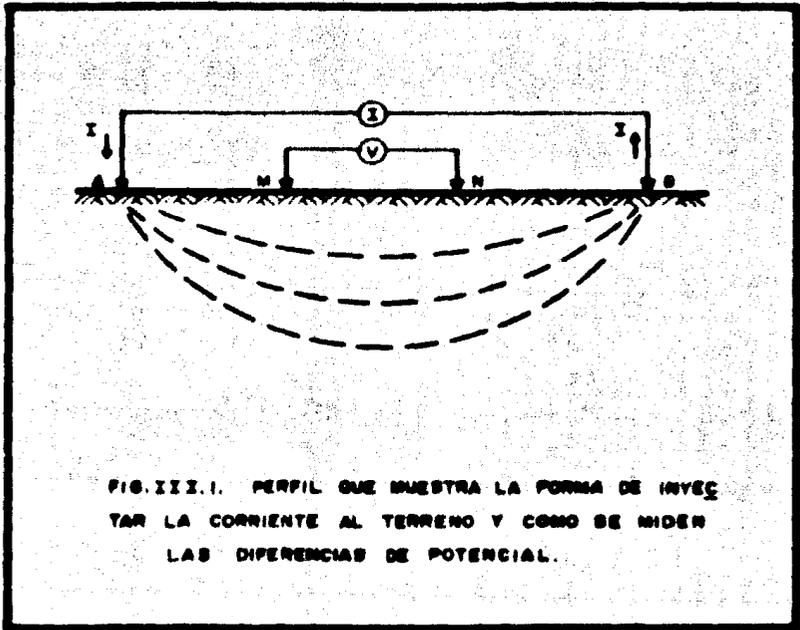


FIG. III.1. PERFIL QUE MUESTRA LA FORMA DE INYECTAR LA CORRIENTE AL TERRENO Y COMO SE MIDE LAS DIFERENCIAS DE POTENCIAL.

III.2.4. Fundamentos Teóricos

- Diferencia de potencial entre dos electrodos MN.

Consideremos un semiespacio homogéneo e isótropo, para deducir la distribución de los potenciales sobre el terreno, causados por la inyección de una corriente continua a través de un electrodo.

Supongamos una semiesfera alrededor del electrodo A de corriente (fig. III.2.), la densidad de corriente \bar{J} a todo lo largo de la superficie semiesférica será radial con centro en A y de la misma intensidad. La corriente I será igual a la integración de \bar{J} en toda la superficie semiesférica, o sea:

$$I = 2 \pi r^2 \bar{J}$$

de donde

$$\bar{J} = \frac{I}{2 \pi r^2} \dots \dots \dots (III.1)$$

sabemos que

$$\bar{J} = \sigma \bar{E} \dots \dots \dots (III.2)$$

donde

\bar{E} : campo eléctrico

Igualando (III.1) y (III.2), tenemos:

$$\sigma \bar{E} = \frac{I}{2 \pi r^2}$$

y despejando a \bar{E} obtenemos el campo eléctrico producido por un electrodo puntual:

$$|\bar{E}| = \frac{I}{2 \pi r^2 \sigma} = \frac{I \rho}{2 \pi r^2}$$

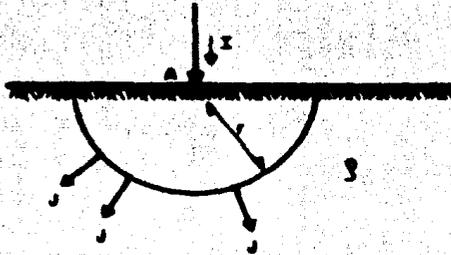


FIG. III. 2. ELECTRODO PUNTUAL (A) INYECTANDO CORRIENTE (I) EN UN SEMESPACIO HOMOGENEO.

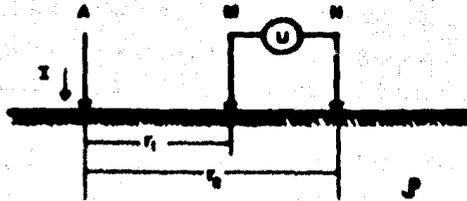


FIG. III. 3. PERFIL PARA DEFINIR U_M^{∞} CAUSADA POR UN ELECTRODO PUNTUAL A.

De la definición de campo eléctrico:

$$\vec{E} = -\nabla U$$

la diferencia de potencial entre dos puntos cualquiera MN en la superficie del terreno, causada por un electrodo puntual A (fig. III.3.), será:

$$U_N^M = - \int_N^M \vec{E} \cdot d\vec{l}$$

si son r_1 y r_2 las distancias respectivas de los puntos M y N al electrodo A, tendremos:

$$U_N^M = - \int_{r_2}^{r_1} \frac{I \rho}{2 \pi r^2} dr$$

$$U_N^M = - \frac{I \rho}{2 \pi} \left[\frac{r_1}{r_2} - \frac{dr}{r^2} \right]$$

$$U_N^M = \frac{I \rho}{2 \pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \dots \dots \dots (III.3)$$

expresión que muestra la diferencia de potencial entre M y N sobre el terreno, causada por un electrodo puntual A.

-- Resistividad Aparente

Despejando a ρ de la expresión (III.3), conocemos la resistividad real de un subsuelo homogéneo:

$$\rho = 2 \pi \left[\frac{r_1 \cdot r_2}{r_2 - r_1} \right] \frac{\Delta V}{I}$$

Si sustituimos los datos obtenidos en una medición de-

campo (r_1 , r_2 , ΔV , I) en esta expresión, la resistividad no va a ser la real del subsuelo, puesto que normalmente el subsuelo es heterogéneo, entonces a la resistividad así obtenida la denominaremos resistividad aparente, y la expresaremos como ρ_a .

A la resistividad aparente (ρ_a) también la podemos expresar de la siguiente forma:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \dots\dots\dots (III.4)$$

donde K es una constante que depende del arreglo o dispositivo electródico, y se le conoce con el nombre de Factor Geométrico; ΔV es la diferencia de potencial entre los electrodos M y N ; e I es la intensidad de corriente inyectada al tereno a través de A .

Esta resistividad aparente es un parámetro que se utiliza en la interpretación de los sondeos eléctricos verticales para determinar la distribución de resistividades en el-subsuelo.

Existen varias formas de arreglar a los electrodos sobre el terreno, a estos arreglos ya establecidos se les conoce como dispositivos electródicos y a continuación se describen.

III.2.5. Dispositivos electródicos.

Existen tres tipos esenciales de arreglos electródicos: los dispositivos lineales, los dipolares y los compuestos.

Los dispositivos electródicos lineales, son aquellos - en los que los cuatro electrodos se encuentran sobre una misma línea. El arreglo Schlumberger, que es un arreglo de este tipo, consiste en colocar los dos electrodos de potencial - (NM) muy cercanos, en comparación con la distancia de separación entre los de corriente (AB), (Fig. III.4.a). El factor-geométrico (K) para este arreglo es: $\pi r(r + a)/a$.

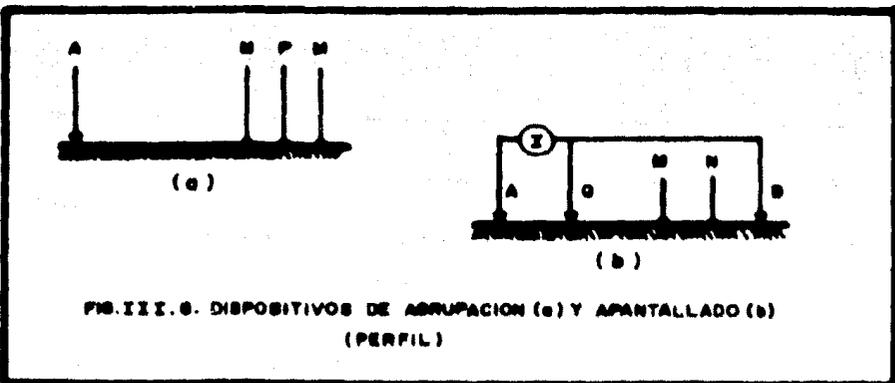
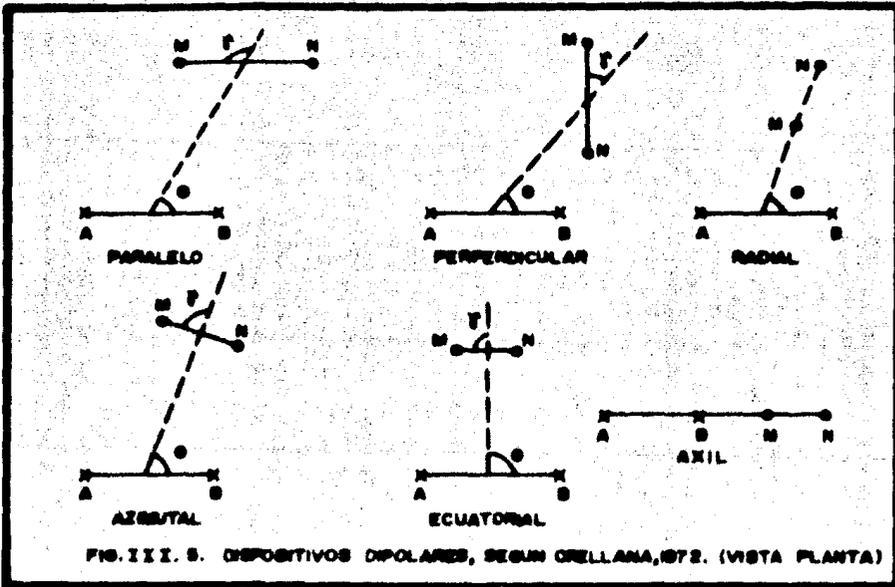
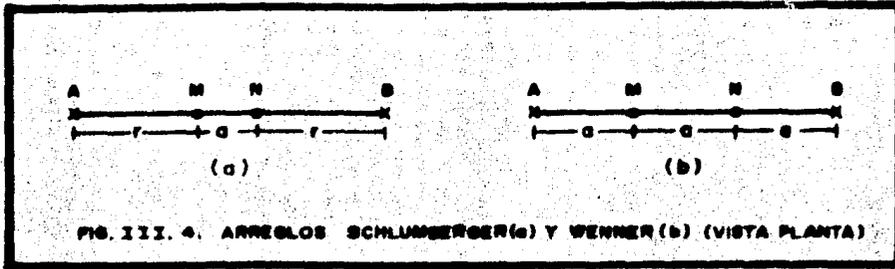
Otro arreglo importante de este grupo es el denominado Wenner, en el que la separación entre electrodos es igual y constante, (Fig. III.4.b). El factor geométrico es igual a $2 \pi a$.

Los dispositivos electródicos dipolares se caracteri-
zan porque los electrodos de corriente se colocan muy cerca, con la idea de formar un dipolo, e igualmente se hace con los de potencial, separando ambos dipolos en cualquier dirección. Dentro de este grupo encontramos las siguientes modalidades, que dependen de la posición que guardan entre sí los electrodos de potencial y de corriente: dispositivo paralelo, perpendicular, radial, azimutal, ecuatorial y axial, (Fig. III.5). Los factores geométricos de estos arreglos se obtienen, - sustituyendo los valores respectivos de δ y θ en K, de la siguiente expresión:

$$\rho_a = \frac{2 \pi R^3}{AB \ MN} (2 \cos \delta \cos \theta + \text{sen } \delta \text{ sen } \theta)^{-1} \frac{\Delta V}{I}$$

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I}$$

Para el dispositivo paralelo: $\delta = 2 \pi - \theta$, y



$$K = \frac{2 \pi R^3}{AB \overline{MN}} (2 \cos^2 \theta - \sin^2 \theta)^{-1}$$

Para el perpendicular: $\gamma = \frac{\pi}{2} - \theta$, y

$$K = \frac{\pi R^3}{AB \overline{MN}} \frac{4}{3 \sin 2\theta}$$

Para el radial: $\gamma = 0$, y

$$K = \frac{\pi R^3}{AB \overline{MN}} \frac{1}{\cos \theta}$$

Para el azimutal: $\gamma = \frac{\pi}{2}$, y

$$K = \frac{2 \pi R^3}{AB \overline{MN}} \frac{1}{\sin \theta}$$

Para el ecuatorial: $\gamma = \theta = \frac{\pi}{2}$, y

$$K = \frac{2 \pi R^3}{AB \overline{MN}}$$

Para el axial: $\gamma = \theta = 0$, y

$$K = \frac{\pi R^3}{AB \overline{MN}}$$

Se conocen con el nombre de dispositivos compuestos a aquellos a los que se agrega uno o varios electrodos más, en cualquiera de los dispositivos anteriores. Si se anexa un -

electrodo de potencial, entonces, el dispositivo será un com puesto de agrupación (Fig. III.6.a); si es o son de corriente, se conoce con el nombre de dispositivo apantallado, (Fig. - III.6.b).

De todos estos dispositivos los más utilizados son el-Schlumberger, el Wenner y los dipolares. Se puede decir que en general el más extensamente usado es el arreglo Schlumberger, por sus características particulares y porque se le ha estudiado más ampliamente. Sin embargo, los arreglos dipolares ecuatorial y azimutal han sido también muy utilizados en la exploración de agua subterránea (Zohdy, 1969; Zohdy y -- Jackson, 1969).

III.2.6. Interpretación.

Existen dos corrientes interpretativas que se bifurcan y que difieren, tanto en los conceptos fundamentales de la teoría geoelectrica, como en las técnicas de interpretación.

III.2.6.1. Corriente interpretativa que utiliza métodos empíricos.

El primer género es el que utiliza los denominados métodos empíricos, sin ninguna justificación teórica. Estos utilizan la curva de resistividades aparentes original o modificada, que se obtiene experimentalmente en el campo, y hacen una interpretación cuantitativa basándose exclusivamente en la forma que guarda esta curva (Barnes; Moore; Lancaster-Jones; Gish-Rooney), efectuando determinaciones de la distribución de resistividades en el subsuelo, únicamente observando los puntos de inflexión, máximos y mínimos de la curva. En realidad, la utilización de estos métodos no es aconsejable, ya que, si alguna vez llegan a dar buenos resultados, es obvio, que en la generalidad de los casos estas técnicas fallen.

III.2.6.2. Corriente que utiliza los métodos científicos.

La otra corriente corresponde a los métodos científicos que están bien fundamentados teóricamente, y que han venido a desplazar a los empíricos, por tener estos últimos un carácter poco científico.

En el Método Eléctrico Resistivo existen fundamentalmente dos tipos de problemas que hay que solucionar, estos son el problema directo y el inverso, que se caracterizan de la siguiente manera:

El problema directo consiste en determinar la curva teórica de resistividades aparentes, a partir de un modelo estructural del subsuelo, normalmente se trata de un modelo de capas estratificadas homogéneas e isotrópicas. Este problema ha sido abordado por diferentes investigadores y se han encontrado distintos procedimientos para su solución. Entre los autores que podríamos mencionar están Maillet (1947), Hummel (1932), Stefanescu (1930), Orellana y Mooney (1966) y muchos otros más.

Maillet en 1947 sentó los principios fundamentales de la prospección geoelectrica, planteó en forma general el problema de los medios estratificados y demostró que la distribución de potencial eléctrico en la superficie límite del medio estratificado, queda determinada por las funciones: Resistencia transversal unitaria (R) y Conductancia longitudinal unitaria (C). Estas funciones se definen de la siguiente manera:

$$R = \sum_{i=1}^n E_i \rho_i$$

$$C = \sum_{i=1}^n \frac{E_i}{\rho_i}$$

donde E_i es el espesor del i -ésimo estrato y ρ_i es la resistividad del mismo, (Fig. III.7).

A Hummel (1937), Stefanescu (1930) y otros investigadores se atribuyen el estudio de la distribución de potenciales en la superficie del terreno, sobre un subsuelo horizontalmente estratificado, con capas homogéneas e isotrópicas, cuando se aplica corriente continua al terreno a través de un electrodo puntual.

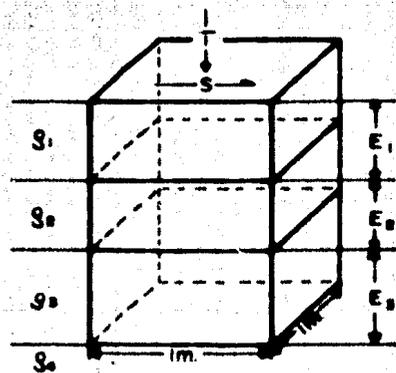


FIG. III. 7. SIGNIFICADO DE LOS PARAMETROS T Y S .

Uno de los procedimientos para resolver el problema directo es el llamado Método de las Imágenes, con el que podemos conocer en un modelo estratificado la distribución de potenciales en la superficie del terreno, debida a uno o varios electrodos puntuales, también colocados en la superficie, sin embargo, la ecuación que expresa esta distribución tiene el inconveniente que converge dilatadamente, lo que hace que este método no sea del todo práctico y económico (Orellana, 1972).

Otro método consiste en utilizar la integral de Stefanescu et al (1930), expresión que fija la distribución del potencial (U) sobre la superficie de un semiespacio estratificado a una distancia r de un manantial puntual de corriente de intensidad I:

$$U(r) = \frac{\rho_1 I}{2 \pi r} \left[1 + 2r \int_0^{\infty} \Theta J_0(rt) dt \right]$$

donde ρ_1 es la resistividad de la capa superficial, J_0 es la función de Bessel de primera clase y orden cero, y Θ es la "función núcleo" que depende de las resistividades y espesores de las capas, y el parámetro de integración t. Esta expresión da una convergencia más rápida y en base a ella se calcularon y dibujaron las curvas maestras de Orellana y Mooney (1966).

Otro de los métodos está basado en la solución de la ecuación de Laplace, que es más eficaz que los métodos anteriores.

Van Dam (1967) publicó dos desarrollos matemáticos, para graficar las curvas teóricas de resistividades aparentes, a partir de un modelo geológico estratificado. Argelo (1967) tradujo estos desarrollos al lenguaje Algol, para poder ser-

procesados por computadora digital.

Con auxilio de los métodos anteriores y otros se han trazados varios conjuntos de curvas teóricas de resistividades aparentes, también se les conoce como curvas patrón o maestras, para diferentes configuraciones del subsuelo. Para cada modelo geológico estratificado se tiene una curva maestra; puede existir un número infinito de modelos geológicos, ya sea, al variar el espesor de los estratos o el número de capas o las resistividades de éstas, y de la misma forma el número de curvas maestras es infinito.

Pese a lo anterior, se han publicado un número bastante considerable de curvas maestras para el caso de dos, tres y cuatro estratos, con las que, para muchos casos prácticos, son suficientes, (Compagnie Générale de Géophysique, 1955, - 1963; Mooney y Wetzel, 1956; Flathe, 1963; Orellana y Mooney, 1966; Rijkswaterstaat, 1969).

Por otro lado, existen una variedad de métodos para encontrar un modelo teórico del subsuelo a partir de las observaciones de campo, es decir, que resuelva el problema inverso.

El más ampliamente difundido y utilizado es el de ajuste de curvas de campo de resistividad aparente con catálogos de curvas maestras teóricas, en combinación con los métodos del punto auxiliar (Zohdy, 1965; Orellana y Mooney, 1966), - al que describiremos en más detalle en el siguiente punto.

Otro método utiliza la función Kernel o la transformada de la resistividad aparente (Koefoed, 1968).

Zohdy (1975) usa las funciones de Dar Zarrouk modificadas, que producen un algoritmo iterativo rápido, generando un perfil de capas de un sondeo Schlumberger. Con este método

do se puede proceder a interpretar, sin conocer de antemano el número de estratos del subsuelo, sus espesores o sus resistividades. Es muy útil este método donde no hay información geológica subterránea disponible.

Una aproximación más sofisticada hace uso de la teoría inversa lineal generalizada (Inman et al, 1973; Inman 1975), para invertir directamente las diferencias de potencial, obtenidas de sondeos eléctricos resistivos con corriente continua.

Rijo et al (1977) utilizan un algoritmo de inversión regresivo de canal automático, similar al de Inman (1975), en combinación con un filtro digital directo rápido (Ghosh, 1971), con el que se reducen los costos de interpretación considerablemente, en computadora digital.

Oldenburg (1978) desarrolla un método iterativo para invertir las diferencias de potencial, con la teoría inversa linealizada de Backus y Gilbert (1967), con el que también se puede construir un modelo de resistividad del subsuelo.

III.2.7. Método de Superposición con Curvas Maestras.

De los métodos de interpretación científica el más utilizado es el de superposición con curvas maestras, por ser bastante sencillo de practicar y el más económico hasta el momento.

El método tiene una base teórica correcta y su aplicación es sencilla y rápida. A primera vista, podría parecer que por tratarse de un método gráfico, el método no es bastante exacto, pero en la práctica resultan más grandes los errores de las mediciones experimentales, que los que se cometen por causas de dibujo. En general, si las mediciones son muy defectuosas o la prospección se realiza sobre un subsuelo que no se aproxime a un modelo de capas estratificadas, las curvas de campo no se podrán hacer coincidir con las maestras, lo que hace disminuir la posibilidad de efectuar interpretaciones erróneas.

El mayor de los inconvenientes del método es que conforme aumenta el número de estratos de un modelo del subsuelo, el número de curvas maestras se multiplica considerablemente, lo que lo hace en ocasiones impracticable (Orellana - 1966). Sin embargo, existe el método del punto auxiliar, que en combinación con el anterior pueden superar esta dificultad.

El método del punto auxiliar es un método semiempírico, que consiste en combinar dos o más capas homogéneas e isotropas en una capa anisótropa, que a su vez es equivalen-

te con otra capa ficticia homogénea e isótropa, es decir, un modelo de muchas capas, lo podemos ir reduciendo sucesivamente a un modelo simple de dos o tres capas (Zohdy, 1965).

Este procedimiento requiere el uso de una o hasta cuatro cartas que representan familias de curvas auxiliares, presentadas por Ebert en 1943 (Zohdy, 1965), en complemento de las curvas maestras de dos y tres capas.

Otro de los inconvenientes del método de superposición es la falta de resolución, ya que, una misma curva de resistividades aparentes puede tener varias interpretaciones del subsuelo igualmente válidas.

Ahora bien, las profundidades obtenidas con este método pueden no corresponder a la realidad, ya sea, por la presencia de capas anisótropas o por efecto del "principio de equivalencia".

Dicho principio asevera que cuando una capa tiene una resistencia transversal unitaria (R) grande en comparación con las capas inmediatamente sobre y subyacentes, la curva de resistividades aparentes está influenciada sólo por el valor de R , y no independientemente por los valores ρ_i y E_i de la capa respectiva. Lo mismo sucede con la conductancia longitudinal unitaria (C).

- Procedimiento práctico para interpretar.

Los datos de resistividad aparente obtenidos en cada sondeo eléctrico vertical se representan por medio de una curva, en función de las distancias entre electrodos.

Cuando se utiliza el dispositivo Schlumberger, las resistividades aparentes ρ_a se llevan en ordenadas, y en abscisas las distancias $AB/2$ (AB distancia entre los electrodos de corriente).

Las curvas de campo deben estar dibujadas sobre papel bilogarítmico del mismo módulo utilizado en las curvas patrón, de preferencia que sea papel transparente, por ejemplo papel albanene.

Antes de comenzar se debe decidir si la curva de campo corresponde a una estructura con dos, tres o cuatro capas, para así determinar el conjunto de curvas que nos puede ser útil.

Como ejemplo vamos a mencionar los pasos que hay que seguir para interpretar un modelo simple de dos capas. Para el caso de tres, cuatro o más, consultar las Tablas y Curvas Patrón (Orellana y Mooney, 1966).

1. Tómese la lámina de curvas patrón de dos capas que figuran en la colección de Orellana y Mooney (1966).

2. El papel transparente que contiene la curva de campo se superpone a la lámina de curvas patrón.

3. Desplácese un papel respecto del otro, manteniendo-

los ejes paralelos, hasta que la curva de campo coincida con alguna de las curvas patrón. Es válido interpolar entre éstas.

4. Cálquese sobre el papel transparente la cruz u origen de coordenadas de las curvas patrón, y también la marca de resistividad o señal numerada que aparece en el eje vertical de las curvas patrón, que corresponde a la curva teórica para la cual se obtuvo coincidencia.

5. El espesor de la primera capa será igual a la abscisa de la cruz en el gráfico de campo. La resistividad de la primera capa será igual a la ordenada de la cruz en el gráfico de campo. La resistividad de la segunda capa será igual a la ordenada, en el gráfico de campo, de la marca de resistividad.

III.3. Método de Polarización Inducida.

III.3.1. Introducción.

El fenómeno de polarización inducida fue descrito por primera vez por C. Schlumberger antes de 1920, y no es sino hasta mediados del siglo que comienza a tomar particular interés, por pensarse que podría ser de utilidad en la detección de cuerpos conductores. Hasta ahora, la principal aplicación del método que utiliza el fenómeno de la polarización inducida, y del que toma su nombre, es la búsqueda y localización de minerales conductores y semiconductores, sin embargo, ya ha sido utilizado en prospecciones encaminadas a la resolución de problemas hidrogeológicos, siendo ésta la segunda aplicación de importancia del método.

Fue Vacquier (1957) el que por primera vez postuló a la polarización inducida como un método que podría tener aplicaciones en la exploración de agua subterránea, él efectuó investigaciones, tanto en laboratorio como en el campo, y llegó a conclusiones interesantes que marcan las bases para continuar las investigaciones en esta área.

Dos años después de la publicación de Vacquier, Ogilvy y Kuzmina, en Rusia, comenzaron investigaciones sistemáticas de las aplicaciones del método. Sumi (1965) reporta un trabajo en el que describe algunos proyectos de agua subterránea en los que utilizó el método de polarización inducida y menciona los resultados exitosos a los que con él arribó. Asimismo, Bodmer (1968) publicó los resultados que tuvo en la localización de capas arcillosas en aluviones. Existe mucha bibliografía sobre el tema, pero la mayoría de los autores reportan investigaciones teóricas acerca de las causas que provocan la polarización inducida y que hasta el momento no-

están del todo claras.

III.3.2. Principio del Método.

Si se introduce una corriente continua o alterna, a través de dos electrodos, al terreno durante un lapso de tiempo, y bruscamente se interrumpe ésta, se observa que el potencial registrado en el terreno, con otro par de electrodos, no desaparece instantáneamente, sino que decae continuamente en una fracción corta de tiempo, esto se debe al fenómeno llamado polarización inducida.

Debemos hacer dos distinciones básicas de la polarización inducida, una corresponde a la llamada polarización de electrodo y la otra se llama polarización de membrana.

La polarización de electrodo tiene lugar de la siguiente forma: la corriente eléctrica en un electrolito es conducida por los iones presentes, si se interpone a su paso una partícula mineral, entonces los iones se acumulan en la interfase electrolito-partícula, estas cargas crean un voltaje que se opone al flujo de la corriente eléctrica a través de la interfase, si se interrumpe la corriente, entonces un voltaje residual continua existiendo a través de la partícula, debido a los iones externos, pero decrece continuamente conforme los iones se distribuyen en el electrolito, lo que crea el fenómeno.

La polarización inducida por membrana se debe a la presencia de partículas de arcilla, las que forman a su alrededor una capa de iones positivos, y cuando una corriente fluye a través de las partículas de arcilla, los iones positivos se desplazan, y al interrumpir la corriente los iones positivos tienden a guardar su equilibrio inicial, esta redistribución es lo que origina el voltaje de decaimiento entre dos electrodos, y que da lugar al fenómeno mencionado.

III.3.3. Parámetros utilizados.

Si la corriente que se introduce es un tren continuo - de pulsos, se dice que se trabaja en el dominio del tiempo, - si es una corriente alterna, se trabaja en el dominio de las frecuencias. Actualmente ambos dominios se utilizan en - - igual proporción.

La distribución de electrodos en el terreno, puede con sistir de las mismas modalidades que en el método eléctrico-resistivo, es decir, utilizar dispositivos simétricos o dipo lares. Otra similitud con el método eléctrico resistivo es- que se pueden efectuar sondeos y calicatas, pero de polariza ción inducida.

Los parámetros que se utilizan para medir la Polariza- ción inducida son: Polarización (η) o cargabilidad o pola- rización inducida (PI), en el dominio del tiempo; el efecto- de frecuencia (EF) y el factor metálico (FM), en el dominio de las frecuencias.

La polarización inducida se expresa como:

$$PI = \frac{V_t}{V_c} \frac{[mV]}{[V]}$$

donde, V_c es la tensión de carga, que corresponde al poten- cial leído entre los electrodos M y N, una vez estabilizada- la corriente inyectada y V_t es la tensión residual, que es- el potencial leído entre los electrodos M y N, en un momento t segundos después de interrumpida la corriente.

Si la PI se expresa en tanto por ciento, se le llama - polarizabilidad (η).

Si en lugar de leer un solo valor de V_t , se integra en un lapso de tiempo, la PI se expresa:

$$PI = \frac{\int_{t_1}^{t_2} v(t) dt}{V_C}$$

El efecto de frecuencia porcentual se puede obtener con:

$$EF = \left[\frac{\rho_{max}}{\rho_{min}} - 1 \right] \times 100$$

donde, ρ_{max} es la resistividad aparente máxima, medida con una baja frecuencia, y ρ_{min} es la resistividad aparente mínima, medida con una frecuencia superior.

La fórmula del factor metálico es:

$$FM = \frac{EF}{max} \cdot 2 \pi \cdot 10^5$$

IV. METODOS SISMICOS.

Existen en la sismología de exploración básicamente dos modalidades, la primera se refiere al método sísmico de reflexión, el que nos sirve para hacer investigaciones a grandes profundidades, y el método sísmico de refracción, que es más útil en exploraciones someras.

El método de reflexión por sus características particulares está más bien encaminado a la exploración petrolera, por lo que no lo trataremos.

El método de refracción sísmica es el que se utiliza en la exploración de agua subterránea. Aunque el método de reflexión tiene grandes ventajas sobre el otro, sobretodo que da un esquema estructural más preciso del subsuelo, el de refracción es, en el campo de la hidrogeología, el que se utiliza.

Algunas de las razones por las que la refracción es preferida en la solución de problemas hidrogeológicos son las siguientes:

a) El equipo de exploración sísmico de refracción es mucho más simple y económico.

b) El trabajo de campo es relativamente sencillo, no tan sofisticado como el necesario en la exploración de reflexión.

c) Por las características del método de refracción, se cubren grandes distancias en poco tiempo.

d) En ciertas áreas es casi imposible obtener buenos reflejos, un ejemplo típico son los valles aluviales, que en la generalidad de los casos, son los mejores acuíferos.

e) No se necesita un conocimiento previo de las velocidades de los estratos, como en el caso de reflexión. Sino que a través del mismo desarrollo se obtienen éstas.

IV.1. PROSPECCION SISMICA DE REFRACCION.

IV.1.1. Principios básicos.

El método está basado en que los materiales tienen diferentes propiedades elásticas, y con ayuda de esta característica y del conocimiento que se tiene de la propagación de las ondas elásticas, podemos distinguir y diferenciar a las formaciones geológicas.

Al provocar una perturbación en la superficie del terreno, con alguna determinada fuente de energía, en la mayoría de los casos se utiliza dinamita, vamos a originar que se propaguen diferentes tipos de ondas sísmicas a través del subsuelo y en la superficie del terreno. De estas ondas que se propagan, las dos más importantes son la longitudinal y la transversal, caracterizándose cada una, como sigue, en la primera el movimiento de las partículas individuales en el medio, es de avance y retroceso, en la misma dirección de propagación de la onda, su característica fundamental es que es la más rápida en propagarse; en la transversal, las partículas se mueven perpendicularmente a la dirección de la onda, éstas por lo general no son de interés para el prospector.

Después de haber hecho su recorrido las ondas longitudinales a través del medio geológico y sobre el terreno, vamos a poder recibirlas con ayuda de detectores o geófonos, y amplificando la energía las registraremos, ya sea, en forma gráfica o magnética. Con el análisis de la información registrada, construiremos un modelo geológico del subsuelo.

IV.1.2. Descripción del método.

IV.1.2.1. Modelo Geológico de dos capas horizontales.

Para poder describir este método tenemos que partir de un modelo geológico simple, por lo que vamos a suponer un modelo de dos capas horizontales, homogéneas e isótropas, con velocidades V_1 y V_2 respectivamente y donde se cumple que $V_2 > V_1$ (Fig. IV.1.)

Si transmitimos un impulso al terreno, con ayuda de una fuente de energía (F), como se muestra en la misma figura, se propaga una onda de compresión, cuya trayectoria representamos con flechas o rayos. Al incidir el rayo, con un ángulo crítico i_c , se va a refractar y va a continuar su camino a través de la interfase entre formaciones, con una velocidad igual a la de la segunda capa.

Este rayo va a generar otros rayos refractados, esto por el principio de Huygens, que dice que todo punto de una onda es un nuevo punto generador de ondas, que van a arribar a la superficie, con el mismo ángulo crítico i_c , donde los vamos a captar con una serie de receptores o geófonos (G).

Con las distancias (x) de la fuente a los geófonos y los tiempos (t) de arribo de las ondas de compresión a los mismos geófonos, podremos determinar la profundidad (Z) al contacto, así como, las velocidades de propagación (V_1 y V_2) de las ondas en los dos medios geológicos. El desarrollo matemático para llegar a la ecuación con la que obtenemos la profundidad se muestra en el apéndice A.

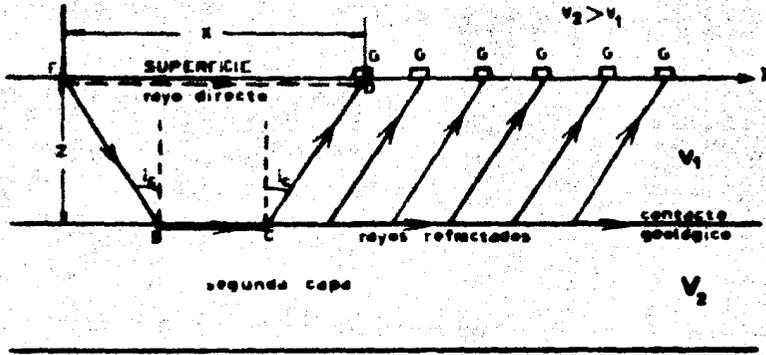


Fig. IV.1. PROPAGACION DE LAS ONDAS DE COMPRESION
EN UN MODELO GEOLOGICO DE DOS CAPAS.

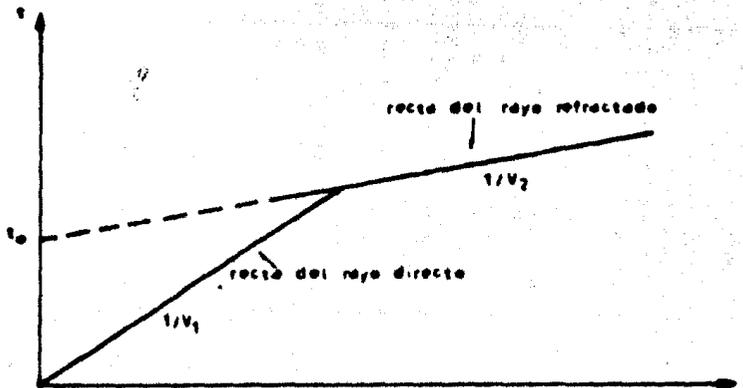


Fig. IV.2. GRAFICA TIEMPO-DISTANCIA PARA EL
CASO DE DOS CAPAS HORIZONTALES.

Como podemos ver de la expresión de la profundidad:

$$Z = \frac{t_0 \cdot V_1}{2 \sqrt{1 - \left[\frac{V_1}{V_2} \right]^2}} \quad (\text{IV.1})$$

Z está en función de las velocidades de propagación (V_1 y V_2) de las ondas en las formaciones geológicas y del tiempo de intersección (t_0).

En la práctica para poder determinar esta profundidad, nos es necesario construir la gráfica Tiempo-Distancia, que se dibuja con los puntos coordinados de las distancias (X) de la fuente a cada uno de los geófonos y los tiempos (t) respectivos de arribo de las ondas a los mismos detectores.

Para un modelo de dos capas horizontales, homogéneas e isótropas, la gráfica tiempo-distancia consistirá de dos líneas rectas (Fig. IV.2), con diferente pendiente. Una de ellas, la que se obtiene del rayo directo, que es el que viaja en la superficie del terreno, tiene las características de que pasa por el origen de coordenadas y que el inverso de su pendiente corresponde a la velocidad de la capa superior. La segunda recta representa al rayo refractado, y el inverso de su pendiente es igual a la velocidad de la segunda capa; el punto de intersección de la prolongación de esta recta y el eje de las ordenadas, es el llamado tiempo de intersección (t_0).

Con la gráfica tiempo-distancia podremos conocer las incógnitas V_1 , V_2 y t_0 , y con estos valores determinar la profundidad Z, al contacto, aplicando la fórmula IV.1.

IV.1.2.2. Otros Modelos Geológicos.

En el caso de que sean tres capas horizontales, la gráfica tiempo-distancia o dromocrona, constará de tres líneas con diferentes pendientes, (Fig. IV.3), existe una fórmula - similar a la anterior (ver apéndice B), con la que se puede calcular la profundidad al segundo contacto.

Para el caso de más capas horizontales, la gráfica - tiempo-distancia tendrá tantas rectas diferentes como estratos tenga el subsuelo. Sin embargo, para cuando un medio geológico es superior a tres capas, la determinación de las profundidades a los contactos y de las velocidades de propagación de las ondas en los estratos, va perdiendo precisión.

Otra variante que se puede presentar corresponde a un contacto plano inclinado. En la figura IV.4 se muestra el perfil geológico y la gráfica tiempo-distancia respectiva, - aquí interesa conocer la profundidad a un punto del contacto y su echado. En el apéndice C, se encuentran las fórmulas respectivas y la definición de las variables.

Para poder determinar si un contacto tiene un determinado echado, no basta con hacer un levantamiento sismológico en una sola dirección, sino que hay que proceder a efectuar otro levantamiento sobre la misma línea, pero en sentido contrario, a éste se le llama levantamiento de subida.

Con ambos levantamientos vamos a tener información para trazar dos curvas distancia-tiempo, como lo muestra la figura IV.4; si las curvas son simétricas el contacto será horizontal, si no es así, podemos suponer que se trata de un contacto inclinado.

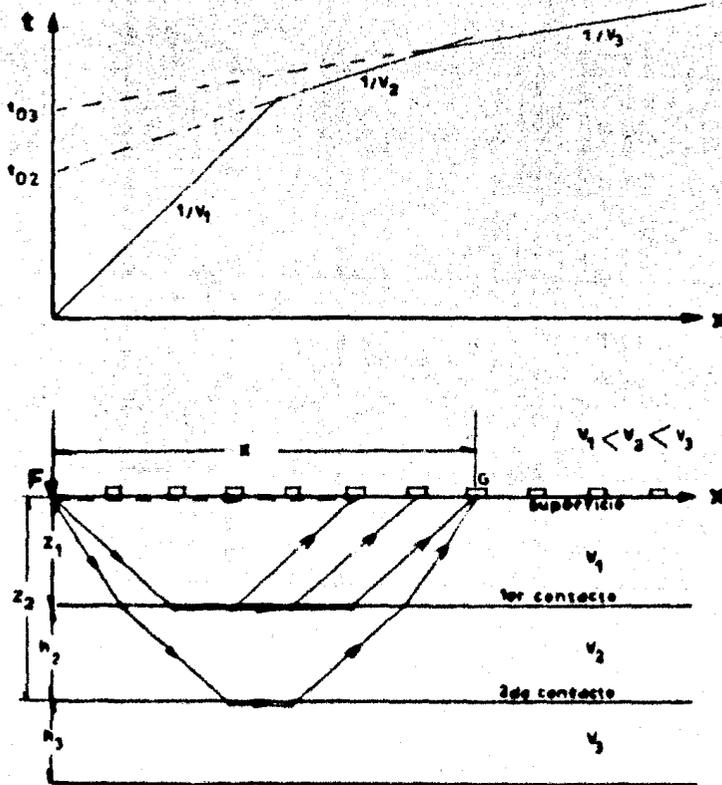


Fig.IV.2. MODELO GEOLOGICO DE TRES CAPAS
Y DROMOCROMA RESPECTIVA.

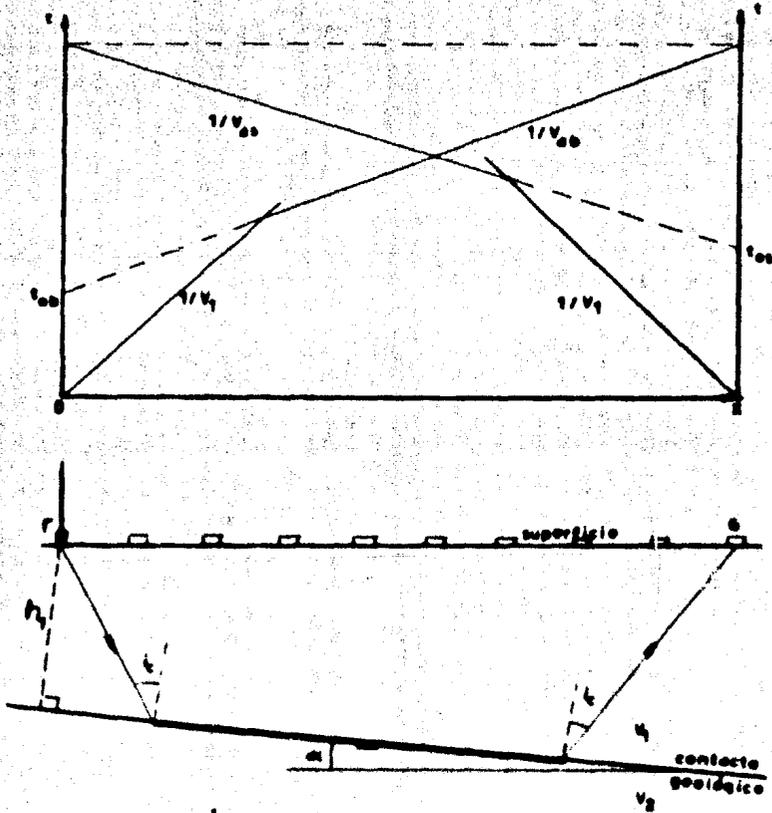


FIG. IV.6. GRAFICA TIEMPO-DISTANCIA Y PERFIL GEOLOGICO
DE UN CONTACTO PLANO INCLINADO.

Conviene mencionar que existen desarrollos matemáticos para el caso de dos o más contactos planos inclinados sin embargo, no los consigno por ser sumamente laboriosos.

Un caso que tiene particular interés en la hidrogeología, es cuando el contacto que se busca es irregular y curvo, y que puede corresponder al fondo de un valle aluvial. Para la solución de este problema existen varios métodos especiales de interpretación. Uno de ellos es el llamado Método de Tiempos de Retardo, propuesto por primera vez por Gardner en 1939, éste es aplicable en contactos cuyos echados son menores de 10° , es necesario efectuar levantamientos sísmológicos en ambos sentidos. Posteriormente Barthelmes (1946) utiliza los mismos conceptos para describir otro método similar, con éste se requiere conocer la profundidad al contacto refractante en algún punto del perfil. Pakiser (1957) utiliza el método interpretativo propuesto por Barthelmes, pero con ligeras modificaciones, para descubrir paleocauces cubiertos por sedimentos. Barry (1967) presenta otra variante del Método de Tiempos de Retardo, basándose en los trabajos anteriores de Gardner y Barthelmes.

Existe otro método conocido como el Método de Frentes de Onda, que es especialmente útil cuando se trata de determinar una serie de contactos irregulares y curvos, éste es un método gráfico. Algunos de los autores que han contribuido al desarrollo de esta técnica son: Thornburgh (1930), Gardner (1949), Hagedoorn (1959), etc. Rockwell (1967) discute este método interpretativo ampliamente e incluye algunas aplicaciones novedosas y especiales.

El Método de Hales es otro método interpretativo gráfico que se utiliza particularmente con grandes estructuras y de pendientes muy pronunciadas, es más bien aplicable en la-

exploración de petróleo. Existe un método ideado por Tarrant (1956) para los casos en que la superficie del contacto refractante es demasiado irregular.

IV.1.2.3. Correcciones.

En las mediciones que se efectúan en la prospección sísmica de refracción es normal que se introduzcan variaciones de tiempo indeseables, debido principalmente a la capa de intemperismo de baja velocidad de propagación y al desnivel que existe entre la fuente de energía y cada uno de los detectores.

El efecto que causa la capa de intemperismo es crear variaciones de profundidad artificiales a una superficie refractante, la manera como se puede corregir esta variación es efectuando levantamientos con espaciamentos muy cortos entre detectores, y efectuar el cálculo de profundidad y velocidad de esta capa con alguno de los métodos ya mencionados, la información obtenida se puede utilizar para calcular los tiempos de retardo, debidos a la capa de intemperismo a lo largo del trayecto del rayo cerca de la superficie, tanto en la fuente como en los detectores.

La forma más simple de corregir por elevación es convertir a un solo plano de referencia las elevaciones de la fuente y de cada uno de los detectores, sumando o restando los tiempos que las ondas elásticas tomarían para viajar de este plano a las posiciones naturales de la fuente y los geófonos. Para efectuar esta corrección se necesitan las elevaciones correspondientes de la fuente y los detectores.

y la velocidad de propagación del medio entre estas elevaciones y el plano de referencia.

V. APLICACION Y UTILIDAD DE LOS METODOS GEOELECTRICOS Y SISMICOS EN HIDROGEOLOGIA.

V.1. En Rocas Sedimentarias.

En este grupo de rocas sedimentarias podemos hacer una separación de dos formas de presentación de las mismas, lo que facilita el análisis hidrogeológico, éstas son: los depósitos aluviales, formados por arcillas, arenas y gravas, y las zonas cársticas, formadas por rocas calizas, calizas dolomíticas y cretas.

V.1.1. Depósitos aluviales o cuencas sedimentarias.

En forma general los acuíferos en depósitos aluviales son los más explotados a nivel mundial, por sus características favorables de porosidad y permeabilidad, por lo que merecen especial atención.

La Prospección Geofísica puede ayudar a la Hidrogeología a la determinación de los siguientes parámetros y características:

- Espesor de los limos arcillosos superficiales que protegen al acuífero de contaminaciones externas.

La determinación del espesor de los limos arcillosos superficiales es fácil por medio de los sondeos eléctricos verticales, puesto que, normalmente su resistividad es cuatro veces menor que la de los aluviones acuíferos.

Rijo et al (1977) efectuaron más de un centenar de sondeos eléctricos verticales en el Valle de Apodi, Brasil, para mapear el espesor de una capa superficial formada por suelo y abundante contenido de arcilla, lo que la hace ser un buen estrato impermeable, que sirve para evitar la contaminación por escorrentía superficial; así como, para mapear el espesor del acuífero de arena y grava, subyacente a la capa superficial. Estos espesores los determinaron dentro de un margen de error del 20%, como lo demuestra la comparación entre las profundidades calculadas a cada interfase y las obtenidas por la perforación directa. Para el análisis de la información utilizaron un método interpretativo automático en computadora digital.

La prospección sísmica de refracción no proporciona información alguna acerca del espesor de los limos arcillosos superficiales, puesto que la velocidad de propagación de las ondas longitudinales es similar o superior a la de las aluviones, en el primer caso no existe suficiente contraste de propiedades elásticas y en el segundo no se cumple una de las condiciones del método sísmico, el de que las capas inferiores deben ir aumentando sucesivamente de velocidad.

— Profundidad al nivel freático.

Cuando se trata de un acuífero confinado la profundidad al nivel freático corresponde al espesor de los limos arcillosos superficiales, cuya forma de determinarla ya se describió antes.

En el caso de que sea un acuífero libre, por sísmica de refracción se puede determinar la profundidad del nivel -

freático, si no existen limos superficiales y si el espesor de los aluviones acuíferos es grande.

En la práctica, se puede considerar que el espesor de los aluviones húmedos debe ser cuando menos dos tercios de los aluviones secos, para que por sísmica de refracción se pueda seguir el nivel hidrostático.

Duguid (1968) pudo calcular con este método y con la técnica interpretativa clásica de las gráficas tiempo-distancia, la profundidad al nivel freático a lo largo de una sección geológica, con una precisión de $\pm 10\%$ de la profundidad total, en un valle aluvial de gravas arkosas limpias, sobreyaciendo a un basamento de arenisca masiva, en una parte de la sección geológica y a una lutita masiva, en la otra. La velocidad de las ondas sísmicas en la grava húmeda en este caso varió de 1000 a 1460 m/seg., con un valor medio de 1280 m/seg.

La presencia de lentejones arcillosos en el seno de los aluviones de grano grueso puede ser causa de errores: el contacto sísmico puede corresponder en algunos puntos a la superficie del nivel freático y en otros a la interfase aluviones secos-arcilla, ya que la velocidad en las arcillas es similar a la de los aluviones húmedos.

Los sondeos eléctricos verticales también son de utilidad en la determinación de esta profundidad, por el marcado-contraste de resistividades entre los aluviones secos y los húmedos, las causas de error también pueden ser debidas a la presencia de intercalaciones arcillosas.

___ Calidad de los Aluviones.

La calidad de los aluviones se puede estudiar por el método eléctrico resistivo. Los sondeos eléctricos verticales permiten, no sólo la localización de los lentejones arcillosos gruesos en el seno de los aluviones, sino que además, proporcionan información sobre las características de los aluviones permeables.

La sísmica de refracción también es útil en la solución de este problema, como lo demuestra el trabajo presentado por Pakiser (1957), así como también es útil el método de Polarización Inducida, puesto a prueba por Bodmer (1968).

Pakiser (1957) pudo localizar, al tiempo que trataba de mapear los cauces de corrientes sepultados por una formación geológica aluvial, las intercalaciones de lentes de lodolita de alta velocidad (2440 m/seg.), presentes en esa formación geológica aluvial de menor velocidad (1220 m/seg.). Para ello utilizó el método sísmico de refracción y una modificación del procedimiento interpretativo sugerido por Barthelmes (1946), es decir, el de tiempos de retardo.

Bodmer (1968), en el condado de Santa Clara, Cal., delineó con el efecto de frecuencia porcentual (EFP), una grava contaminada de arcilla, lo que no era evidente únicamente con los datos de resistividad. Y en la localidad de Penitencia, donde los cambios de resistividad lateral son significantes, la Polarización Inducida mapeó una grava arcillosa en el extremo de un cauce sepultado. Los sondeos eléctricos verticales, por sí solos, no dieron indicios de esta grava contaminada con arcilla.

De donde se desprende que los sondeos de polarización-inducida (PI), en los que la resistividad también se mide, - permiten una mejor interpretación cualitativa de la calidad de los aluviones, a que si se efectúan únicamente sondeos eléctricos de resistividad.

— Profundidad del Substrato.

La elección del método que debe utilizarse para determinar la profundidad del substrato depende de la naturaleza de éste. Si el substrato es conductor deben emplearse los sondeos eléctricos verticales, en caso contrario, es más conveniente la sísmica de refracción.

El método eléctrico resistivo se impone cuando el substrato está formado por arcillas, margas, margo-calizas, cineritas o tobas. En la práctica, se efectúan sondeos eléctricos, siempre que la relación resistividad de los aluviones - entre la resistividad del substrato sea mayor que cuatro.

Serres (1969) efectuó un estudio de la profundidad albasamento, en el valle aluvial de Tulúm, Argentina. El acuífero estaba representado por el aluvión del río San Juan y gravas del Terciario Superior, sobreyaciendo a un basamento-conductor de sedimentos arcillosos impermeables, también del Terciario.

Para llevar a cabo este estudio se decidió utilizar los sondeos eléctricos verticales, debido a que, el método eléctrico resistivo es el más adecuado en estas condiciones-geológicas.

Se obtuvo como resultado un mapa de la distribución de resistencia transversal total (T), mapa básico para el geofísico en la interpretación de la hidrogeología, atendiendo a que los valores más altos de la resistencia transversal total (T), indican los mayores espesores del aluvión o de la resistividad o una combinación de ambos efectos, en otras palabras, es importante el mapa de T, porque los valores más altos de la resistencia transversal total (T), reflejan muy bien las mayores permeabilidades y coeficientes de almacenamiento del acuífero. Así también, se pudo configurar, como resultado final, la profundidad al basamento conductor, mapa de principal interés para el hidrogeólogo, ya que con él se pueden seleccionar los puntos de perforación más adecuados, atendiendo a los espesores de los sedimentos resistivos aluviales.

La sísmica sólo da buenos resultados cuando los aluviones se apoyan en granito sano, gneis, micaesquistos no alterados, cuarcitas, lutitas, lavas, calizas, dolomías y areniscas o conglomerados de cemento calcáreo o silíceo.

Warrick y Winslow (1960), en los condados de Portage y Summit, Ohio, pudieron descartar aquellas localidades donde no era posible encontrar cauces sepultados por deriva glacial, con sólo efectuar algunos perfiles de refracción; donde se confirmó que existían valles sepultados, se determinó su profundidad y sus secciones geológicas respectivas, lo que no sólo ayudaba a localizar posibles acuíferos aluviales, sobre un basamento resistivo, en su mayoría formado por lutitas y en partes por areniscas y conglomerados, sino también, para elaborar hipótesis acerca del sistema de drenaje subterráneo y como se llevó a efecto la glaciación en la región.

___ Volumen del embalse subterráneo y de la reserva de agua.

A partir de sondeos eléctricos y sísmicos se pueden trazar cortes perpendiculares al eje del valle o de la cuenca que indican:

___ El nivel freático.

___ Los lentejones arcillosos.

___ El substrato impermeable.

De estos cortes se obtienen las secciones de los aluviones permeables acuíferos, de donde fácilmente se deduce el volumen del embalse subterráneo.

Si a lo largo de cada corte se ha determinado la porosidad total de los aluviones permeables, se puede calcular el volumen global del agua contenida en el embalse subterráneo.

De este volumen hay que descontar el volumen estimado del agua de retención para obtener el volumen de la reserva de agua explotable.

V.1.2. Investigación en zonas cársticas.

En las calizas, calizas dolomíticas y cretas, se produce a veces un ensanchamiento de las fisuras por la disolución del carbonato de calcio. Las zonas cársticas, si las fisuras no están parcialmente obstruidas por residuos de decalcificación o por aporte sólido de las aguas de escorrentía, tienen porosidad relativamente alta. En casos extremos, la carstificación llega a formar una red de conductos que dan lugar a ríos subterráneos.

En zonas calcáreas, los problemas específicos que se plantean al geofísico son:

- determinación de zonas cársticas;
- localización de ríos subterráneos.

- Determinación de zonas cársticas.

Entre las zonas cársticas hay que distinguir las zonas carstificadas asociadas a fallas y las zonas cársticas de gran extensión lateral.

a. Zonas carstificadas asociadas a fallas.

Se considera el caso de una falla de gran extensión lateral que lleva asociada una zona triturada y carstificada de espesor mínimo de unos diez metros. Se supone que el macizo calcáreo aflora o que sólo está recubierto por suelo y que la zona triturada se extiende hasta, al menos, un centenar de metros de profundidad.

La zona carstificada asociada a una falla origina generalmente una anomalía conductora en prospección eléctrica. - En la proximidad de la superficie las fisuras están parcialmente rellenas de arcillas y en la zona húmeda un aumento de la porosidad del 10 al 20% implica una disminución de la resistividad en la proporción de 1 a 5. Por lo que es fácil - detectarlas.

Cuando la parte alta de la zona carstificada está seca y su resistividad es análoga a la del resto del macizo calcáreo, la prospección eléctrica proporciona resultados mucho - menos claros.

Por sísmica de refracción se puede detectar una falla - con una zona cárstica asociada, ya que un aumento en la poro - sidad de las calizas del 10 al 20% implica una disminución - sensible de la velocidad de las ondas sísmicas, de 4.8 a 3.8 Km/seg, aproximadamente, para la zona saturada de la roca.

Sin embargo, es necesario que el aumento del tiempo de recorrido en atravesar la falla sea superior al debido a - las variaciones de espesor del suelo. Como un aumento del - espesor del suelo de sólo 0.3 m supone un aumento del tiempo de recorrido del orden de 1 milisegundo, para que la anomalía debida a la falla sea detectable deberá ser del orden - de 1.5 a 2 milisegundos.

b. Zonas cársticas de gran extensión lateral.

Con frecuencia en las zonas calcáreas, y desde la - superficie, la sucesión de capas es la siguiente:

suelo arcilloso y zonas de alteración arcillosa;
calizas cársticas secas;

calizas cársticas húmedas;
calizas compactas.

Teóricamente, por sondeos eléctricos verticales se puede determinar:

- la profundidad a la cima de las calizas cársticas húmedas.
- la profundidad del contacto calizas cársticas-calizas compactas.
- las zonas donde las calizas cársticas húmedas tengan menor resistividad, que serán las más porosas.

El suelo arcilloso y las calizas cársticas húmedas se comportan como conductores respecto a las calizas cársticas secas y a las calizas compactas. El cociente entre las resistividades de las calizas cársticas secas o de las compactas por una parte y las de las calizas cársticas húmedas por otra, puede llegar a ser igual a cinco.

En la práctica, como los espesores nunca son muy grandes, las resistividades verdaderas, y en consecuencia las profundidades, no se obtienen con gran precisión.

Evidentemente, los sondeos eléctricos verticales sólo dan buenos resultados si no hay cambios de facies, ya que, - un aumento del contenido de arcillas de las calizas implica una disminución de la resistividad, análoga a la producida - por un aumento de porosidad.

Worthington (1977) efectuó un reconocimiento geofísico en un área aproximada de 4,000 Km² en la Cuenca de Kalahari,

Sud-Africa, en donde utilizó sondeos eléctricos verticales y para hacer la interpretación semicuantitativa, utilizó los parámetros de Dar Zarrouk (R y C). Con el método eléctrico-resistivo pudo delimitar, en una zona calcárea, las diferentes unidades litoestratigráficas y definir la presencia de una capa de arenas calcáreas y areniscas, que constituyen un acuífero de gran potencialidad, en una zona árida donde la información estratigráfica subterránea disponible era mínima y en ocasiones no muy confiable.

La sísmica de refracción suministra la misma información que los sondeos eléctricos verticales, es decir, la profundidad de las calizas cársticas húmedas, del contacto calizas cársticas-calizas compactas y de las zonas de gran porosidad, que corresponden a calizas cársticas saturadas de baja velocidad sísmica. Además da información sobre las variaciones de velocidad y por lo tanto de facies, de las calizas no carstificadas.

Como un ejemplo de aplicación de la sísmica de refracción en la determinación de la profundidad a la cima de una caliza, está el trabajo realizado por la Dirección de Geohidrología y Zonas Áridas, SARH, mismo que describiremos en más detalle en el sexto capítulo.

— Localización de ríos subterráneos.

Las galerías naturales por las que circulan los ríos subterráneos son teóricamente considerados como cilindros horizontales. En general, el río no ocupa más que una pequeña parte de la sección disponible.

La detección de galerías llenas de agua es más fácil - por prospección eléctrica que la de galerías vacías.

Para el estudio de galerías vacías debe elegirse el método gravimétrico para las que son profundas y el eléctrico- para las superficiales.

Si en la galería hay una circulación turbulenta importante, ésta se comporta como una fuente de ruido sísmico detectable en superficie por medio de geófonos, por lo que también se puede utilizar el método sísmico de refracción.

Según Sumi (1966) las fisuras tapizadas de arcilla asociadas a cavidades subterráneas en calizas darían una Polarización Inducida suficiente para revelar la presencia de estas cavidades, con lo que es posible localizar y trazar el - flujo de agua.

V.2. La investigación en regiones plutónicas y metamórficas.

En las zonas donde aflora el zócalo cristalino o metamórfico resulta difícil encontrar recursos hidráulicos fuera de los valles, salvo para el servicio de poblaciones pequeñas. Sin embargo, existen zonas privilegiadas, localizables en muchos casos por prospección geofísica, capaces de suministrar caudales importantes.

Cuando están sanos los granitos, gneis y pizarras metamórficas son compactas y sólo adquieren cierta porosidad por fisuración o alteración. En general, la fisuración es más importante a lo largo de fallas.

La investigación hidrológica en zonas donde aflora el zócalo se reduce a la detección, sea de fallas y contactos anormales, sea de zonas en las que uno de los niveles acuíferos posibles (arcillas lateríticas, arenas de grano grueso, roca fisurada) tenga espesor importante.

Localización de fallas y contactos anormales.

Las prospecciones geofísicas que se realizan para localizar fallas y contactos anormales en zonas plutónicas o metamórficas estudian:

- La mineralización que a veces acompaña a los accidentes;

- La propia zona fracturada si tiene anchura suficiente;

- La diferencia de valor de ciertos parámetros físicos en los dos compartimentos definidos por accidentes.

Si la falla está metalizada, hay muchas probabilidades de que las aguas sean termominerales.

Por lo que respecta a la localización directa de zonas fracturadas, resulta válido en parte lo indicado sobre zonas cársticas asociadas a fallas. Sin embargo, las condiciones especiales de las zonas plutónicas o metamórficas restringen o extienden el campo de aplicación de los diferentes métodos geofísicos:

- Las variaciones en el espesor y naturaleza del suelo son mayores que en zonas calcáreas, lo que claramente es un inconveniente en gravimetría y sísmica.

- El relleno de fracturas por productos arcillosos es más importante que en el carst, lo que también es un inconveniente en gravimetría y sísmica, pero es una ventaja para -- los métodos eléctricos y electromagnéticos.

- Los acuíferos tienen, generalmente, mayor contenido en sales que en las zonas calcáreas, lo que es una nueva ventaja para la aplicación de métodos eléctricos y electromagnéticos.

Localización de zonas donde los niveles acuíferos son potentes.

Para la localización de zonas donde uno o varios de -- los posibles niveles acuíferos (arcillas lateríticas, arenas de grano grueso, roca fisurada) son potentes, los dos méto--

dos geofísicos más adecuados son la prospección eléctrica y la sísmica de refracción.

Sobre granitos y gneis, con sísmica de refracción se obtienen generalmente dromocronas que representan las tres formaciones siguientes:

Terrenos secos (y a veces caolines): velocidad 0.5 a 1.5 Km/seg.

Arenas de grano grueso (y a veces caolines): 1.5 a 2 Km/seg.

Roca relativamente sana: 3.5 a 6 Km/seg.

La presencia de una costra ferruginosa continua, más rápida que los terrenos subyacentes, dificulta en ocasiones la interpretación.

En la práctica, por sísmica de refracción se puede seguir con suficiente precisión el techo de la roca compacta y de esta forma detectar las depresiones que puedan constituir embalses subterráneos. Además, la velocidad de la roca compacta informa sobre su estado. Si esta velocidad es bastante variable, es necesario trazar un mapa con sus valores, en las zonas donde es menor pueden existir fracturas acuíferas.

V.3. La investigación en zona volcánica.

En zonas volcánicas se puede recurrir a la prospección geofísica para la resolución de los problemas siguientes:

- Determinación del espesor de la capa alterada en el techo de las lavas compactas.

Las coladas compactas y gruesas, aflorantes o enterradas a poca profundidad, están con frecuencia muy alteradas - en su parte superior, cuya permeabilidad mejora por este motivo. En ocasiones, y debido a esta alteración, su resistividad es cuatro veces menor y su velocidad la mitad de sus valores normales. Por este motivo se pueden detectar por prospección eléctrica o por sísmica de refracción las zonas donde la capa alterada tiene mayor espesor.

- Localización de escorias, pumitas y coladas fisuradas en el seno de tobas y cineritas.

Se comienza buscando las zonas resistivas por medio de sondeos o calicatas eléctricas y seguidamente con ayuda de la sísmica de refracción se comprueba si estas zonas corresponden o no a coladas compactas.

Las escorias, pumitas y lavas fisuradas son de resistividad relativamente elevada comparada con las tobas y cineritas. Las escorias, pumitas y lavas fisuradas, en especial - las primeras, son de baja velocidad sísmica.

- Cartografía de la base de series volcánicas recientes, apoyadas a series volcánicas mucho más antiguas o al zócalo cristalino o metamórfico.

La sísmica de refracción generalmente da buenos resultados incluso en el caso del substrato volcánico: las series volcánicas antiguas son normalmente más rápidas que las recientes, debido a la mayor presión, al taponamiento de las fisuras por materiales arcillosos y del rellenado de los poros por minerales secundarios.

Los sondeos eléctricos verticales también son útiles para delinear la cartografía de un substrato de roca volcánica, como lo demuestra el trabajo realizado por Zohdy y Jackson (1969) en la isla de Oahu, Hawai, en donde pudieron mapear, con este método y con las perforaciones existentes en el área, la distribución de canales subterráneos cortados en flujos de lava basáltica.

- Detección de coladas de lavas y diques encajonados en formaciones sedimentarias de origen no volcánico.

La profundidad y espesor de las coladas de lavas se determinan por sondeos eléctricos verticales. Pueden emplearse calicatas eléctricas si las series sedimentarias son arcillosas o margosas.

V.4. Zonas costeras.

En las zonas costeras se debe hacer frente a problemas específicos ligados al contacto entre las aguas dulces y el mar. Para cierto número de ellos se puede recurrir a la geofísica, en particular, para la determinación de:

- La profundidad del contacto agua dulce - agua salada.

En los acuíferos de gran espesor es fácil determinar - por sondeos eléctricos verticales el contacto agua dulce - agua salada, ya que el contraste entre la resistividad a uno y otro lado de la interfase es muy marcado.

Zohdy (1969), en el Paso, Texas, determinó con bastante precisión la profundidad al contacto agua dulce-agua salada, con ayuda de los sondeos eléctricos verticales.

Zohdy y Jackson (1969), en la isla de Oahu, Hawaii, de terminaron la profundidad aproximada a la interfase agua dulce-agua salada dentro de una formación geológica constituida por basalto vesicular, sobre la que descansaban cinco unidades estratigráficas, que también pudieron correlacionar con el mismo método eléctrico.

Cuando el gradiente hidráulico del acuífero dulce es pequeño, la interfase agua dulce-agua salada se sitúa en ocasiones bastante lejos de la costa en acuíferos de poco espesor. En estos casos es fácil localizar por prospección eléctrica la posición en planta de la interfase.

Cuando no son de esperar variaciones importantes en el espesor del acuífero, lo más sencillo es efectuar calicatas-

eléctricas perpendiculares a la costa.

Cuando el espesor del acuífero es variable hay que -- efectuar sondeos eléctricos, con cuyos datos se trazan perfiles o mapas de la resistencia transversal.

- Variaciones de salinidad de las aguas en zonas donde las relaciones entre las capas de agua dulce y el mar son -- complejas.

En las zonas costeras, a veces el límite agua dulce -- agua salada es muy irregular y, también en ocasiones, pueden existir enclaves más o menos salinos alejados de la costa. -- Al hidrogeólogo le es de suma utilidad un mapa de la salinidad del acuífero. Si los terrenos acuíferos son lo bastante homogéneos, este mapa se puede trazar con ayuda de una campaña de sondeos eléctricos.

Partiendo de registros eléctricos y perforaciones existentes se intenta construir un ábaco para obtener el contenido en sal del acuífero, conocida su resistividad verdadera. -- Si se confirma la posibilidad de trazado de este ábaco, se -- procede a efectuar una campaña de sondeos eléctricos para obtener un mapa de la resistividad verdadera del acuífero; con ayuda del citado ábaco, establecido empíricamente, este mapa se transforma fácilmente en otro de salinidad.

Van Dam y Meulenkamp (1967) describen la investigación de la distribución de salinidad del agua subterránea, que se efectuó en la parte norte y oeste de Holanda, durante un período de ocho años y muestran algunos resultados de interés.

En términos generales la geología de Holanda durante -- el Cuaternario está determinada de la siguiente manera: la --

parte norte y oeste está cubierta por formaciones arcillosas del Holoceno, que descansan sobre formaciones arenosas del Pleistoceno, las que constituyen un acuífero de gran transmi-sibilidad y cuya distribución de salinidad es muy intrinca--da.

Los organismos estatales que llevaron a efecto tal estudio utilizaron la modalidad de los sondeos eléctricos verticales y la interpretación cuantitativa se realizó con el método clásico de la superposición con curvas maestras. Para verificar los resultados obtenidos se auxiliaron de la infor-mación estratigráfica de pozos y del contenido de cloro o de la conductividad de las muestras del agua subterránea obteni-das a cierta profundidad.

Algunos resultados importantes se presentan en mapas - de distribución de la salinidad del agua subterránea en el - acuífero arenoso del Pleistoceno.

VI. ESTUDIO DE UN PROBLEMA ESPECIFICO EN EL QUE SE APLIQUE ALGUNO DE LOS METODOS ENUNCIADOS.

Ya hemos tratados con cierta amplitud los diferentes métodos que son útiles en la solución de problemas hidrogeológicos, así como hemos reseñado las posibles aplicaciones de estos métodos en diferentes circunstancias hidrogeológicas, ahora es conveniente mostrar en cierto detalle un problema real y valorar la aplicabilidad de la Geofísica en la solución de éste.

VI.1. Introducción.

Por la carencia de agua que existía en el Valle de Nochistlán-Yanhuitlán, las poblaciones que se localizan en él y en sus inmediaciones habían sufrido un estancamiento en su desarrollo económico y social, que las desvinculaba del desarrollo nacional.

Los pobladores de esta zona estaban únicamente supeditados al agua de la lluvia de temporal, misma que utilizaban en sus labores agrícolas y de pastoreo menor, trayendo como consecuencia que la productividad de éstos fuera muy limitada, en ocasiones exclusivamente para satisfacer sus propias necesidades de alimentación.

Durante largo tiempo esta zona fue condenada por las dificultades inherentes a la localización y explotación del agua subterránea. La Secretaría de Recursos Hidráulicos al percatarse de las condiciones precarias de subsistencia de estos habitantes y de la no participación de estas poblacio-

nes en la productividad nacional, y aunando a esto el deterioro casi irreversible que sufría esa zona por los fenómenos de intemperismo y erosión, decidió encomendar, a través de la Dirección de Geohidrología y Zonas Áridas, a la compañía Servicios, Estudios y Construcciones, S.A., la realización de un estudio Geohidrológico preliminar, en una zona de aproximadamente 3,800 Km², dentro del que se incluía un estudio Sísmico de Refracción, de una zona más restringida, en el Valle de Nochixtlán-Yanhuitlán, para conocer las posibilidades acuíferas de la zona y recomendar su posible aprovechamiento.

VI.2. Objetivo del Estudio.

Los objetivos del estudio Geohidrológico preliminar -- fueron, en primer lugar conocer la profundidad de la cima de la Caliza Teposcolula, la que por sus características litológicas es la que presenta más posibilidades para contener -- agua aprovechable, y en segundo lugar tener un conocimiento-geohidrológico preliminar de esta misma caliza.

VI.3. Localización.

La zona del estudio Geohidrológico preliminar corresponde a una porción de la llamada Alta Mixteca Oaxaqueña, al norte del estado de Oaxaca, entre los meridianos 97° 07' y 97° 35' de Longitud Oeste, y 17° 19' a 17° 54' de Latitud -- Norte, Ver el Plano de Localización (Lám. VI.1).

El estudio Sísmico de Refracción solo se realizó en -- una sección del área antes mencionada, la que corresponde al

Valle de Nochixtlán-Yanhuitlán, de 97° 12' a 97° 20' Longitud Oeste y de 17° 21' a 17° 32' Latitud Norte.

VI.4. Geología.

VI.4.1. Fisiografía.

La zona estudiada pertenece a la provincia fisiográfica de la Altiplanicie Mixteca, que a su vez, forma parte del sistema de la Sierra del Sur. Dicha zona está formada por sierras volcánicas y rocas calizas, encontrándose pequeñas depresiones que dan origen a Valles de pequeña extensión como es el caso del Valle Nochixtlán-Yanhuitlán. Se caracteriza en general por presentar un relieve muy acentuado.

VI.4.2. Geomorfología.

Dentro de la región Mixteca, se representan muy variadas formas de terreno, pudiéndose diferenciar las siguientes unidades geomorfológicas: llanura aluvial, montañas de material volcánico, zonas de altura intermedia, elevaciones redondeadas de roca caliza y la zona de rocas metamórficas.

VI.4.3. Hidrografía.

Dentro de la zona estudiada, están localizadas parte de las tres cuencas hidrográficas siguientes: Cuenca del Río Verde, Cuenca del Río Papaloapan y Cuenca del Río Balsas.

VI.4.4. Estratigrafía.

La región que comprende al área estudiada se caracteriza por presentar rocas metamórficas, sedimentarias e ígneas, cuya edad comprende desde el Precámbrico hasta el reciente, - (Ver tabla VI.1.).

Los tipos de rocas metamórficas están comprendidas dentro del llamado Complejo Basal Oaxaqueño, de edad precámbrica. (Fries et al, 1962).

Las rocas sedimentarias están representadas por escasos afloramientos de rocas Paleozoicas, cubiertas por sedimentos Mesozoicos de tipo clástico y calizas plegadas distribuidas a lo largo del área de estudio. También se localizan depósitos continentales Cenozoicos distribuidos irregularmente.

Las rocas ígneas suelen presentarse en cuerpos hipabisales de tamaño variable y rocas extrusivas que cubren siempre a las rocas sedimentarias, todas ellas pertenecientes al Terciario.

VI.4.5. Hidrogeología.

A continuación se describen las diferentes unidades hidrogeológicas que se diferenciaron en el área, comenzando por las más recientes.

___ Unidad Aluvial. Esta unidad, se encuentra formando los rellenos de los valles intramontanos y está constituida por sedimentos areno-limo-arcillosos y ocasionalmente,

TABLA ESTRATIGRAFICA

ERA	PERIODO	EPOCA	EDAD	ALTA MIXTECA	
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO		ALUVION CALICHE DIAMONTE	Qol Oco OP
		PLEISTOCENO		DIGUES Y DERRAMES	TI Tc
	TERCIARIO	PLIOCENO		FORMACION CHILAPA	TcN
		MIOCENO		CLIANO DE LOS M. SOSOLA	Ti Ts
		OLIGOCENO		FORMACION YAHUITLAM	Tv
		EOCENO		CONSLOMERADO TAMAZULAPAN	Tp
		PALEOCENO			
MESOZOICO	CRETACICO	SUPERIOR	MAESTRICHTIANO	MARGAS YUCUNAMA	Ky
			CAMPANIANO		
			SANTONIANO		
			CONIACIANO		
			TURONIANO		
		CENOMANIANO	CALIZA TEPOSCOLULA	K1	
	INFERIOR	ALBIANO			
		APTIANO			
		BARREMIANO			
		HAUTERIVIANO			
		VALANGIANO			
	BERRIASIANO				
	JURASICO	SUPERIOR		JURASICO INDIFERENCIADO	Jin
		MEDIO			
INFERIOR					
TRIASICO					
PALEOZOICO	PERMICO		PALEOZOICO INDIFERENCIADO	Pin	
	CARBONIFERO				
	DEVONICO				
	SILURICO				
	ORDOVISICO				
	CAMBRICO				
PRECAMBRIICO				COMPLEJO BASAL	PC

FALTA DE FORMACIONES INTERMEDIAS III

TABLA N.1

lentes de grava.

Los aluviones tienen una permeabilidad media. En algunos casos forman acuíferos en los subálveos, pero debido a su restringida extensión, se le considera de poca importancia hidrogeológica.

___ Unidad Volcánica. Esta unidad se encuentra constituida por una alternancia de lavas y piroclásticos de composición andesítica, basáltica y riolítica, que afloran, principalmente, en la zona norte de la zona.

Estos materiales volcánicos que por lo general se encuentran asociados con algunos intrusivos de tipo básico, por ser muy reducida el área aflorante, no se consideran importantes geohidrográficamente.

___ Unidad Sosola. Esta unidad está constituida por gravas semiconsolidadas, que se extienden al Oriente de Nochixtlán.

Presenta pocas posibilidades hidrogeológicas, ya que, por lo general, se encuentra cubriendo las partes altas de pequeñas elevaciones, por lo cual el agua que se infiltra, es drenada hacia las partes bajas.

___ Unidad Yanhuitlán. Esta unidad geohidrológicamente, está representada por la Formación Yanhuitlán. Que aflora principalmente en la cuenca del Río Verde. Está compuesta por capas horizontales de sedimentos limo-arcillosos de color rojizo de poca consistencia y fácilmente erosionables.

Tienen una permeabilidad muy baja, debido a su fina - granulometría.

___ Unidad Conglomerática. Esta unidad está compuesta por el Conglomerado Tamazulapan, el cual presenta una distribución muy irregular dentro del área de estudio.

Se presenta muy cementada con carbonato de calcio, por lo cual se considera, en general, impermeable. Puede presentar zonas permeables, por fracturamientos.

___ Unidad de Rocas Calcáreas. En esta unidad, se han agrupado dos formaciones compuestas por carbonatos de calcio, las cuales forman un macizo calcáreo, se trata de las Formaciones Teposcolula, constituida por dos facies y Formación - Yucunamá.

___ La Caliza Teposcolula, está constituida por facies de plataforma y arrecifal, que constituyen un paquete masivo, que presenta cavidades de disolución. Esta formación es permeable y permite la circulación del agua. Es la más importante en la zona de estudio, desde el punto de vista hidrogeológico, ya que, sus características la convierten en un - acuífero de gran potencial.

___ La Formación Yucunamá. Está constituida por capas de caliza arcillosa o marga, que se presenta muy plegada. - Por sus características litológicas es impermeable.

___ Unidad de Rocas Metamórficas. Esta unidad está - constituida por gneises y esquistos, que constituyen el basamento rocoso de la zona, sobre el cual se depositaron las rocas anteriormente mencionadas. Estas son impermeables y en - general constituyen una barrera al flujo de agua.

VI.5. Estudio Sísmico de Refracción.

VI.5.1. Objetivos.

El objetivo del Estudio Sísmico de Refracción fue obtener un mapa estructural de la cima de la Caliza Teposcolula, que subyace a los rellenos aluviales del Valle de Nochixtlán Yanhuitlán. Con este mapa estructural podemos conocer la profundidad a la cima del acuífero en cualquier punto del Valle, y así poder recomendar puntos adecuados de perforación y - - aprovechamiento.

VI.5.2. Trabajo de campo y equipo empleado.

Se efectuaron seis líneas de sismología, cuyas ubicaciones y orientaciones se indican en el Plano Sismológico - (Lam. VI.2). Estas líneas estuvieron ligadas, para su control a las columnas estratigráficas de los pozos: Etlatongo, Los Angeles, La Luz, Sinaxtla 1 y 2 y Chachoapan. La longitud total de los tendidos fue de 45.43 Km.

Los sismogramas se obtuvieron con un aparato sismográfico de refracción de doce canales, marca SIE, modelo P 19 -

Los geófonos fueron marca Hall Sears-1, con frecuencia de 7.5 Hertz.

Las estaciones receptoras abarcaron en el terreno tramos de 770 m. de longitud, con intervalos de 70 m. entre geófonos.

Los pozos de tiro se perforaron en rocas arcillosas y arcillo-arenosas, utilizando cavadoras de mano con diámetros

de 4 1/2" y 5 1/2", y sus profundidades variaron entre 1.0 y 4.5 m.

Las explosiones se realizaron con dinamita del tipo especial 45% de gelatina, y las cargas de los pozos variaron - desde, más o menos, 1 kg. hasta, aproximadamente, 80 Kg. Se llegaron a utilizar cargas tan altas por dos razones: los - microsismos causados por los vientos casi continuos de la zo na limitaron la ganancia instrumental útil, y la alta absorción de energía que tienen las rocas mesozoicas y cenozoicas de la localidad.

En total se hicieron 238 explosiones, con un consumo - total de 8,400 kg. de dinamita y 550 estopines.

VI.5.3. Resultados.

De las 238 explosiones se obtuvieron 176 sismogramas - útiles, cuya calidad varió de regular a buena.

Las curvas Tiempo-Distancia o Dromocronas que se construyeron con los tiempos leídos en los sismogramas, se presentan en la lámina VI.3., junto con sus respectivos perfiles geológicos, interpretados del análisis de estas dromocronas.

El cálculo de las profundidades a las diferentes interfaces entre capas de distinta velocidad sísmica y de la distribución de las distintas zonas de velocidad, se hizo por el método de las gráficas Tiempo-Distancia, descrito con anterioridad en el capítulo IV.

Con los perfiles geológicos que se calcularon para cada una de las líneas sismológicas, se pudo elaborar el plano

estructural de la cima de la caliza de alta velocidad, ver el Plano Geológico y estructural de la caliza (Lám. VI.4), - que corresponde a la Caliza Teposcolula, formación que es la que presenta las mejores características hidrogeológicas para almacenar agua. Este mapa estructural es un resultado muy valioso en el estudio hidrogeológico, logrado por la Prospección Sísmica de Refracción.

Para configurar el mapa estructural se eligió un plano de referencia con altitud de 2 000 m.s.n.m., al que se redujeron las elevaciones del cuerpo de alta velocidad (caliza - del Cretácico Superior) y del terreno. En el Plano Sismológico (Lám. VI.2) aparecen anotados frente a los puntos de tiro, en forma de quebrado, la altura del terreno (en el numerador) y la del cuerpo de alta velocidad (en el denominador), referidos al nivel de 2 000 m.s.n.m.

También se pudo interpretar la sección geológica que - atraviesa al Valle de Nochixtlán-Yanhuitlán, y que muestra - el perfil subterráneo de la cima de la Caliza Teposcolula - (ver la sección geológica AA' en la lámina VI.5), con un rumbo N 70° E (ver plano geológico Lám. VI.4), con la información proporcionada por la sismología de refracción y las columnas estratigráficas de los pozos perforados en la zona.

En seguida se describen las características más importantes de cada una de las líneas sismológicas:

LINEA I

Consistió de 8 estaciones, con una separación de 770 m. entre cada fuente de energía. Se realizaron en esta línea 24 tiros útiles.

Del análisis que se hizo de la información, se obtuvo la siguiente tabla de velocidades y la interpretación litológica, que se dió a cada velocidad:

VELOCIDAD (m/seg)	INTERPRETACION LITOLOGICA
800	- Zona intemperizada.
2 200 a 2 600	- Miembro de la Formación Yanhuitlán
3 700	- Miembro de la Formación Yanhuitlán
4 500 a 4 700	- Calizas Cretácicas (Albiano-Cenomaniano)

Esta línea pasó cerca de los pozos Etlatongo 1 y los Angeles 1, y se pudo verificar que la profundidad estimada para la capa de alta velocidad, con el levantamiento sísmico, es muy similar a la determinada con la perforación directa.

LINEA 2°

Se realizaron 16 estaciones, con una extensión de 770-m. cada una. Hubo 17 pozos de tiro y se obtuvieron 47 registros útiles. Se determinaron las siguientes zonas de velocidad y se correlacionaron de la forma que a continuación se muestra:

VELOCIDAD (m/seg)	INTERPRETACION LITOLOGICA
1 000	- Capa intemperizada
1 300 a 2 400	- Miembro de la Formación Yanhuitlán
3 500 a 3 600	- Miembro de la Formación Yanhuitlán
4 600 a 5 150	- Calizas del Cretácico, tal vez rocas cretácicas del Neocomiano y Jurásicas de la Formación Etlatongo.
6 200	- Basamento Precámbrico.

Esta línea tuvo un rumbo general NW-SE, que muestra una pequeña inflexión hacia el Este, entre los puntos PT13 y PT17. Se interpretó una falla, localizada entre los puntos PT13 y PT14, con el bloque bajo hacia el Oeste. Esta falla parece ser la continuación hacia el Norte de la que aparece en el plano geológico y estructural de la caliza (Lámina VI. 4), al Sur del tramo de la carretera entre San Mateo y Si-naxtla.

Conviene hacer la observación de que las Calizas Cretácicas que afloran tienen velocidades menores, que cuando están sepultadas, siendo en el primer caso de 2 800 m/s, y llegando a alcanzar hasta 5 000 m/s en el segundo caso.

LINEA 2

Se levantaron 9 estaciones con igual distancia que las anteriores, 770 m. de separación entre fuente y fuente. Se - tuvieron 27 tiros útiles, llegándose a las siguientes velocidades y su interpretación litológica:

VELOCIDAD (m/seg)	INTERPRETACION LITOLOGICA
900 a 1 000	- Zona de Intemperismo.
2 500 a 2 600	- Miembro de la Formación Yanhuitlán
3 600 a 3 750'	- Miembro de la Formación Yanhuitlán
4 200 a 4 350	- Calizas Cretácicas (Albiano-Cenomaniano)

La línea 2 tuvo un rumbo NW-SE, y con ella se interpretó una falla, que pasa entre los puntos de tiro PT18 y PT19- que se supone que es la extensión al Norte de la que aparece en Etlatongo (Ver plano geológico y estructural de la caliza, lámina VI.4).

LINEA 3

En esta línea se emplazaron 8 puntos de tiro, con una- separación entre cada uno de 770 m., se tuvieron 20 tiros - útiles. La distribución de velocidades y su correlación geo-

lógica, son las siguientes:

VELOCIDAD (m/seg)	INTERPRETACION LITOLOGICA
800	- Zona de Intemperismo
2 000 a 2 500	- Miembro de la Formación Yanhuitlán
3 200 a 3 300	- Miembro de la Formación Yanhuitlán
4 300 a 4 500	- Calizas Cretácicas.

Esta línea tuvo rumbo SW-NE, de donde se interpretaron tres posibles pasos de falla, en las estaciones PT2, PT3 y - PT6.

LINEA 4

De los 11 puntos de tiro, con igual espaciamento que los anteriores, se obtuvieron 29 tiros útiles. A continuación se muestran las velocidades y su interpretación:

VELOCIDAD (m/seg)	INTERPRETACION LITOLOGICA
900 a 1 000	- Zona de Intemperismo
2 100 a 2 300	- Miembro de la Formación Yanhuitlán
3 600	- Miembro de la Formación Yanhuitlán
4 000 a 4 300	- Calizas Cretácicas (Albiano-Cenomaniano)

Esta línea tuvo un rumbo NNW-SSE, su extremo sur llegó a la carretera Yanhuitlán-Nochixtlán, quedando frente a un cuerpo ígneo intrusivo.

LÍNEA 5

Se hicieron 11 estaciones sismológicas, con una separación de 770 m. entre cada punto de tiro. Fueron de utilidad 29 tiros.

La distribución de velocidades y su correlación litológica se muestra a continuación:

VELOCIDAD (m/seg)	INTERPRETACION LITOLÓGICA
1 000	- Capa Intemperizada
2 200	- Miembro de la Formación Yanhuitlán
3 500 a 4 000	- Miembro de la Formación Yanhuitlán
4 300 a 4 500	- Calizas del Cretácico (Albiano-Cenomaniano) Tal vez, rocas cretácicas del Neocomiano y Jurásico de la Formación-Etlatongo.
5 500	- Basamento Precámbrico.

Esta línea tuvo un rumbo SW-NE, iniciándose cerca de San Miguel Tecamatlán. Cruzó por un cuerpo ígneo, identificado por geología superficial y manifestado por perturbaciones en las gráficas tiempo-distancia. Se interpretó una posible-falla en la estación 4.

La Tabla VI.2. muestra la distribución de velocidades de las zonas que se determinaron, a partir de los resultados obtenidos de las seis líneas sismológicas y de su interpretación, y se correlaciona estratigráficamente, con la ayuda de la geología de la zona y de la información de los pozos del área.

Zona	Velocidad (m/s)	Unidad Estratigráfica.
1	800 a 1 000	Capa intemperizada
2	2 000 a 2 600	Formación Yanhuitlán
3	3 200 a 4 000	Formación Yanhuitlán
4	4 000 a 5 150	Cretácico no diferenciado (Albiano Cenomaniaco, Neocomiano y Jurásico)
5	5 500 a 6 200	Pre-Cámbrico (Complejo Oaxaca)

Tabla VI.2. Distribución de velocidades y su correlación estratigráfica.

En las velocidades no se pudieron dar velocidades absolutas únicas, sino más bien rangos de velocidades, esto se debe a que las formaciones geológicas presentan cambios de facies.

VI.5.4. Conclusiones.

El acuífero de la zona lo constituye la Caliza Teposcolula, confinada en la parte superior por la Formación Yanhuítlan, material volcánico y el Conglomerado Tamazulapan; en la parte inferior queda confinado por las rocas jurásicas y precámbricas.

Se considera que el estudio Sísmico de Refracción, satisfizo el objetivo de detectar la presencia de la Caliza - Teposcolula y determinar su profundidad, dentro de límites - de error razonables, tal como lo demuestra la comparación de las profundidades calculadas con la sismología de refracción con las determinadas por los pozos perforados durante la ejecución del estudio sísmológico, estos fueron el pozo Nochixtlan 1 y Yanhuítlan 1, ya que se tuvo un error de ± 25 mts - en el cálculo de las profundidades a la cima de la caliza.

VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

El agua, para consumo y para usos agrícola e industrial, es un recurso de gran importancia en el desarrollo de todas las actividades humanas, y su localización, cuando se trata de agua subterránea, es de primordial importancia en nuestros días. A mediado y largo plazo, cuando los asentamientos humanos se centralicen en puntos determinados, como está sucediendo en los actuales centros económicos más importantes del país, la manera de localizar estas fuentes hidráulicas subterráneas vendrá a ser de vital importancia, y es aquí precisamente donde los métodos geofísicos, digamos el método eléctrico resistivo, la prospección sísmica de refracción y la polarización inducida cobrarán su merecida importancia.

La necesidad de aplicar los diferentes métodos geofísicos ya se hace palpable en diferentes sitios del país, sobre todo en zonas costeras, cuya principal actividad económica es la agricultura, por ejemplo podemos mencionar la costa de Hermosillo, Son. y el valle de Santo Domingo, B.C.S., zonas que tienen problemas con la intrusión salina y donde el método eléctrico resistivo es ideal para configurar la interfase agua dulce-agua salina, lo que nos sirve para restringir la explotación incontrolada del agua dulce en aquellos lugares críticos y así evitar la creciente contaminación, casi irreversible, de los acuíferos dulces. Otro ejemplo que podemos mencionar es el caso de la ciudad de La Paz, B.C.S., donde el frente salino ha venido avanzando progresivamente contaminando a los acuíferos que abastecen de agua potable a La Paz, con lo que se prevé a mediano plazo el estancamiento del desarrollo integral de esta importante ciudad comercial, a menos que se localicen otras fuentes acuíferas cercanas a la -

zona, lo que se ha venido haciendo. Aquí se manifiesta de nuevo la utilidad de las técnicas geofísicas para la localización de estas nuevas fuentes de agua subterránea.

Una conclusión que se puede desprender después de haber efectuado la presente investigación es que los métodos geofísicos aplicables en el campo de la hidrogeología son un instrumental que nos ayudan en el desarrollo económico y social de cualquier tipo de asentamiento humano, contribuyendo con esto al desarrollo integral del país.

La presente investigación viene a dejar en claro que el método sísmico de refracción da resultados numéricos concretos y confiables de gran importancia económica, como lo demuestra la obtención, con este método, del plano estructural de la Caliza Teposcolula, que desde el punto de vista hidrogeológico es la formación con grandes posibilidades de contener agua de buena calidad y desde el punto de vista económico, al explotarse este recurso va a contribuir al desarrollo integral de las comunidades que se localizan en el valle de Nochixtlán-Yanhuitlán.

Si bien es cierto que los métodos geofísicos tratados en la presente tesis son buenos elementos para resolver diversos problemas hidrogeológicos, como todos aquellos esbozados en el quinto capítulo, también es cierto que no son una panacea que resuelva con toda precisión los problemas que se nos presenten, pero afortunadamente, por ser instrumentos valiosos, se están desarrollando y perfeccionando rápidamente por lo que su confiabilidad y precisión van siendo cada día más grandes.

La utilidad del método eléctrico resistivo y del sísmi

co de refracción está altamente comprobada, en el caso del método de polarización inducida sería conveniente que se implementara y se aplicara en nuestro país con finalidades hidrogeológicas, ya que por lo visto muy poco trabajo se ha hecho con él en este campo.

A P E N D I C E S

APENDICE A.

DETERMINACION DE LA PROFUNDIDAD DE UN CONTACTO HORIZON
TAL CON EL METODO SISMICO DE REFRACCION.

Primero veamos el tiempo que tarda un rayo directo u -
onda de compresión en ir de F a D, según la figura IV.1.

$$t_D = \frac{x}{V_1}$$

donde, t_D : tiempo del rayo directo.

x : distancia de la fuente al geófono.

V_1 : velocidad de la primera capa.

esta función representa, en una gráfica Tiempo-Distancia, una
recta con pendiente $1/V_1$, que pasa por el origen.

Ahora calcularemos el tiempo que tarda el rayo refrac-
tado, cuya trayectoria es FBCD:

$$t_r = \frac{\overline{FB}}{V_1} + \frac{\overline{BC}}{V_2} + \frac{\overline{CD}}{V_1}$$

donde, t_r : tiempo del rayo refractado.

V_2 : velocidad de la segunda capa.

$$\text{como, } \overline{FB} = \frac{Z}{\cos i_c}$$

$$\overline{BC} = -2 (Z \cdot \text{tg } i_c) + X$$

$$\overline{CD} = \frac{Z}{\cos i_c}$$

donde, Z : profundidad al contacto.

i_c : ángulo crítico.

entonces,

$$\begin{aligned} t_r &= \frac{2Z}{V_1 \cdot \cos i_c} + \frac{x-2 (Z \text{tg } i_c)}{V_2} \\ &= 2Z \left[\frac{1}{V_1 \cdot \cos i_c} - \frac{\text{tg } i_c}{V_2} \right] + \frac{x}{V_2} \\ &= 2Z \left[\frac{1}{V_1 \cdot \cos i_c} - \frac{\text{sen } i_c}{V_2 \cdot \cos i_c} \right] + \frac{x}{V_2} \\ &= \frac{2Z}{\cos i_c} \left[\frac{1}{V_1} - \frac{\text{sen } i_c}{V_2} \right] + \frac{x}{V_2} \end{aligned}$$

Por el principio de Snell, para el caso que el rayo refractado sea igual a 90° , se tiene:

$$\text{sen } i_c = \frac{V_1}{V_2}$$

de donde,

$$V_2 = \frac{V_1}{\text{sen } i_c}$$

y,

$$t_r = \frac{2Z}{v_1 \cdot \cos i_c} \left[1 - \text{sen}^2 i_c \right] + \frac{x}{v_2}$$

como

$$\cos^2 i_c = 1 - \text{sen}^2 i_c$$

tenemos que

$$t_r = \frac{2 \cdot Z \cdot \cos i_c}{v_1} + \frac{x}{v_2} \dots \dots \dots (2)$$

esta función representa, en una gráfica Tiempo-Distancia, - una línea recta, con una pendiente igual a $1/v_2$ y que interseca al eje de las ordenadas en un valor igual a $(2 \cdot Z \cdot \cos i_c)/v_1$

Si en la ecuación (2) hacemos $x = 0$, obtenemos el tiempo de intersección (t_0):

$$t_0 = \frac{2 \cdot Z \cdot \cos i_c}{v_1}$$

como,

$$\cos i_c = \sqrt{1 - \left[\frac{v_1}{v_2} \right]^2}$$

tenemos

$$t_0 = \frac{2 \cdot Z \cdot \sqrt{1 - \left[\frac{v_1}{v_2} \right]^2}}{v_1}$$

y despejando a Z de la expresión anterior, obtenemos la ex--

presión de la profundidad (Z) al contacto refractante:

$$Z = \frac{t_o \cdot V_1}{2 \sqrt{1 - \left[\frac{V_1}{V_2} \right]^2}} \dots\dots\dots (IV.1)$$

APENDICE B.

FORMULA PARA DETERMINAR LA PROFUNDIDAD DEL SEGUNDO CON TACTO EN UN MODELO GEOLOGICO DE TRES CAPAS HORIZONTALES.

Con un análisis similar al del apéndice A, podemos llegar, sin demostración, a la siguiente expresión:

$$T_{03} = \frac{2 \cdot z_1 \sqrt{v_3^2 - v_1^2}}{v_1 \cdot v_3} + \frac{2 \cdot h_2 \sqrt{v_3^2 - v_2^2}}{v_2 \cdot v_3}$$

..... (IV.2)

donde,

V_1 : velocidad de la onda de compresión en la primera capa.

V_2 : velocidad de la onda de compresión en la segunda capa.

V_3 : velocidad de la onda de compresión en la tercera capa.

Estas velocidades se pueden determinar de los valores-inversos de las pendientes de las tres rectas de la gráfica-Tiempo-Distancia.

- Z_1 : profundidad al primer contacto. Se determina con la fórmula IV.1, deducida en el apéndice A.
- T_{03} : tiempo de intersección de la tercera recta. Su valor corresponde al cruce de la prolongación de la tercera recta con el eje de ordenadas.
- h_2 : espesor de la segunda capa. Esta es nuestra in--cógⁿita. Conocidos todos los parámetros anteriores, los sustituimos en la fórmula IV.2 y así de terminamos a h_2 .

Para conocer la profundidad al segundo contacto refractante (Z_2) simplemente sumamos la profundidad al primer contacto y el espesor de la segunda capa, o sea:

$$Z_2 = Z_1 + h_2$$

APENDICE C.

FORMULAS PARA EL CALCULO DE LA PROFUNDIDAD (h_1) Y ECHADO (α) DE UN CONTACTO PLANO INCLINADO.

La fórmula de la profundidad al contacto en la fuentes (ver Fig. IV.4):

$$h_1 = \frac{t_{ob} \cdot V_1}{2 \cos i_c}$$

donde,

h_1 : profundidad perpendicular al contacto en la fuente (F).

t_{ob} : tiempo de intersección de la recta refractada de bajada.

V_1 : velocidad de la primera capa. Inverso de la pendiente del rayo directo.

i_c : ángulo crítico.

en este caso i_c vale:

$$i_c = \frac{1}{2} \left[\text{sen}^{-1} \left(\frac{V_1}{V_{ab}} \right) + \text{sen}^{-1} \left(\frac{V_1}{V_{as}} \right) \right]$$

donde,

V_{ab} : velocidad aparente de bajada. Inverso de la pendiente del rayo refractado de bajada.

V_{as} : velocidad aparente de subida. Inverso de la pendiente del rayo refractado de subida.

y la fórmula del echado (α) es:

$$\alpha = \frac{1}{2} \left[\text{sen}^{-1} \left(\frac{V_1}{V_{ab}} \right) - \text{sen}^{-1} \left(\frac{V_1}{V_{as}} \right) \right]$$

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

- Angoran Y. Y Nadden T.R., 1977, "Induced Polarization: A Preliminary Study of its Chemical Basis": Geophysics, V.-42, 4.
- Argelo, S. M., 1967, "Two computer programs for the calculation of standard graphs for resistivity prospecting": - Geophysical Prospecting, V. 15, 1, p. 71.
- Astier, J.L., 1975, "Geofisica aplicada a la Hidrogeología". (Traducido por Angel Rio), Edit. Paraninfo, Madrid.
- Backus, G. y Gilbert, F., 1967, "Numerical Applications of a Formalism for Geophysical Inverse Problems": Geophys. - J. Roy Astr. Soc., V. 13, p. 247-276.
- Barry, K.M., 1967, "Delay Time and Its Application to Refraction Profile Interpretation": Musgrave, A.W., ed. - - S.E.G. p. 348-361.
- Barthelmes, A.J., 1946, "Application of continuous Profiling to Refraction Shooting": Geophysics, V. II, p. 24-42
- Bleil, D.F., 1953, "Induced Polarization-A method of Geophysical Prospecting": Geophysics. V. 18, p. 636-661.
- Bodmer, R., 1968, "On Induced Electrical Polarization and groundwater": Geophysics. V. 33, 5. p. 805-821.
- Carmichael, R.S. y Henry G. Jr., 1977, "Gravity Exploration for groundwater and bedrock Topography in Glaciated-Areas": Geophysics. V. 42, 4.

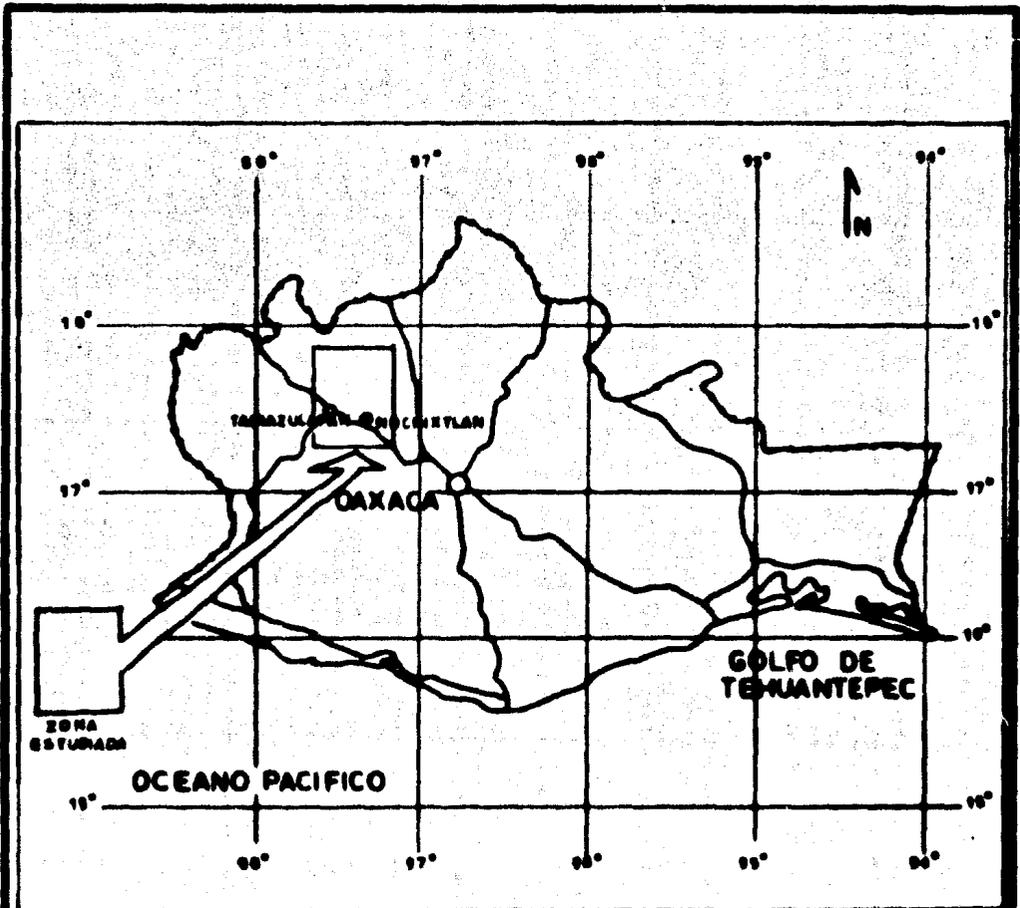
- Compagnie Générale de Geophysique., 1955, "Abaques de Sondage Electrique": Geophysical Prospecting. V. 3, Supl. 3. 51 p. (en Francés e Inglés).
- Dirección de Geohidrología y de Zonas Áridas., 1974, "Estudio Geohidrológico Preliminar de la Alta Mixteca Oaxaqueña": Compañía Servicios, Estudios y Construcciones, - S.A.
- Dobrin, H.B., 1976, "Introduction to Geophysical Prospecting" Tercera Edición, Mc Graw-Hill, Inc. 630 p.
- Duguid, J. O., 1968, "Refraction Determination of water -
table Depth and Alluvium Thickness": Geophysics. V.33, 3.
- Flathe, H., 1963, "Five Layer Master Curves for the Hydrogeological Interpretation of Geoelectrical Resistivity -
Measurements Above a Two-Story Aquifer": Geophysical Progecting. V. II, p. 471-490.
- Gardner, L.W., 1939, "An Areal Plan of Mapping Subsurface
Structure by Refraction Shooting": Geophysics, V. 4, 247-
259.
- Ghosh, D.F., 1971, "The Application of Linear Filter Theory to the direct Interpretation of Geoelectrical Resistivity Sounding Measurements": Geophysical Prospecting. V.-
19, pp. 192-217.
- Hagedoorn, J.G., 1959, "The Plus-Minus Method of Interpreting Seismic Refraction Lines": Geophysical Prospecting,-
V. 7, p. 158-182.

- Hales, F.W., 1958, "An Accurate Graphical Method For Interpreting Seismic Refraction Lines": Geophysical Prospecting. V. 6.
- Hummel, J.N., 1932, "A Theoretical Study of Apparent Resistivity in Surface Potential Methods": Trans. A.I.M.E., Geophys Prosp., V. 97, p. 392-422.
- Inman, J.R., 1975, "Resistivity inversion With Ridge Regression": Geophysics. V. 40, pp. 789-817.
- Inman, J.R., Ryu, J. y Ward, S.H., 1973, "Resistivity Inversion": Geophysics. V. 38, pp. 1088-1108.
- Koefoed, O., 1968, "The Application of the Kernel Function in Interpreting Geoelectrical Measurements": Geoprospection Honograph Series I, N. 2. Berlin-Stuttgart.
- Maillet, R., 1947, "The fundamental Equations of Electrical Prospecting": Geophysics. V. 12. pp. 529-556.
- Mooney. H.M. y Wetzel, W.W., 1956, "Potentials About a Point Electrode and Apparent Resistivity Curves for a Two, Three, and Four Layered Earth": University of Minnesota - Press. 146 p.
- Musgrave, A.W., ed., 1967, "Seismic Refraction Prospecting": Soc. Explor. Geophysicists, Tulsa, 268 p.
- Ogilvy, A.A. y Kuzmina E.N., 1972, "Hydrogeologic and Engineering-Geologic Possibilities for Employing the Method of Induced Potentials": Geophysics. V.37, 5. p. 839.

- Oldenburg, D.W., 1978, "The Interpretation of Direct Current Resistivity Measurements": Geophysics. V. 43,3.
- Orellana, Ernesto., 1966, "Notas sobre la Interpretación de Sondeos Eléctricos Verticales": Geofísica (Española) - XXV. N. 97 p. 1-40.
- Orellana y Mooney, 1966, "Tablas y Curvas Patrón para Sondeos Eléctricos Verticales": Edit. Interciencia. 34 p.
- Orellana, Ernesto., 1972, "Prospección Geoeléctrica en Corriente continua"; Edit. Paraninfo.
- Pakiser, L. C. y Black R.A., 1957, "Exploring for Ancient Channels With the Refraction Seismograph": Geophysics. V. 22, 1. p. 32-47.
- Rijkswaterstaat, 1969, "Standard Graphs for Resistivity - Prospecting": La Haya, European Association of Exploration Geophysicists.
- Rijs, L., Pelton, W.H., Feitosa, E.C., y Ward, S.H., 1977, "Interpretation of Apparent Resistivity data From Apodi - Valley Rio Grande do Norte, Brazil": Geophysics, V.42,4.
- Rockwell, D.W., 1967, "A General Wavefront Method": Musgrave, ed. S.E.G. Tulsa.
- Serres, Y. F., 1969, "Resistivity Prospecting in a United Nations Groundwater project of Western Argentina".: Geophysical Prospecting. V. 17, p. 449-467.
- Stanley, J.M., 1975, "Empirical observations in Locating-Present and Prior Streambeds with a Magnetometer": Geophysics. V. 40, p. 684-685.

- Stefanescu, S. y Schlumberger, M. 1930, "Sur la Distribution Électrique Potentielle Autour D'Une Prise de Terre - Ponctuelle Dans un Terrain à Couches Horizontales, Homogènes et Isotropes": Journal de Physique et le Radium, V. 7. p. 132.
- Sumi, F. 1966: "Prospecting for non-metallic Minerals by-induced polarization": Geophysical Prospecting. V. 13, 4- p. 603-616.
- Tarrant, L.H. 1956: "A rapid method of determining the form of a seismic refractor from line profile results": - Geophysical Prospecting, V.4. p. 131-139.
- Vacquier, V. 1957: "Prospecting for groundwater by induced electrical polarization": Geophysics. V. 22, 3.
- Van Dam, J.C. 1967: "Mathematical denotation of standard-graphs for resistivity prospecting in view of their calculation by means of a digital computer": Geophysical Prospecting. V. 15, 1.
- Van Dam, J.C. y Meulenkamp JJ. 1967: "Some results of the geoelectrical resistivity method in groundwater investigations in the Netherlands": Geophysical Prospecting V.15,1.
- Van Overmeeren, R.A. 1975: "A combination of gravity and-seismic refraction measurements applied to groundwater exploration near taltal, province of antofagasta, Chile": - Geophysical Prospecting. V. 23, p. 248-258.
- Warrick, R.E. y Winslow J.D. 1960: "Application of seismic methods to a groundwater problem in Northeastern Ohio" Geophysics. V. 25, 2.

- Worthington. F. P. 1977: "Geophysical investigations of groundwater resources in the Kalahari Basin": Geophysics-V. 42, 4.
- Zodhy, A. A. 1965: "The auxiliary point method of electrical sounding interpretation, and its relation ship to the Dar Zarrouk parameters": Geophysics. V.30, p. 644-660.
- Zodhy, A. A. 1969: "The use of Schlumberger and equatorial soundings in groundwater investigations near El Paso, Texas": Geophysics. V. 34, 5.
- Zodhy, A. A. y Jackson D. B. 1969: "Aplication of deep electrical soundings for groundwater exploration in Hawaii" Geophysics. V. 34, 4.
- Zodhy, A.A.R., Eaton, G.P. y Habey, D.R. "Application of surface geophysics to ground-water investigations": Techniques of water-resources investigations of the U.S.G.S.- Book 2.
- Zodhy, A.A.R. 1975: "Automatic interpretation of Schlumberger sounding curves, using modified Dar Zarrouk functions" U.S.G.S. Bol. 1313-E, 39 p.



SIMBOLOGIA

- CARRERA
- LIMITA DE ESTADO
- CAPITAL DE ESTADO ○
- CIUDAD ○

ESCALA GRAFICA



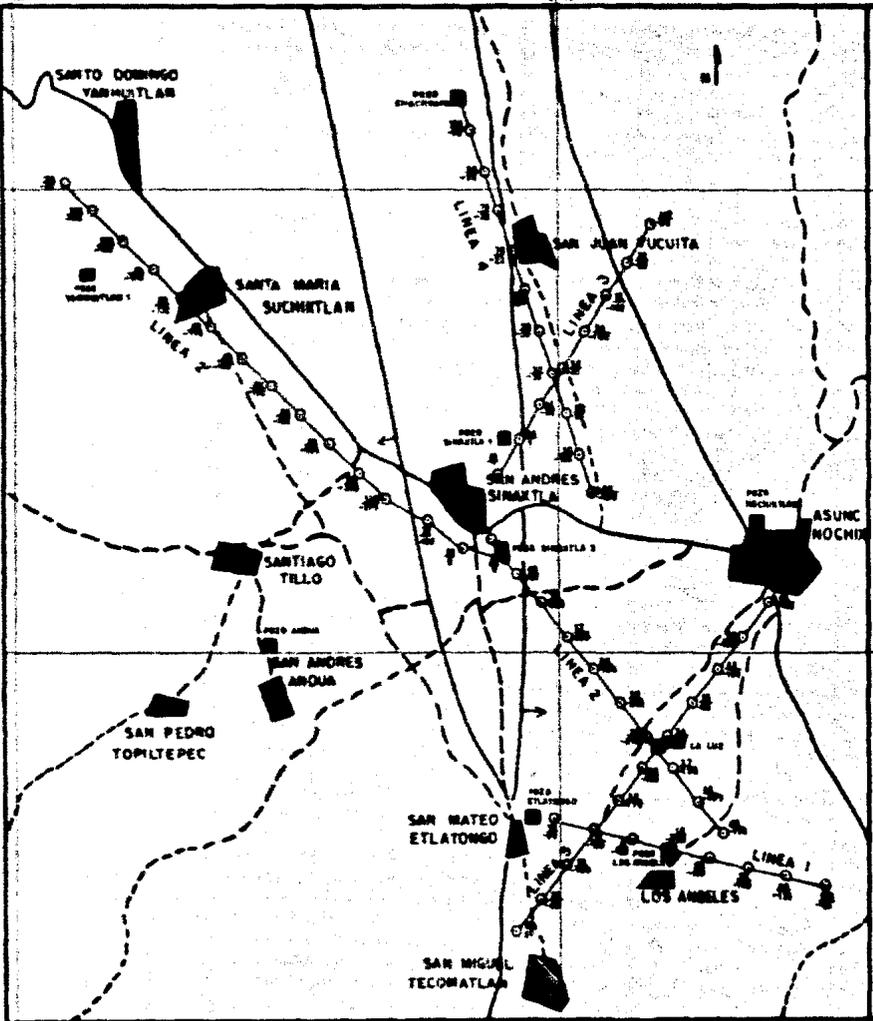
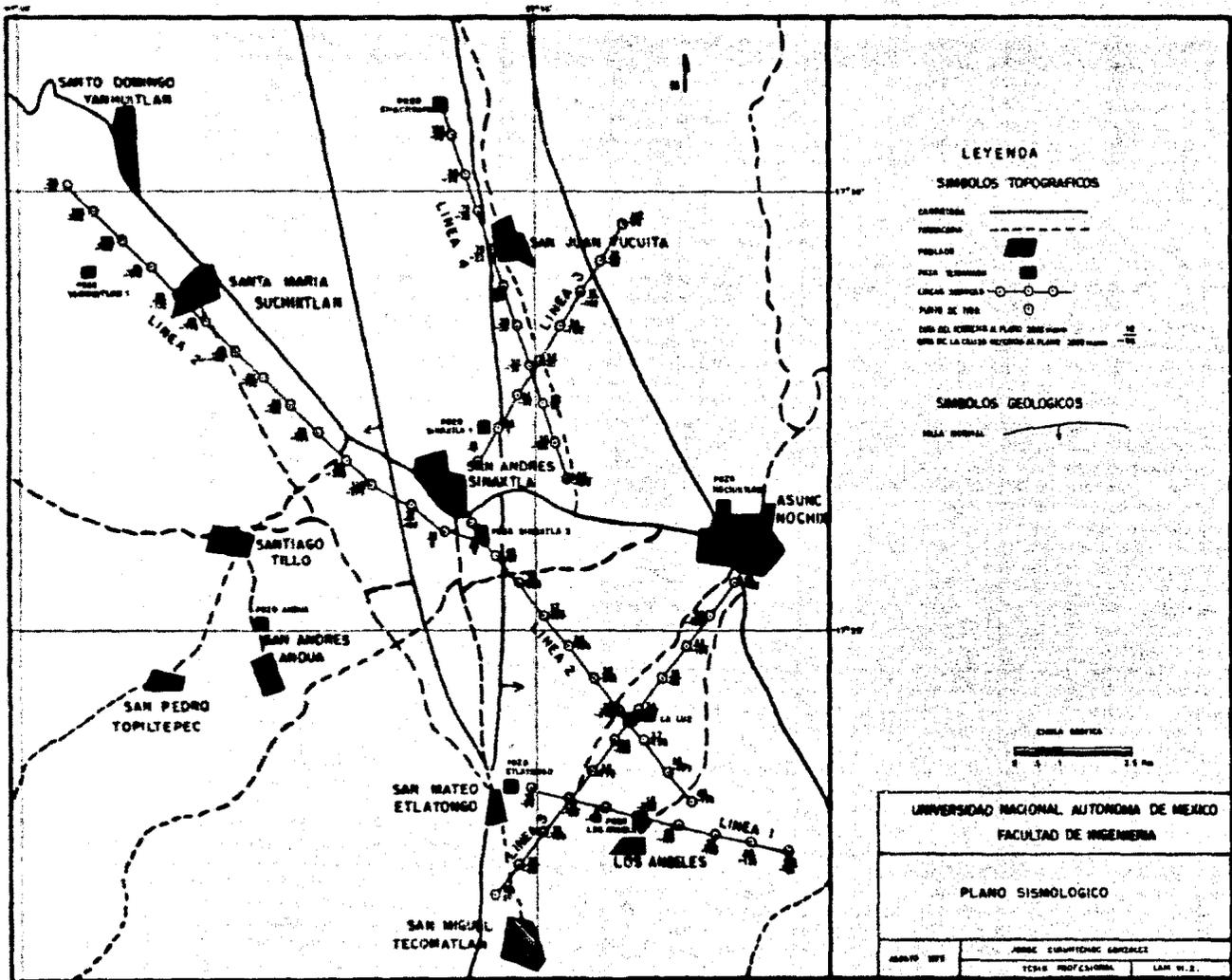
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA

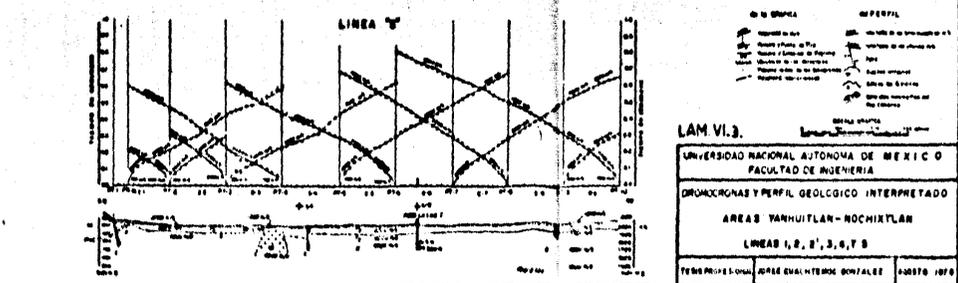
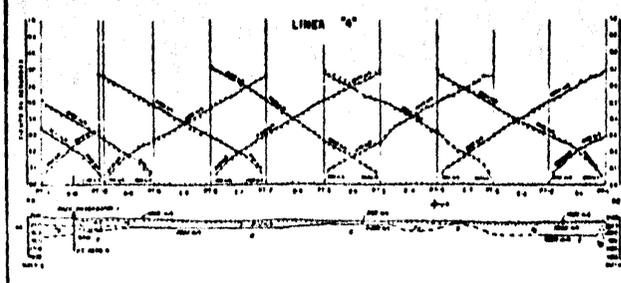
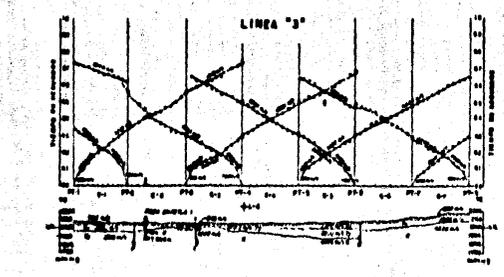
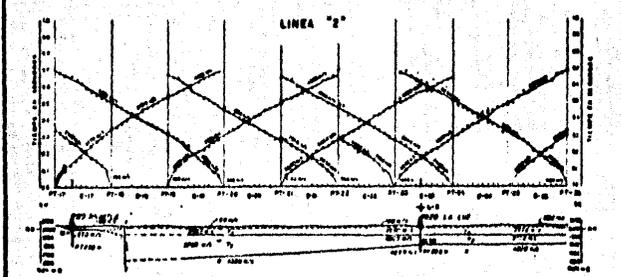
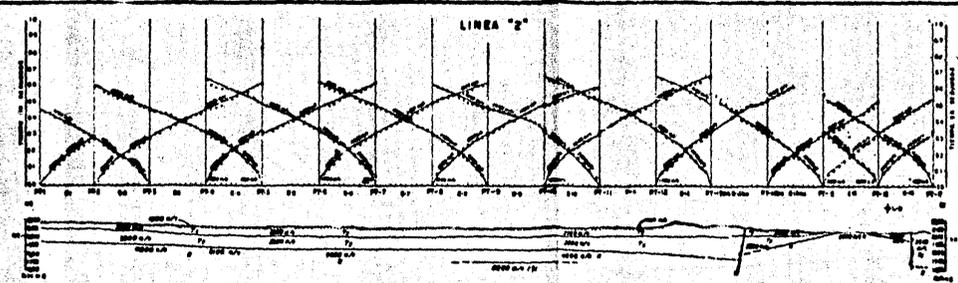
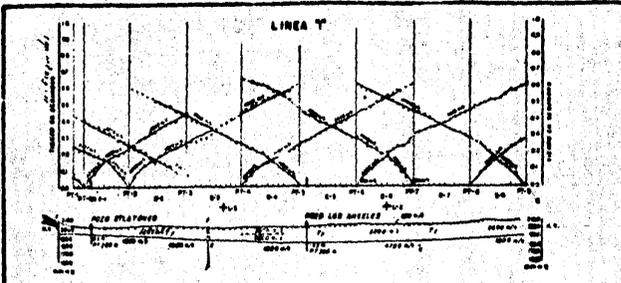
PLANO DE LOCALIZACION

AGOSTO 1976

JORGE CUATRECASAS GONZALEZ

TÉCNICO PROFESIONAL LAM M. I.





LEGENDA DE SÍMBOLOS

SÍMBOLO DE SUCESIONES GEOLOGICAS	SÍMBOLOS DE ESTRUCTURAS
[Symbol]	[Symbol]

NOTA: Este estudio geológico fue realizado en el mes de Julio de 1960, en el área comprendida entre los ríos Los Angeles y San Juan, en el Estado de Jalisco.

SÍMBOLOS:

DE LA ESCALA	DE PERFILES
[Symbol]	[Symbol]

LAM VI.3.

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA

CRONOCRONAS Y PERFIL GEOLOGICO INTERPRETADO

ÁREA YANHUITLAN - NOCHITLAN

LINEAS 1, 2, 3, 4, 5, 6

TRABAJO PROFESIONAL, ÁREA EVALUACION CONTINUA, AGOSTO 1970

INSTITUTO NACIONAL DE RECONSTRUCCION DE MEXICO
 FACULTAD DE INGENIERIA
 SECCION GEOLOGICA A-1
 TITULO DE PROYECTO: ...
 ESCALA: ...

LEYENDA

ALUVION	Al
DEPOSITOS VOLCANICOS	Fv
FORMACION SOSPILA	Ts
FORMACION TAMBUILAN	Tt
CALIZA TEPOSICOLULA	Kt
JURASICO SUPERIOR	Jm
JURASICO INFERIOR	Ji
PERMIANO SUPERIOR	Pm

PALLA BRANCA
 PALLA BRANCA

