

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

TÍTULO : IDENTIFICACION DE LAS UNIDADES
ACUIFERAS DE LA SUBCUENCA DE CHALCO EN
BASE A ESTUDIOS GEOELECTRICOS

PAJLA DE ORIGEN

TESIS PROFESIONAL

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOFISICO

PRESENTA :

SERGIO ALBERTO AGUAS ROMERO

MEXICO, D. F.

PAJLA DE ORIGEN

1989



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 está 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

RESUMEN	1
I ANTECEDENTES	
1.1 Objetivo	2
II GENERALIDADES	
II.1 Localización	3
II.2 Climas y Vegetación	3
II.3 Suelos	5
II.4 Economía	6
II.5 Desarrollo Urbano	6
II.6 Contaminación y Medio Ambiente	7
III GEOLOGIA	
III.1 Historia Geológica	8
III.2 Estratigrafía	9
III.2.1 Estratigrafía de la Cuenca de México	9
III.2.2 Petrografía de las Estructuras Volcánicas en la Subcuenca de Chalco	13
III.3 Tectónica	14
III.4 Geología Estructural	16
III.5 Fisigrafía	17
III.6 Geomorfología	18
III.6.1 Relieve Endógeno	18
III.6.2 Relieve Exógeno	21
IV GEOHIDROLOGIA	
IV.1 Evolución Hidrogeológica de la Cuenca de México	22
IV.2 Hidrogeología	24
IV.3 Recarga y Descarga de los Acuíferos	27
IV.4 Características Hidrogeológicas	28
IV.5 Zona Geohidrológica	28

V GEOFISICA

V.1 Conductividad	31
V.2 Propiedades Electricas de las Rocas	34
V.3 Conceptos Fundamentales de la Prospeccion Eléctrica	35
V.3.1 Ecuaciones Generales	35
V.4 Expresion Analitica del Potencial en un Semimedio	37
V.5 Potencial en la Superficie de un Medio Estratificado	40
V.5.1 Fuentes en la Primera Capa	42
V.6 Resistividad Aparente	46
V.7 Sondeos Eléctricos Verticales	48

VI MANEJO DE LA INFORMACION

VI.1 Disponibilidad de Datos	50
VI.2 Parametrización de las arcillas	51
VI.3 Análisis de Curvas SEV's	55
VI.3.1 Morfología	55
VI.4 Interpretación de Curvas SEV's	56
VI.5 Análisis de Planos de Isorresistividad	59
VI.5.1 Planos de Isorresistividad AB/2=250 m.	59
VI.5.2 Planos de Isorresistividad AB/2=400 m.	59
VI.6 Secciones Geoelectricas	60
VI.6.1 Línea LIGF-2	60
VI.6.2 Línea LCFE-3	61
VI.7 Cortes Isométricos	62
VI.8 Modelado Tridimensional	66

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	69
--------------------------------	----

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	71
----------------------------	----

ANEXO A Curvas tipo del area de la Subcuenca de Chalco	
--	--

RESUMEN

La explotación de agua en el Distrito Federal ha ocasionado que en las últimas décadas el suministro del preciado líquido sea insuficiente, por tal motivo las autoridades competentes realizan estudios encaminados a la detección de fuentes de abastecimiento.

El Instituto de Geofísica de la UNAM en coordinación con otras dependencias está llevando a cabo una serie de investigaciones enfocadas hacia el conocimiento de la dinámica del sistema acuífero en la Cuenca de México.

El presente trabajo muestra un modelo tridimensional, obtenido a partir de estudios geométricos, realizados en el área del acuífero localizado en la Subcuenca de Chalco. La información fué obtenida por el Instituto de Geofísica de la UNAM y la Comisión Federal de Electricidad. Constó de 70 SEV's, con abertura eléctrica AB/2 de 600 a 800 m.

Además se contó con dos líneas de Sísmica.

La información se procesó considerando la busquedad de una unidad acuífera de baja resistividad, producto de su alta salinidad. Fué parametrizada por medio de trabajos previos en la batería de pozos de Santa Catarina.

El modelo propuesto muestra la distribución espacial de una unidad saturada con agua de mala calidad (1100 p.p.m.) y resistividad que varía de 0.5 a 4 Ω - m. Dicha unidad se encuentra a lo largo de toda la planicie lacustre de la Subcuenca, tiene su mayor espesor en la porción Sur del Volcán de Guadalupe, llegando

a ser de aproximadamente 400 m. y su parte más superficial se localiza en la frontera Oriental de la Subcuenca, cerca del poblado de Chalco.

I ANTECEDENTES

Del sistema de cinco grandes lagos Zumpango, Xaltocan, Texcoco, Xochimilco, y Chalco que configuraban, en el Cuaternario Superior, la cuenca hidrográfica del Valle de México sólo quedan algunos remanentes. Como efecto de su existencia se originó el sistema acuífero del Valle de México que durante muchos años ha sido explotado para el abastecimiento de agua al Distrito Federal. Pero en las últimas tres décadas la excesiva extracción, en la cuenca, se ha manifestando como un asentamiento de todo el Valle.

Además el crecimiento demográfico ha producido una insuficiencia en el abastecimiento del agua lo cual ha ocasionado traer agua, a la Cuenca de México, de lugares más lejanos y la búsqueda de nuevos sistemas acuíferos. Por tal motivo en el año de 1961, se ordenó la perforación de la batería de pozos de Santa Catarina, localizada en la llamada Subcuenca de Chalco.

En el año de 1985, el Instituto de Geofísica (IGF) de la UNAM en colaboración con la Universidad de Waterloo, Canada y el Centro Internacional de Investigación para el desarrollo (I.I.D.R.C.) del gobierno de Canada, iniciaron una serie de investigaciones encaminadas hacia el conocimiento de la dinámica del sistema acuífero en la Cuenca de México.

Entender y manejar el recurso agua con un enfoque académico permitira redefinir políticas de explotación y adoptar medidas preventivas para evitar su contaminación.

Por tal motivo, se han realizado una serie de investigaciones que han permitido:

- a) Definir la geometría de las formaciones acuíferas del Sur de la Cuenca de México (Rodríguez, 1960).
- b) Mediante un estudio Geológico y Geoquímico, conocer si existe comunicación entre los acuíferos de la parte Sur de la Cuenca de México y los de la Subcuenca del Estado de Morelos (Cortés, 1987).
- c) Definir rangos resistivos de las principales unidades que integran el sistema acuífero de la Cuenca de México (Ochoa, 1989).

1.2 Objetivo

El presente trabajo tiene como objetivo determinar mediante estudios geoelectrónicos, la geometría y espesor del acuitardo que actúa como semiconfinante del acuífero actualmente en explotación, en el área lacustre de la Subcuenca de Chalco (porción sur de la Cuenca de México), esto permitirá conocer la dinámica de este sistema acuífero, con el propósito de redefinir políticas de explotación, y adoptar medidas preventivas de contaminación.

II. GENERALIDADES

II.1 Localización

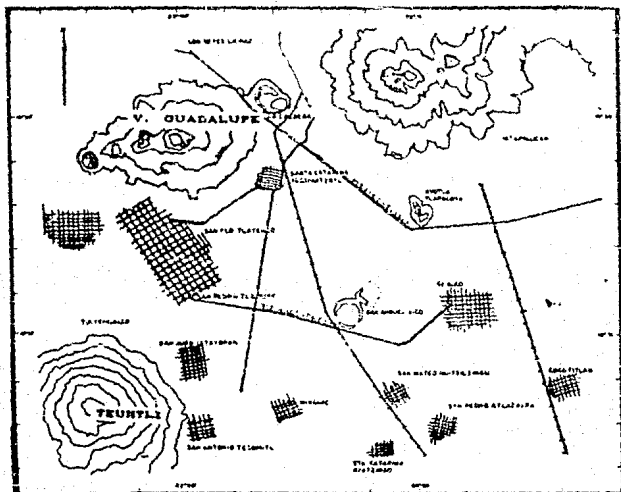
La Subcuenca de Chalco, se encuentra ubicada al SE de la Ciudad de México, entre los paralelos $19^{\circ}19'$ y $19^{\circ}12'$ de latitud Norte y los meridianos $99^{\circ}00'$ y $98^{\circ}55'$ de longitud Oeste, con una altura promedio de 2240 m.s.n.m. y una extensión de 115 Km² aproximadamente.

La zona de estudio (fig. II.1), tiene como límites:

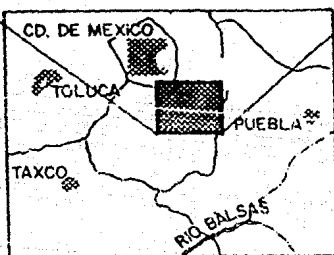
- Norte, la Sierra de Santa Catarina, el volcán, la Caldera y el Cerro del Pino y el cerro Tlapacoya (El Elefante).
- Sur, la Sierra de Chichinautzín.
- Sureste, Cerro de Cocotitlán.
- Suroeste, Volcán Teótlitl.

II.2 Clima y Vegetación

Un aspecto importante en las condiciones climáticas en la Cuenca de México es la topografía, pero dado que la zona del estudio no tiene grandes contrastes topográficos se considerará como punto de referencia el poblado de Chalco, el cual se encuentra a una altura de 2240 m.s.n.m. La zona de Chalco presenta una temperatura máxima anual de 25.5°C , una temperatura mínima anual de 8.9°C y una precipitación media anual de 754 mm (García, 1981).



ESCALA 1:100,000



- LEYENDA
- ||| AUTOPISTA
 - CARRETERA SECUNDARIA
 - F. F. C. C.
 - POBLADO
 - CUEVAS DE NIVEL

FIG. II.1 LOCALIZACION DEL AREA DE TRABAJO

De acuerdo con la carta de climas W. Köppen(1964) corregida por Enriqueta García (1988), corresponde a un clima C(w)wb(i)g, esto es subhúmedo-templado.

Debido al clima subhúmedo-templado encontramos flora como: encino, maguey, nopal y bisnaga. Dentro de los cultivos tenemos: maíz, frijol, calabaza, así como pastos naturales (D.D.F., 1984).

II.3 Suelos

En la Subcuenca de Chalco se encuentran suelos mólico, ócrico y úmbrico (S.P.P., 1983b), con espesor variable, que va desde 3 cm. en el cerro de El Xico, a 20 y 25 cm. en los cerros de La Caldera y Tiapacoya y mayor a 100 cm. en la zona lacustre. Tienen una reacción al HCl de moderada a nula, con un pH que varía entre 5 y 6.9, y una textura fina hacia la parte más externa y en la zona central, ocasionando una baja permeabilidad y como consecuencia algunas zonas anegadas. Presentan un desarrollo de moderado a débil y una concentración de sales que varía entre 9.9 y 11.3 p.p.m. El porcentaje de arcilla, limo y arena es variable, encontrando así, suelos migajón-arcillo-arenosos y migajón-limo-arcilloso (D.D.F., 1983b).

11.4 Economía

El 40% de la producción industrial del país se genera en la Cuenca de México, teniendo una gran variedad de industrias ligeras, medianas y pesadas (S.P.P., 1984).

Del total de la población que forma dicha comunidad sólo el 25% es económicamente activa. Dentro de este 25% encontramos que el 57% se dedica a actividades primarias, de las cuales destacan: la Agricultura y la Ganadería; el 23% se dedica a la industria y el 20% restante a el comercio y servicios (S.S.P., 1984).

11.5 Desarrollo urbano

En el área de trabajo encontramos ubicada una de las pocas reservas ecológicas que actualmente existen cerca de la Ciudad de México. Cuenta con un área de aproximadamente 11.3 Km² y se encuentra localizada al Este del área urbana de Tláhuac, al Norte de las estribaciones de la Sierra de Chichinautzin. Comprende básicamente la antigua zona chinampera de Xochimilco.

En su porción media, la reserva se ve atravesada con dirección Norte Sur por la batería de pozos de Santa Catarina Yecahuizotl, la cual consta de 14 pozos y sirven para el abastecimiento de agua al Distrito Federal.

Al Este de dicha área se ubica la zona de Santa Catarina, en donde encontramos localizado uno de los asentamientos irregulares

sub-urbanos más grandes del mundo. Se carece de servicios públicos; tales como agua potable, energía eléctrica, alcantarillado, servicios médicos, etc. Dicha área tuvo un crecimiento muy acelerado en la década de los setentas, pero en los últimos años se ha visto mermado, debido a que el área disponible ha sido ocupada en su mayor parte.

Algo que cabe resaltar es la presencia de una zona anegada, localizada al Sur de dicha ciudad; ubicada entre los pozos 7-11 de la batería de Sta. Catarina Yecahuizotl (fig II.2).

II.6 Contaminación y Medio Ambiente

El acuífero localizado en el área, del cual se extrae agua para la Ciudad de México, mediante la batería de pozos de Santa Catarina Yecahuizotl se encuentra contaminado por la acumulación de basura en el relleno sanitario de Santa Catarina, donde el agua de lluvia al infiltrarse lixivia y acarrea en solución diversos contaminantes (D.C.C.O.H., 1986).

Por otra parte la emisión de gases y humos tóxicos que producen los vehículos que transitan a través de la carretera México-Puebla han producido, la contaminación del medio (D.D.F.,

1984)

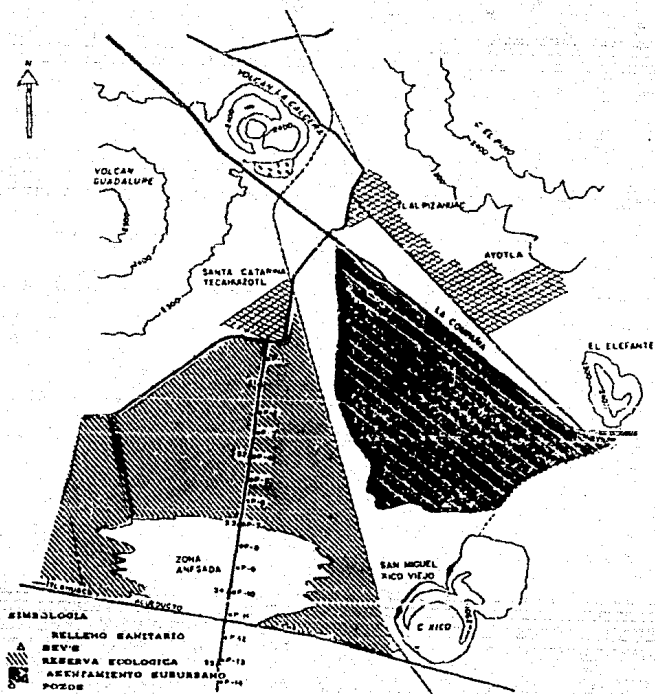


FIG. 11.-E DISEÑO URBANO DEL AREA DE TRLAJAHUAC

III. GEOLOGIA

III.1 Historia Geológica

Los diferentes eventos volcánicos del Terciario y Cuaternario, de los cuales se tiene evidencia en la Cuenca de México, se han dividido en siete fases de vulcanismo (Mooser, 1978).

La primera de estas fases tienen lugar a finales del Eoceno, compuesta de tobas alteradas de composición intermedia a ácida.

La segunda, de edad Oligoceno Medio, formada por las rocas volcánicas más antiguas que afloran al NE de la cuenca, consistente en series volcánicas de lavas intermedias y ácidas con ligninitas y tobas abundantes que además contienen depósitos aluviales.

La tercera y cuarta fase de vulcanismo tuvieron lugar en el Oligoceno Superior y en el Mioceno, con rocas dacíticas como los representantes más antiguos de la parte meridional de la Cuenca.

La quinta fase, iniciada a fines del Mioceno, y llega hasta el Pleistoceno; marcando así la formación de las Sierras Mayores, las que delimitan la Cuenca por el Oriente y el Occidente, y que consisten de productos de efusiones andesíticas y dacíticas surgidas en estrato-volcanes. Las sierras muestran en sus pies grandes abanicos aluviales formados por material volcánico, con las lavas que son de marcado carácter porfírico.

El vulcanismo del Cuaternario, comprende las fases seis y siete que culminó con la construcción de la gran Sierra de

Chichinautzin, durante el Cuaternario Superior, que obstruyó el drenaje hacia el Sur y cerró la Cuenca de México, de tal manera que quedó como una gran presa que hoy vemos azolvada.

Así se formó la Cuenca de México, mediante fracturamientos y transurrencias que dieron salidas a magmas y tefras durante algunos millones de años, conformando una entidad geológica en la que en distintas épocas hubo hundimientos y levantamientos (Lorenzo, 1966).

III.2 Estratigrafía

III.2.1. Estratigrafía de la Cuenca de México

La estratigrafía de la Cuenca de México (fig. III.1), se ha podido subdividir en tres diferentes unidades de vulcanismo (Mooser, 1956). La primera de ellas de edad Oligo-Miocénica, constituido de corrientes de lavas, tobas, brechas, suelos fósiles, depósitos laháricos y fluviales.

La segunda de edad Pliocénica con extensas masas de lava ácida, dasitas y riolitas en su base, y abanicos aluviales en su parte superior, que forman parte de la Formación Tarango.

La tercera de edad Pleistocénica compuesta de sedimentos fluviales y erupciones volcánicas, que constituyen el último y más reciente ciclo de efusiones ígneas y representa la serie basáltica Chichinautzin (Mooser, 1956).

La columna estratigráfica está basada en el trabajo

realizado por el Ingeniero Eduardo Martínez Rodríguez en el año de 1966 para la Octava Convención Geológica Nacional fig. III.1.

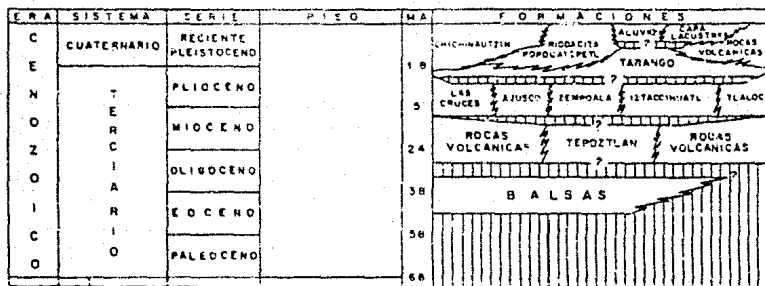


Fig.III.1 COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LA CUENCA DE MEXICO
(MARTINEZ, 1966)

FORMACIONES DEL EOCENO-OLIGOCENO

Formación Balsas

Localizada en las cuencas de los ríos Amacuzac y Balsas, al Sur de la Cuenca de México. Contiene tobas, limolitas, yeso calizas, derrames de basalto y andesita, así como clásticos continentales.

FORMACIONES DEL OLIGOCENO-MIOCENO

Corresponden a fragmentos volcánicos, localizados principalmente al pie de las Sierras de las Cruces, Nevada y Río Frio. Mooser (1962) propuso el nombre de Formación Xochitepec para las tobas, brechas y complejos volcánicos profundamente

erosionados, que son mas antiguos que los aparatos volcánicos del Plioceno, y quedan rodeados por estos últimos. En algunas áreas descansa en discordancia sobre el grupo Baisas.

Formación Tepoztlán

Rocas volcánicas epiclásticas de composición riódacítica a andesítica, depositadas por corrientes de agua y de lodo.

Formación Zempoala

Comprende derrames de lava de composición dacítica, andesítica y riódacítica, interestratificadas con material piroclástico y lahares.

Formación Las Cruces

Está constituida por brechas volcánicas con intercalación de lavas andesíticas en la parte inferior y por lavas dacíticas en la superior.

Formación Tlaloc

Compuesta por un conjunto de derrames riódacíticos, interdigitados con aluviones y tobas de la Formación Tarango.

FORMACIONES DEL PLIOCENO

Formación Tarango

En 1962 Mooser, caracterizó esta formación como abanicos aluviales con fragmentos de rocas volcánicas de composición

intermedia, que se formaron a los pies de la Sierra Nevada por la erosión de volcanes mio-pliocénicos.

Esta formación se encuentra cubierta por lavas recientes de la Formación Chichinautzin y fue dividida por Mooser (1962) en dos cuerpos: Formación Tarango Inferior y Superior. La Inferior, formada por abanicos aluviales, conglomerados, suelos y pómez; la Superior, constituida principalmente por gruesos depósitos de ceniza y pómez.

FORMACIONES DEL PLEISTOCENO

Formación Chichinautzin

Está constituida por derrames basálticos de textura porfirítica, con fenocristales de olivino y microlitos de plagioclasas y piroxenos (Cortés, 1987). Así como productos de conos cineríticos de composición variable.

Sedimentos Fluviales

Formados por material arcilloso, sales y numerosas intercalaciones de ceniza y pómez con fragmentos de andesita correspondientes a las últimas emisiones del Popocatepetl y al período cinerítico del Xitle.

Sedimentos Aluviales

Consisten en amplios abanicos de material piroclástico de acarreo, probablemente retrabajados e interdigitando en las zonas de pie de monte con el aluvión y las cenizas volcánicas recientes.

Se ubican en las faldas de la Sierra de Chichinautzín.

III.2.2 Petrografía de estructuras volcánicas en la Subcuenca de Chalco.

Esta subcuenca se halla delimitada al Norte por rocas del Mioceno y Plioceno de la Sierra de Santa Catarina, de donde destacan:

a) El cono de Xaltepec, constituido por cenizas basálticas de color gris bien estratificada (Lugo, 1984).

b) La Caldera. Constituido en gran parte de ceniza basáltica en planos delgados que buzan hacia afuera en todas direcciones y al pie de este cerro encontramos tobas bien estratificadas. (aparentemente surgieron por explosiones freáticas) (Balcazar, 1965).

c) El cerro Tlapacoya, que antiguamente era una isla, y que representa una de las rocas más antiguas de esta zona (Oligoceno - Mioceno), consiste de derrames de tipo andesítico muy erosionados, y cubierto por sedimentos lacustres y piroclásticos (Rodríguez, 1987).

Al Sur por derrames de lavas y tobas andesíticas, dacíticas y riolíticas que constituyen el volcán Teuhtli (Rodríguez, 1987), el cual forma parte de la Sierra de Chichinautzín.

Al Este y al Oeste por depósitos aluviales y lacustres (fig. III.2); destacando en la parte central el llamado Cerro Xico.

consistente de dos tipos de ceniza basáltica, clasificada con algunos basaltos víbrosos oscuros al Noroeste del mismo (Balcazar, 1965).

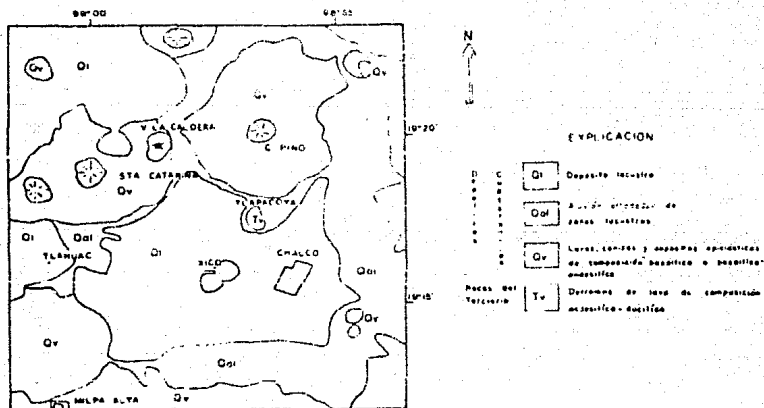


Fig. III.2 MAPA GEOLOGICO SIMPLIFICADO DEL AREA DE ESTUDIO (RODRIGUEZ, 1989)

III.3 Tectónica

El Eje Neovolcánico (ENV) se formó a partir de fenómenos volcánicos asociados a tectonismo, provocando su drenaje característico.

La Cuenca de México, lugar donde se encuentra el área del estudio, es la más grande de las cuencas endorreicas que se tienen a lo largo del Eje Neovolcánico (Lorenzo, 1987) (fig. III.3).

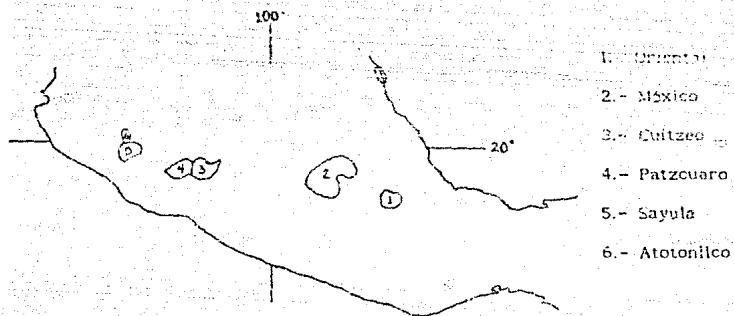


Fig. III.3 CUENCAS ENDORREICAS DEL ENV.
(LORENZO, 1986)

En 1975, Mooser, propone que el mayor movimiento tectónico se registro, durante el Cenozoico prueba de esto es la extraordinaria actividad volcánica que caracterizo dicha era.

A mediados del Terciario, el alto del Pacifico Oriental, se metió por debajo del continente, en la región de Puerto Vallarta, con lo cual la antigua trinchera se vió reducida en su parte Norte. Simultáneamente la placa de Cocos, se hundia, generando en el Mioceno el vulcanismo en México y por consecuencia el ENV (Lorenzo, 1986).

Después de esta serie de eventos tectónicos la cuenca quedó dividida en tres zonas de fracturamiento, que son: Fracturamiento Humboldt, en el Sur; fracturamiento de Chapala-Acambay, en el Norte

y en el Centro la zona comprendida entre ambos fracturamientos (Moeser, 1963).

III.4 Geología Estructural

Es característico del ENV, entre otras cosas, el sistema básicamente ortogonal de fracturas que controlan el ascenso de los magmas dentro de la corteza y gobiernan la formación de fosas y pilares (hundimientos y levantamientos) en su territorio, con lo cual su recorrido en la masa continental muestra un patrón zigzagueante (Moeser, 1975).

El fracturamiento de los grandes volcanes que se desarrolla en la zona Central y Oriental del ENV, rige a la Sierra de Chichinautzin, que forma el borde Sur de la Cuenca de México.

Hay un tipo de fenómeno estructural poco frecuente y es el de las transcurrencias, o sea, desplazamientos horizontales a lo largo de fallas que, sin embargo, se da con frecuencia en el ENV, llegando a medir varios kilómetros de longitud, como la existente entre el Nevado de Toluca y el Ajusco con una longitud de aproximadamente 10 km. y que afecta a la Cuenca de México (Lorenzo, 1986).

Los rasgos estructurales más notables en la zona de trabajo son (Cortés, 1987):

- a) El sistema de fracturamiento de dirección NE-SW y NW-SE que se encuentra en la Sierra de las Cruces, Zempoala, Nevada y Río Frio, de una edad Plioceno

- 10000
- b) El graben de dirección E-W que se localiza al poniente de la Sierra Michinautzin de edad Pleistoceno Superior.
- c) Un desplazamiento tectónico entre la parte Sur de la Cuenca de México y la Cuenca del Río Balsas, el cual probablemente se inició con el fallamiento Post-Laramídico y finalizó con el Pleistoceno

III.5 Fisiografía

La Cuenca de México se encuentra localizada al Sur de la Mesa Central, en el centro del gran Eje Neovolcánico en lo que fisiográficamente se denomina Faja Transvolcánica Mexicana (Rodríguez, 1987). Posee una forma de contorno irregular. Alargada de Norte a Sur, tiene su eje mayor de aproximadamente 110 Km. de longitud y eje menor de aproximadamente 80 Km. Está circundada completamente por elevadas montañas y cubierta en diferentes puntos por áreas lacustres, producto de los lagos que existieron al final de la época glacial, hacia el Pleistoceno, y que probablemente formaban un solo cuerpo de agua; y de los cuales sólo quedan algunos remanentes siendo uno de ellos el lago de Texcoco (Mooser, 1975).

III.6 Geomorfología

El origen y formación del relieve en la Subcuenca de Chalco, se ha venido formando, a través de una serie de procesos tales como intemperismo, erosión, acumulación de sedimentos y tectonismo, que a su vez ha provocado vulcanismo, y que conocemos como procesos endógenos y exógenos; que analizaremos brevemente a continuación.

En general la Subcuenca esta representada por un paisaje de conos cineríticos, abanicos volcánicos, laderas, coladas de lavas andesíticas y andesítico-basáltico, todas ellas afectadas por erosión reciente, así como: cañadas, valles, planicies lacustres y otro tipo de paisajes de menor importancia (Lugo, 1964).

III.6.1 Relieve Endógeno

Este tipo de relieve es producto de una extraordinaria actividad volcánica a finales del Pleistoceno y en el Holoceno; caracterizadas por explosiones piroclásticas, la efusión de lavas, la alternancia de emisiones de lava y piroclásticos. Las formas características originadas por estos procesos son: conos cineríticos, abanicos volcánicos, laderas, coladas de lavas y estrato-volcanes (Lugo, 1964).

En la Subcuenca, el relieve volcánico-explosivo, es una forma volcánicas originadas por la expulsión de material detrítico de

manera violenta a través de un conducto central, y dentro de estas tenemos:

A) Conos Cineríticos.- Poseen un grado variable de relieve, con un diámetro en su base de 1000 a 2000 m.; su altura promedio relativa es, en la mayoría de los casos, menor de 250 m.. Los volcanes más jóvenes muestran coladas de lavas asociadas; en los más antiguos, estas se encuentran cubierta parcial o totalmente por los materiales expulsados por los volcanes más jóvenes (Lugo, 1984), entre los que tenemos:

1) Guadalupe.- Es el más alto de la Sierra de Sta. Catarina y posiblemente el más joven de la misma. Se encuentra localizado al Oeste de la planicie lacustre.

2) Teuhtli.- Localizado en la Sierra de Chichinautzin al Norte de Milpa alta, con una edad de aproximadamente 20,000 años.

B) Cráteres "caldera".- Representados en la zona por dos conos de escoria que son:

1) La Caldera.- Tiene forma elipsoidal irregular, con diámetros de 1600 a 1700 m., su altura máxima relativa es de 220 m., con 2500 m.s.n.m. en su

punto más alto. Se reconocen en el dos cráteres apenas separados por una cresta de unos 20 m. de altura. El primer cráter, tiene un fondo plano circular, con un diámetro de alrededor de 350 m. y un desnivel máximo respecto a la cima de 180 m.; el borde superior tiene uno 500 m. de diámetro.

El segundo cráter, al Sureste del anterior, es de fondo plano, forma ovalada irregular de unos 500 m. de diámetro y un desnivel máximo respecto a la cima de 350 m.; el borde superior tiene unos 700 m. de diámetro.

- 2) El Xico. Localizado en la planicie lacustre, con una elevación menor de 100 m. con respecto a ésta; posee un diámetro de 1500 m. en su base, y se fusiona con otro volcán semejante (Xico viejo). El primero con forma circular, tiene diámetro de 700 m. en el fondo y 1000 m. en el borde superior. Cárdenas (1904) considera al Xico viejo como volcánico explosivo anterior y al Xico como explosivo freático (Lugo, 1984).

III.2.2. Relieve Exógeno

Los procesos exógenos incluyen intemperismo, erosión y acumulación de sedimentos, como la que se ha venido llevando a cabo durante los últimos miles de años del Cuaternario. Tienen como formas características: las cañadas, valles, planicies lacustres, abanicos y llanuras aluviales (Lugo, 1984).

En el relieve erosivo-fluvial, la Sierra Chichinautzin, por tener un vulcanismo joven, no ha alcanzado un desarrollo que defina Cuencas fluviales amplias.

En cuanto al relieve acumulativo lacustre, ocupa una porción significativa en la Cuenca de México, debido a la presencia, desde la última época glacial, de un gran lago que abarcaba desde la Sierra de Chichinautzin hasta Zumpango Estado de México. La forma resultante es la gran planicie, hoy ocupada por la Cd. de México, el remanente del lago de Texcoco y las tierras de cultivo en la zona de Chalco y áreas circundantes (Lugo, 1984).

IV.1 Evolución Hidrogeológica de la Cuenca de México

Al quedar cerrada la Cuenca de México, en el Cuaternario Superior, las aguas pluviales no tuvieron salida y entonces se comenzó a formar un conjunto de lagos; entre los que figuraban: el antiguo lago de México, en el Centro, al Este, el lago de Texcoco, al Sur, los lagos de Xochimilco y Chalco, que entonces formaban uno solo, y al Norte el lago de Zumpango, dentro de los cuales aún quedan vestigios del lago de Texcoco y el de Zumpango (Lorenzo, 1986) (fig. IV.1).

Hacia la época de los aztecas, en temporada de lluvias, el nivel de las aguas crecía en sus riveras, formando un solo lago que cubría una extensión de aproximadamente 2000 Km², esto es, casi una cuarta parte de la Cuenca, con una profundidad que variaba de 15 a 20 m. en las partes profundas. Sobresalían en la superficie de las aguas algunos islotes, tales como el de la antigua Tenochtitlán y el de Tlatelolco.

En la época de la colonia se intentaron varios proyectos para reducir el tamaño de los lagos, como: la construcción de diques, en Zumpango y Xalostoc y encausamientos para desviar las avenidas de los ríos, en especial los más caudalosos, como las del río Cuautitlán (Brisicca, 1960).

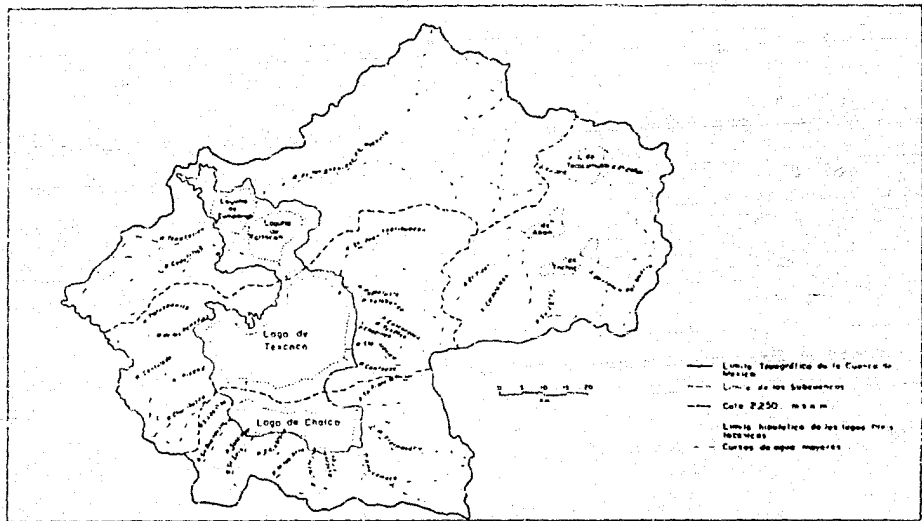


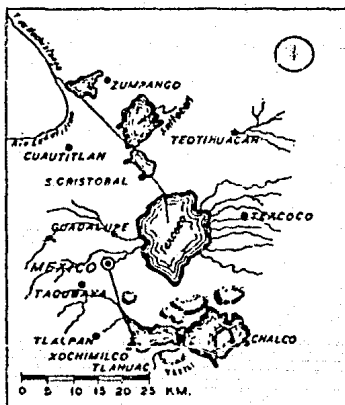
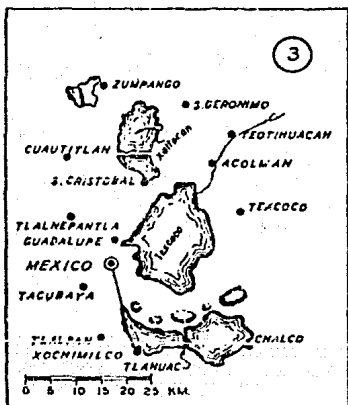
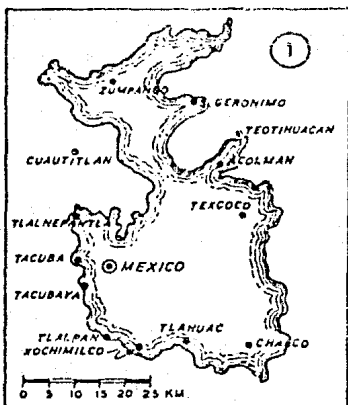
FIG. IV.1 RECONSTRUCCION HIPOTETICA DEL SISTEMA HIDROLOGICO DE LA CUENCA DE MEXICO EN EL PLEISTOCENO FINAL - HOLOCENO. (LORENZO, 1960)

En 1778, el virrey Bucareli inaugura el llamado Tajo de Nochistongo, que empezó a desaguar en Zumpango, pero no fue sino hasta 1860 que se eligió a Tequixquiac para construir un canal y el túnel para introducir las aguas de los lagos de Chalco y Xochimilco a las atarjeas de la Ciudad de México comunicando así dichos lagos con el Tajo de Nochistongo (Bristlesca, 1960), completando así la conexión hidráulica de Chalco a la vertiente del Golfo de México por el río Panuco, al cual el Tajo de Nochistongo envía las aguas de la Cuenca de México.

La figura IV.2, muestra el proceso de retroceso de los lagos. Además del Tajo de Nochistongo, el desague general de la Cuenca cuenta con el sistema de drenaje profundo con sus dos interceptores que funcionan desde 1952 (Durazo, 1987).

IV.2 Hidrogeología

Partiendo del marco geológico superficial y de la información de la geología subterránea, que se ha obtenido a partir de columnas estratigráficas en pozos del área, se infieren las características hidrogeológicas de las rocas que a continuación se describen: Las rocas terciarias más antiguas, localizadas en las porciones Centro y Sur de la Cuenca de México, con permeabilidad y porosidad bajas, debido principalmente a su estructura masiva y escaso



EL RETROCESO DE LOS LAGOS EN EL VALLE DE MEXICO

1) Los límites aproximados durante la época glacial.

2) a comienzos del siglo xvi.

3) a comienzos del siglo xix.

4) en el año 1880.

FIG. IV. 2 Evolución de los lagos en el valle de México. (Según Elisabeth Schilling "Die schwimmenden Gärten von Xochimilco", Kiel, 1938, Fig. 3.)

fracturamiento, funcionan como basamento y límite inferior y lateralmente a los acuíferos. Con un espesor que varía entre 150 y 700 m. en las sierras y se va profundizando hacia las partes bajas del valle, siendo del orden de 600 m. en el área del Lago de Texcoco, y mayor de 700 m. en el área de Nechimilco-Chalco (D.G.C.O.H., 1986).

En general, las rocas andesíticas y dacíticas del Terciario Superior que predominan en las sierras que circundan la Cuenca, tienen porosidad baja y una permeabilidad de media a alta debidas a su fracturamiento (D.G.C.O.H., 1986). Son importantes receptoras de recarga y las encontramos ampliamente expuestas en las áreas montañosas, donde la precipitación es más alta, transmitiendo el agua infiltrada hacia la zona de saturación, y constituyen acuitados o acuíferos de transmisividad media cuando se encuentran bajo la superficie freática regional.

Por su fracturamiento y estructura escoracea, los derrames basálticos Cuaternarios son muy porosos y permeables. Sus extensos afloramientos en las Sierras de Chichinautzin y de Santa Catarina constituyen excelentes receptores y transmisores de recarga de agua subterránea. Bajo el nivel freático regional, funcionan como acuíferos, como el caso de la Subcuenca de Chalco, además, dicha característica ha propiciado la rápida propagación de contaminantes en el subsuelo.

Las arcillas lacustres ampliamente distribuidas en la Cuenca de

México tienen una elevada porosidad y baja permeabilidad, constituyen un gran sistema acuífero; cuyo espesor alcanza los 500 m. en los centros de las antiguas áreas lacustres. Así mismo, semiconfinan a los sistemas acuíferos que la suprayacen (D.G.C.O.H., 1986).

V.3 Recarga y descarga de los acuíferos

En la Cuenca de México, las principales fuentes de recarga natural de los acuíferos son; la precipitación pluvial, el escurrimiento superficial y en menor porción el deshielo de los volcanes (S.P.P., 1963a).

De acuerdo al marco geohidrológico, tenemos que los macizos montañosos que circundan la Cuenca, funcionan como receptores de recarga natural y transmisores de agua infiltrada hacia las partes bajas de la Cuenca.

Como los principales factores que ayudan a la recarga tenemos (D.G.C.O.H., 1986) :

- El denso fracturamiento en los derrames de la parte Sur.
- Extensos afloramientos de piroclatos gruesos.
- Precipitación pluvial mayor a los 700 mm/año.
- Presencia de numerosos arroyos provenientes de las sierras que rodean la Cuenca.

Dentro de los factores que podemos considerar para la

descarga son (D.G.C.O.H., 1984) :

- La posible circulación del agua a través de valles sepultados.
- Descarga por pozos.
- Evapotranspiración donde la superficie freática es superficial.
- Fugas en las redes hidráulicas.

IV.4 Características hidrogeológicas

La Cuenca de México, corresponde a una Cuenca endorreica de carácter lacustre, en la que la salida artificial de las aguas se realizó en 1900 por medio de las obras de desagüe del Valle que alteraron la hidrología de la zona (D.D.F.,1984). La planicie lacustre de la Cuenca de México, sobre todo en su parte Sur, se convierte en receptora de las corrientes provenientes de las montañas, que en el pasado originaron mantos acumulativos. Por su parte, la Sierra de Chichinautzin, presenta una red fluvial , de carácter incipiente, esto es, no ha alcanzado un desarrollo que defina cuencas fluviales amplias. Aquí predominan las corrientes de orden menor, poca profundidad y longitud, aunque hacia la vertiente Sur es más intensa donde una serie de pequeñas corrientes, en su mayoría temporales, se integran en pequeñas cuencas que gradualmente van creciendo, ladera abajo, en forma de redes radiales y paralelas, y se van integrando decenas de Kms. más adelante, en

las afluentes del río Amacuzac, afluente del Balsas (Hubp, 1984).

Actualmente sólo queda el Lago de Zumpango y el de Xochimilco, ya desmembrado del de Chalco, constituido por estrechos canales, además recibe las aguas de los ríos San Juan de Dios y Buenaventura (D.D.F., 1984).

Algo que cabe resaltar es que la formación designada como Serie Volcánica Chichinautzin, aporta a los acuíferos el 65% de las aguas pluviales infiltradas en la provincia de Xochimilco-Chalco (Lesser, 1987).

IV.5 Zona Geohidrológica Xochimilco-Chalco.

Esta área lacustre está localizada entre las Sierras de Chichinautzin y Santa Catarina. Presenta un acuífero confinado (D.G.C.O.H., 1986), el cual tiene como frontera en su parte superior un estrato compuesto por una interdigitación de sedimentos lacustres y piroclásticos con algunas coiadas basálticas. El espesor de este estrato, varía de unos 70 m. al poniente de la Subcuenca y unos 300 en el centro. El acuífero está constituido por una mezcla de piroclastos del tamaño de arenas y sedimentos provenientes de la Formación Tarango, con esporádicas coiadas de basalto.

El espesor del acuífero, captado con pozos de profundidad de 300 a 500 m. varía de 150 m. al poniente de la Cuenca y unos 200 m. en el centro.

La permeabilidad de los materiales varía conforme a la proporción de piroclastos a profundidad.

La profundidad a la que se encuentran los niveles estáticos del agua subterránea con respecto a la superficie del terreno varía de 20 m. en el centro a unos 40 m. en la periferia.

La calidad del agua se ha deteriorado, por el drenado de la capa arcillosa semiconfinante y se ha acentuado esta degradación en las captaciones localizadas en las inmediaciones de la Sierra de Santa Catarina y en el poblado de Mixquic por la lixiviación de basureros y aguas negras (D.G.C.O.H., 1986).

V.1 Conductividad

En el caso de los métodos de corriente continua y aún en el caso de campos y corrientes variables, en el intervalo de frecuencia de interés geofísico, la magnitud de mayor interés es la conductividad (Orellana, 1982).

La conductividad en los materiales es debida a la presencia de portadores de cargas eléctricas. Dichos portadores pueden ser: electrones e iones, cada una de las cuales se puede subdividir en electrónica e iónica para los electrones y en metales y semiconductores para los iones (Orellana, 1982).

A) Electrolitos sólidos (Dielectricos).

La mayoría de los minerales, no metálicos que constituyen las rocas, pertenecen a este grupo, su conductividad es producto del enlace (covalente) de sus átomos, ocasionando que no exista conducción por electrones. Sin embargo si se puede presentar conducción iónica originadas por irregularidades o impurezas en la red iónica, o bien a la presencia de agitaciones térmicas de los iones los cuales pueden hacer que algunos de estos se alejen de su posición de equilibrio y se muevan a través de la red hasta ocupar un lugar vacante (Orellana, 1982). Dicha conducción es muy baja variando entre 1.0 E-12 y 1.0 E-17 mho/m. (Grant, 1965).

B) Electrolitos líquidos

La mayoría de las rocas en la superficie terrestre, presentan conducción iónica debido a soluciones de sales comunes distribuidas a través de la estructura porosa de la roca. Así, podemos encontrar que la conductividad en las rocas con agua, dependerá de la cantidad presente, su salinidad y su distribución en la matriz rocosa. (Campos, 1983).

C) Metales

Los metales presentan una elevada conductividad producto de la enorme cantidad de electrones libres que pueden moverse entre los átomos de la red cristalina.

En la corteza terrestre, son pocos y escasos los componentes que poseen conductividad metálica. Dentro de los minerales, podemos encontrar el oro, cobre, estaño, etc. Dentro de los metales, tenemos el platino, iridio, osmio y hierro (Orellana, 1982).

D) Semiconductores

Los semiconductores presentan conducción de tipo electrónico encontrando tres bandas energéticas características (fig. V.1) (Campos, 1983). Donde el cero absoluto se da cuando todos los niveles energéticos de valencia están ocupados por electrones y no

existen movimientos a la banda de conducción.

El movimiento se presenta cuando hay un aumento en la temperatura, y esta proporciona suficiente energía a los electrones para brincar a la llamada zona prohibida, a este efecto se le llama conductividad intrínseca. Este efecto también puede ser causado por la presencia de impurezas en la red cristalina del material; los cuales sustituyen algunos átomos por otros de valencia diferente y quedar dentro de la zona prohibida, muy cerca del límite inferior de la banda de valencia de forma tal que si se aplica un campo eléctrico (E) exterior un electrón puede pasar con facilidad de la banda de valencia a la banda de conducción y a este efecto se le llama conductividad extrínseca (Orellana E., 1982).

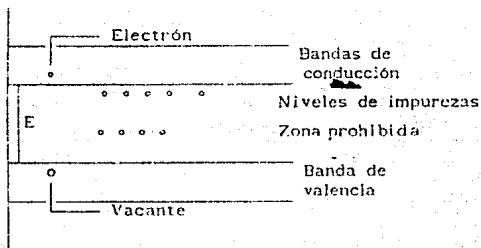


Fig. VI.1 Bandas energéticas de un semiconductor

V.2 Propiedades Eléctricas de las Rocas

Las propiedades eléctricas de las rocas se pueden expresar fundamentalmente por medio de dos magnitudes físicas:

- Constante dieléctrica (ϵ)
- Resistividad (ρ)

A) Constante dieléctrica

Esta propiedad se establece, como la medida de la polarización eléctrica que tiene lugar cuando se aplica un campo magnético y sus unidades en el sistema M.K.S. son el micro faradio/m.

B) Resistividad

Definida también como la inversa de la conductividad (σ), y que es la medida de la dificultad que la corriente eléctrica encuentra a su paso en un determinado material.

Su magnitud depende de la naturaleza y estado físico del material considerado, y se expresa como:

$$\rho = \frac{R \cdot S}{l}$$

donde: R = resistencia

l = longitud

S = área transversal

y tiene unidades de Ohmios - cm.

V.3 Conceptos fundamentales de la Prospección Eléctrica

Como en la Prospección Eléctrica la corriente continua inyectada no recorre conductores lineales como hilos o cables, sino que se mueve en un espacio tridimensional, se estudiarán las leyes físicas que rigen el comportamiento de los campos eléctricos generados por estas corrientes. Para esto, consideraremos campos invariables en el tiempo.

V.3.1 Ecuaciones generales

Las ecuaciones que rigen el comportamiento de los campos eléctricos y magnéticos en el dominio del tiempo son las llamadas ecuaciones de Maxwell en forma diferencial.

$$\nabla \times E = - \frac{\partial B}{\partial t} \quad \text{.....(V.1)}$$

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t} \quad \text{.....(V.2)}$$

Al tratarse de campos estacionarios, se tiene que toda derivada temporal será igual a cero, por tanto:

$$\nabla \times E = 0 \quad \text{.....(V.3)}$$

$$\nabla \times H = J \quad \text{.....(V.4)}$$

Donde, por la ecuación (V.3) se puede deducir que el campo (E) es el resultado de la derivada de un escalar U, y se define como un potencial escalar:

$$E = -\nabla U \dots\dots\dots(V.5)$$

Ahora bien la ley de Ohm, en su forma diferencial para medios isotropos, esta expresada de la manera siguiente:

$$J = \sigma E \dots\dots\dots(V.6)$$

de esta ecuación se tiene que J y E tendrán la misma dirección para un medio isotropo y opuesta para un medio anisotropo ya que σ se comportará como un tensor (Orellana, 1982).

Como se ha visto la ley de Ohm, relaciona a la densidad de corriente (J) con el campo eléctrico (E). Además, existe otra ecuación, que permite determinar el flujo de corriente en un medio, basada en el principio de la conservación de la carga y se expresa como:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot J = 0 \dots\dots\dots(V.7)$$

pero como se esta trabajando en campos invariables en el tiempo se tiene:

$$\nabla \cdot J = 0 \dots\dots\dots(V.8)$$

en todos los puntos excepto en los electrodos ya que son la fuente y el sumidero (Orellana, 1982).

Y si ahora se combina la ecuación (V.6) y (V.8) se tiene:

$$\nabla \cdot J = \nabla \cdot (\sigma E) = 0 \dots\dots\dots(V.9)$$

utilizando la igualdad de la ecuación (V.5) se llega a:

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla U) = G \quad \text{.....(V.10)}$$

o sea

$$\nabla \sigma \nabla U + \sigma \nabla \nabla U = 0 \quad \text{.....(V.11)}$$

Para un medio homogéneo se tiene que:

$$\nabla^2 U = 0 \quad \text{.....(V.12)}$$

Que es llamada ecuación de Laplace y define el comportamiento del potencial eléctrico estacionario en un medio homogéneo isótropo. Esta ecuación es válida para todo semiespacio de resistividad ρ (Sanchez, 1986).

V.4 Expresión analítica del potencial de un semimedio

Una vez obtenida la expresión matemática del comportamiento del potencial eléctrico estacionario en un medio homogéneo isótropo, se encontrará la expresión analítica en un semimedio (fig V.2) para lo cual se considerará un par de puntos (en uno de los cuales, (B) se conocerá el potencial, y en otro (A) se inyectará una corriente I).

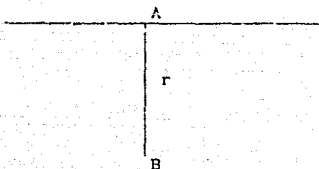


Fig. VI.2 SEMIMEDIO

Expresando la ecuación de Laplace en coordenadas esféricas.

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial U}{\partial r} \right) + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial U}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{\sin^2 \theta} \frac{\partial^2 U}{\partial \phi^2} = 0 \quad \text{.....(V.13)}$$

Y considerando un medio homogéneo e isotrópico se tiene el mismo potencial para distancias iguales (r), por tanto el potencial no variará con respecto θ y a ϕ y la ecuación (V.13) se transforma en:

$$2r \frac{dU}{dr} + r^2 \frac{d^2 U}{dr^2} = 0 \quad \text{.....(V.14)}$$

o bien

$$\frac{d^2 U}{dr^2} + \frac{2}{r} \frac{dU}{dr} = 0 \quad \text{.....(V.15)}$$

Esta ecuación diferencial tiene una solución como:

$$U = C_1 + \frac{C_2}{r} \quad \text{.....(V.16)}$$

y donde C_1 y C_2 dependen de las condiciones que se imponen a U.

Si $U = 0$, se tiene cuando $r \rightarrow \infty$ y $C_1 = 0$. esto, implica que:

$U = \frac{C_2}{r}$. Es claro que las superficies equipotenciales son esféricas y que las líneas de campo eléctrico, así como las líneas de corriente, son radiales. La densidad de corriente a una distancia r, se puede escribir como:

$$I = (I/\rho) E \quad \text{.....(V.17)}$$

y que por la ecuación (V.5) puede expresarse como:

$$|E| = \frac{\rho I}{2\pi r^2} \quad \text{.....(V.18)}$$

La diferencia de potencial entre dos puntos cualesquiera M y N vendrá dada por la siguiente ecuación.

$$U_N^M = - \int_N^M E \, dl \quad \text{.....(V.19)}$$

dado que estamos trabajando con un campo conservativo, el camino de integración es el mismo. Además, si son r_1 y r_2 las distancias respectivas de los puntos M y N al electrodo A tenemos:

$$U_N^M = \frac{\rho I}{2\pi} \int \frac{dr}{r^2} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad \text{.....(V.20)}$$

Como en la mayoría de las investigaciones con métodos geoelectricos, se requiere el uso de cuatro electrodos; Dos (A y B), que sirven para introducir una corriente al terreno, y otros dos (M y N) para medir la diferencia de potencial que se establece entre ellos como el resultado del paso de la corriente.

Apartir de la ecuación (V.20) se tiene, que la diferencia de potencial observado entre M y N será la suma algebraica de los potenciales de M y N.

$$\nabla U = U_M - U_N \quad \text{..... (V.21)}$$

esto es:

$$\nabla U = \frac{\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{BN} \right) \quad \text{..... (V.22)}$$

V.5 Potencial en la superficie de un medio estratificado

El potencial en la superficie de un medio estratificado (fig.V.3) cumple con la ecuación V.12 que en coordenadas cilíndricas se expresa como:

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial U}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 U}{\partial \varphi^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0$$

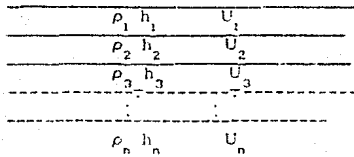


Fig. V.3 Medio Estratificado

por simetría del problema (medio estratificado), $\frac{\partial U}{\partial \varphi} = 0$.

se obtiene:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial r} + \frac{\partial U}{\partial z^2} = 0 \quad \text{..... (V.23)}$$

Dicha ecuación diferencial puede ser resuelta por el método de separación de variables, y obtener una solución del tipo:

$$U = R(r) Z(z) \dots\dots\dots (V.24)$$

derivando con respecto a r se tiene

$$\frac{\partial U}{\partial r} = Z(z) R'(r) \dots\dots\dots (V.25)$$

$$\frac{\partial^2 U}{\partial r^2} = Z(z) R''(r) \dots\dots\dots (V.26)$$

aplicando el mismo procedimiento para Z se obtiene:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = Z''(z) R(r) \dots\dots\dots (V.27)$$

sustituyendo las ecuaciones (V.23), (V.24) y (V.25) en la ecuación (V.21) nos queda.

$$Z(z) \frac{d^2 R(r)}{d r^2} + \frac{1}{r} Z(z) \frac{d R(r)}{d r} + k(r) \frac{d^2 Z(z)}{d z^2} = 0$$

dividiendo y multiplicando la expresión anterior por R(r) Z(z) y

separando terminos semejantes mediante las siguientes igualdades:

$$\frac{1}{Z(z)} \frac{d^2 Z(z)}{d z^2} = \lambda^2$$

$$\frac{1}{R(r)} \frac{d^2 R(r)}{d r^2} + \frac{1}{r R(r)} \frac{d R(r)}{d r} = -\lambda^2$$

Donde las soluciones a estas ecuaciones son:

$$\left. \begin{aligned} Z(z) &= e^{\pm \lambda z} \\ R(r) &= J_0(\lambda r) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (V.28)$$

y $J_0(\lambda r)$ es la función Bessel de primera especie de orden

cerca.

Combinando las ecuación (V.26) con (V.22) se tiene que las soluciones para la ecuación diferencial (V.21) estarían dadas por:

$$\left. \begin{aligned} U_1 &= C_1 e^{\lambda z} J_0(\lambda r) \\ U_2 &= C_2 e^{-\lambda z} J_0(\lambda r) \end{aligned} \right\} \dots\dots(V.29)$$

donde C_1 y C_2 dependen de λ (a tiene unidades de L^{-1}).

A las soluciones (V.27) se les conoce como las soluciones simples de la ecuación diferencial (V.21) y su solución general esta dada por la siguiente ecuación:

$$U_1 = \int_0^\alpha \left\{ A'(\lambda) e^{-\lambda z} + B'(\lambda) e^{\lambda z} \right\} J_0(\lambda r) d\lambda \quad (V.30)$$

Note que esta es la solución de la ecuación de Laplace, para el caso del medio homogéneo e isotropo, valida para cada una de las capas del medio estratificado excepto para la primera capa. Cuando existe una fuente en el medio se agregará una solución particular.

$$U = \frac{\rho I}{2 \pi} \left(\frac{1}{(r^2 + z^2)^{1/2}} \right) \dots\dots(V.31)$$

V.5.1 Fuentes en la primera capa

Considerando la expresion

$$U = \frac{\rho_1}{2\pi} \frac{1}{r} + \int_0^{\infty} [A'(\lambda) e^{-\lambda z} + B'(\lambda) e^{\lambda z}] J_0(\lambda r) d\lambda$$

donde $r = (\rho^2 + z^2)^{1/2}$ tenemos:

$$U = \frac{\rho_1}{2\pi} \frac{1}{(r^2 + z^2)^{1/2}} + \int_0^{\infty} [A'(\lambda) e^{-\lambda z} + B'(\lambda) e^{\lambda z}] J_0(\lambda r) d\lambda \quad (V.30)$$

aprovechando la integral de Lipschitz (V.32)

$$\int_0^{\infty} e^{-\lambda z} J_0(\lambda r) d\lambda = \frac{1}{(r^2 + z^2)^{1/2}} \quad \dots(V.32)$$

y sustituyendola en la ecuación (V.30) se llega a:

$$U = \frac{\rho_1}{2\pi} \int_0^{\infty} e^{-\lambda z} J_0(\lambda r) \lambda d\lambda + \int_0^{\infty} [A'(\lambda) e^{-\lambda z} + B'(\lambda) e^{\lambda z}] J_0(\lambda r) d\lambda$$

$$\text{haciendo } A'(\lambda) = A(\lambda) \frac{\rho_1}{2\pi} \quad \text{y } B'(\lambda) = B(\lambda) \frac{\rho_1}{2\pi}$$

se obtiene

$$U_1 = \frac{\rho_1}{2\pi} \int_0^{\infty} [e^{-\lambda z} + A_1(\lambda) e^{-\lambda z} + B_1(\lambda) e^{\lambda z}] J_0(\lambda r) d\lambda \quad \dots(V.33)$$

para las demás capas

$$U_2 = \frac{\rho_1}{2\pi} \int_0^{\infty} [A_2(\lambda) e^{-\lambda z} + B_2(\lambda) e^{\lambda z}] J_0(\lambda r) d\lambda \quad \dots(V.34)$$

$$U_n = \frac{\rho_1}{2\pi} \int_0^{\infty} [A_n(\lambda) e^{-\lambda z} + B_n(\lambda) e^{\lambda z}] J_0(\lambda r) d\lambda \quad \dots(V.35)$$

B) Caso de dos capas

El problema a resolver, es conocer el potencial U_1 en la superficie del terreno ($z = 0$). Para ello es necesario conocer las funciones $A_1(\lambda)$ y $B_2(\lambda)$ (constantes de integración) a partir de las siguientes condiciones de frontera:

- a) en el infinito ($r \rightarrow \infty$): $U_n = 0$
- b) en $z = 0$; $E_1^n = 0$
- c) en $z = z_1$; $U_1 = U_{1,1}$
- d) en $z = z_1$; $J_1^N = J_{1,1}^N$

Aplicando la primera condición para este caso, se puede observar que en la ecuación (V.33) $A_2(\lambda) e^{-\lambda z}$ tiende a cero cuando $z \rightarrow \infty$ por lo que:

$$B_2(\lambda) = 0 \quad \dots\dots\dots(V.36)$$

Para que se cumpla la segunda condición es necesario obtener el campo normal (E_1^N), y este puede ser obtenido a partir de la expresión (V.5), esto es derivando la ecuación (V.33) con respecto a la vertical (z).

$$\frac{\partial U}{\partial z} \Big|_{z=0} = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} \left[-\lambda A_1(\lambda) e^{-\lambda z} + \lambda B_1(\lambda) e^{\lambda z} \right] \Big|_{z=0} J_0(\lambda r) d\lambda = 0$$

quedando:

$$-\lambda A_1(\lambda) + \lambda B_1(\lambda) = 0$$

por lo tanto: $A_1(\lambda) = B_1(\lambda) \quad \dots\dots\dots(V.37)$

tomando en cuenta las ecuaciones (V.25) y (V.36) en las ecuaciones (V.32) y (V.33)

$$U_1 = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\omega} \left[e^{-\lambda z} + A_1(\lambda) [e^{-\lambda z} + e^{\lambda z}] \right] J_0(\lambda r) d\lambda \quad \dots(V.33')$$

$$U_2 = \frac{\rho_2 I}{2\pi} \int_0^{\omega} \left[A_2(\lambda) e^{-\lambda z} \right] J_0(\lambda r) d\lambda \quad \dots(V.34')$$

para las condición c tenemos:

que en $Z = Z_1 = h_1$ esto implica que $U_1 = U_2$ y por lo tanto:

$$c^{-\lambda h_1} + A_1(\lambda) [c^{-\lambda h_1} + e^{\lambda h_2}] - A_2(\lambda) c^{-\lambda h_1}$$

$$A_1(\lambda) [e^{-\lambda h_1} + e^{\lambda h_2}] - A_2(\lambda) e^{-\lambda h_1} = -e^{-\lambda h_1} \quad \dots(V.38)$$

en la condición tenemos:

que en $Z = Z_1 = h_1$ esto implica que $J_1^N = J_2^N$ y por lo tanto:

$$\left. \frac{1}{\rho_1} \frac{\partial U_1}{\partial z} \right|_{z=h_1} = \left. \frac{1}{\rho_2} \frac{\partial U_2}{\partial z} \right|_{z=h_1}$$

$$\rho_2 \lambda \left\{ -c^{-\lambda h_1} + A_1(\lambda) [-e^{-\lambda h_1} + e^{\lambda h_1}] \right\} = \rho_1 \lambda \left\{ -A_2(\lambda) e^{-\lambda h_1} \right\}$$

$$A_1(\lambda) [e^{-\lambda h_1} - e^{\lambda h_1}] - A_2(\lambda) e^{-\lambda h_1} = -\frac{\rho_1}{\rho_2} e^{-\lambda h_1} \quad (V.39)$$

combinando (V.37) y (V.38) se obtiene:

$$A_1(\lambda) = \frac{k_1 e^{-\lambda h_1}}{e^{\lambda h_1} - k_1 e^{-\lambda h_1}} \quad \dots(V.40)$$

el potencial en la primera capa queda expresado como: de (V.33')

y tomando en cuenta (V.40):

$$U_1 = \frac{\rho_1 I}{2} \int_0^{\infty} \left[e^{-\lambda z} + \frac{k_1 e^{-\lambda h_1}}{\sigma_1 \lambda h_1 - k_1 e^{-\lambda h_1}} [e^{-\lambda z} + e^{\lambda z}] \right] J_0(\lambda r) d\lambda \quad (V.40)$$

y el potencial en la primera capa, esto es en $z = 0$ es:

$$U_1 = \frac{\rho_1 I}{2} \int_0^{\infty} \frac{1 + k_1 e^{-2\lambda h_1}}{1 - k_1 e^{-2\lambda h_1}} J_0(\lambda r) d\lambda \quad \dots\dots(V.41)$$

C) Caso de n capas

Se efectuará el siguiente cambio de variable:

$$B_1(\lambda) = X_1(\lambda)$$

$$\Lambda_1(\lambda) = \psi + \theta_1(\lambda)$$

$$U_1 = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} \left[e^{-\lambda z} + \theta_1(\lambda) [e^{-\lambda z} + e^{\lambda z}] \right] J_0(\lambda r) d\lambda$$

$$U_2 = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} \left[e^{-\lambda z} + \theta_2(\lambda) e^{-\lambda z} + X_2(\lambda) e^{\lambda z} \right] J_0(\lambda r) d\lambda$$

y para la n-esima capa:

$$U_n = \frac{\rho_1 I}{2} \int_0^{\infty} \left[e^{-\lambda z} + \theta_n(\lambda) e^{-\lambda z} \right] J_0(\lambda r) d\lambda \quad \dots\dots(V.42)$$

V.6 Resistividad Aparente

Para definir el concepto de resistividad aparente consideraremos un medio eléctricamente homogéneo e isótropo en el cual se tienen clavados un par de electrodos A y B que están conectados a un generador y los electrodos M y N que están

conectados a un voltímetro (fig. VI.4). Sea I la intensidad de corriente total que entra por A y sale por B, y llamaremos ρ a la resistividad del medio.

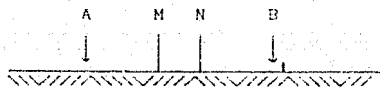


Fig: VI.4 Medio Eléctricamente Homogéneo

Dado que los potenciales producidos por las fuentes pueden sumarse algebraicamente, la diferencia de potencial que se observará entre M y N será:

$$\nabla V = \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right] \frac{\rho I}{2\pi}$$

$$\text{si } K' = \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right]$$

despejando ρ tenemos:

$$\rho = K' \frac{\nabla V}{I} 2\pi$$

Esta fórmula puede utilizarse para calcular la resistividad ρ de un medio homogéneo. Si el subsuelo no es homogéneo se tendrá que dicha resistividad es ficticia y la llamaremos resistividad aparente. Denotándola con la letra griega ρ_s , que en general utiliza en lugar de ρ , y sus unidades serán el ohmio-metro.

El valor del concepto de resistividad aparente radica en el

hecho de que proporciona una medida de la "desviación" respecto de un medio homogéneo e isótropo y que no es una medida ponderada de los valores resistivos del subsuelo.

V.7 Sondeos Eléctricos Verticales

Tienen como objetivo, conocer la distribución de resistividades (ρ_a) en el subsuelo con la profundidad, a través de mediciones realizadas, con un mismo tipo de dispositivo, en la superficie. Dichas mediciones se efectúan con la ayuda de cuatro electrodos que conforman un tipo de dispositivo y en los cuales se incrementa alguna distancia electródica, permaneciendo fijos el azimut del dispositivo y el centro del segmento MN.

Los datos de ρ_a obtenidos para cada sondeo eléctrico se representa por medio de una curva en función de la distancia:

$$\Rightarrow \rho_a = \rho_a(x) \Rightarrow \text{Curva de resistividad aparente.}$$

La interpretación de los SEV's nos permite indagar la distribución vertical de resistividad bajo el punto sondeado. El método se considera eficiente cuando se tienen capas lateralmente homogéneas y limitadas por planos paralelos a la superficie del terreno (medio estratificado) e inclusive es tolerablemente válido en planos inclinados hasta unos 30° .

Dentro de los SEV's, podemos encontrar una gran variedad de dispositivos, pero para el presente trabajo se describe de manera breve el dispositivo Schlumberger (fig V.5). Consta de cuatro

electrodos, dos de corriente (A y B) y dos de potencial (M y N), una fuente, que genera una corriente eléctrica la cual se inyecta al subsuelo a través de los electrodos de corriente, un voltímetro, para medir las diferencias de potencial entre los electrodos MN, un amperímetro para medir la intensidad de corriente inyectada.

La manera en que se puede obtener la diferencia de potencial es a partir de la ecuación (V.20) y es:

$$\nabla U = \frac{\rho \cdot I}{2} \frac{1}{L^2}$$

En los SEV's el punto de atribución, por razones de simetría se toma el centro O del dipolo MN.

VI MANEJO DE LA INFORMACION

VI.1 Disponibilidad de datos

Para la realización del presente trabajo se utilizó información geoelectrica disponible, realizada en los últimos años en diversos estudios geofísicos en el área.

En 1985, a raíz del proyecto "Perfiles Geofísicos al Sur del Valle de México", solicitado por la Comisión de Aguas del Valle de México (CAVM), al Instituto de Geofísica de la UNAM (IGF), se realizó un levantamiento geoelectrico en la planicie lacustre de la Subcuenca de Chalco que, constó de 70 SEV's, con aberturas electródicas máximas de AB/2 de 600 a 800 m. Para realizar el presente trabajo, se reinterpretaron 38 SEV's del trabajo del IGF, desde la óptica de este estudio (identificación del paquete arcilloso), integrando una red constituida por 5 perfiles como se muestra en la figura VI.1a. Además se interpretaron 30 SEV's, con abertura electródica AB/2 = 1000 m., de los trabajos realizados por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) en coordinación con otras dependencias gubernamentales a raíz de los sismos de Septiembre de 1985 (fig. VI.1b) integrando una red constituida por 6 perfiles.

En total se manejaron 68 SEV's que sirvieron para elaborar 16 pseudosecciones de resistividad aparente y el mismo número de secciones geoelectricas.

Se contó además con un par de líneas de sísmica de reflexión

(Arriaga, 1987). Como no se tuvo acceso más que a las secciones interpretadas, esta información se tomó con las reservas debidas (fig. VI.1a).

VI.2 Parametrización de las arcillas

La parametrización en valores resistivos de las arcillas del cuerpo de agua mineralizada, se obtuvo a partir de la sección geoelectrica (fig. VI.2a), realizada con registros eléctricos de pozos, obtenidos durante la perforación de la batería de Santa Catarina Yecahuizotl localizada en la parte Oeste del área.

La sección se correlacionó litológicamente, con pozos del área, y geoelectricamente por medio de una sección geofísica, (en la batería) integrada por la interpretación de 8 SEV's, con abertura electrodica de $AB/2 = 500$ m. (fig. VI.2b).

La sección geoelectrica obtenida de la interpretación de los SEV's muestra el comportamiento y los valores resistivos de las tres unidades geoelectricas que se localizan en el área:

La primera capa de un espesor aproximado de 15 a 20 m, correlacionándose con material granular con agua higroscópica (Rodríguez, 1987) con cierto grado de mineralización y un rango resistivo de 5 a 10 Ω -m.

La segunda con un espesor aproximado de 160 m, el cual se identifico como un acuífero de agua mineralizada, y que está sirviendo como acuitardo del acuífero inferior, con más de 100

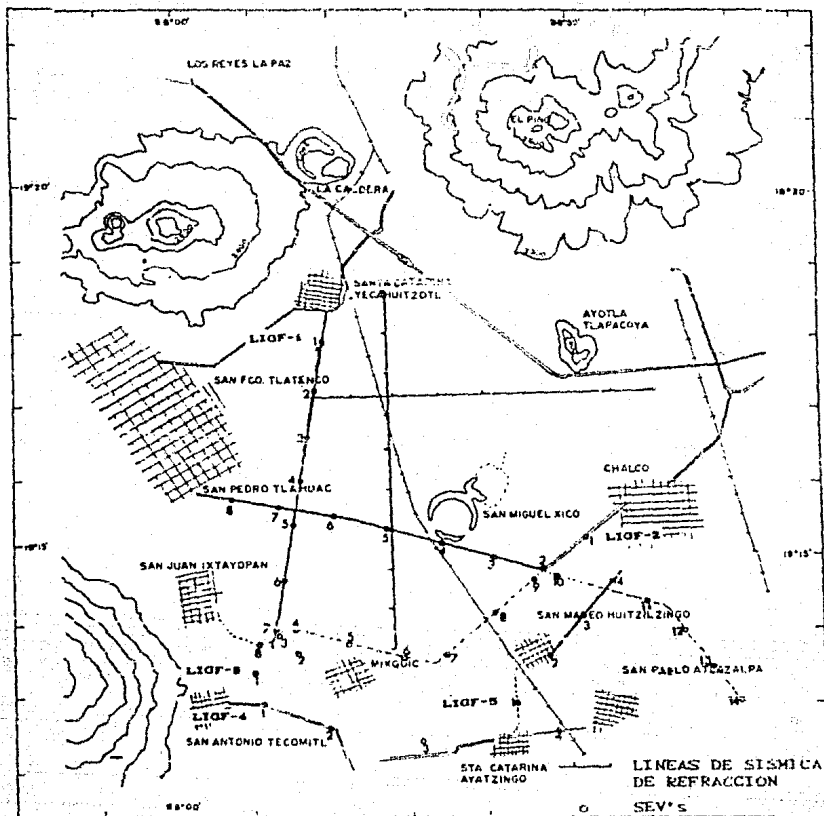


FIG. VI.1a MAPA DE UBICACION DE SEV's DEL IGF Y LINEAS SISMICAS REALIZADAS POR ARAUJO, 1987.

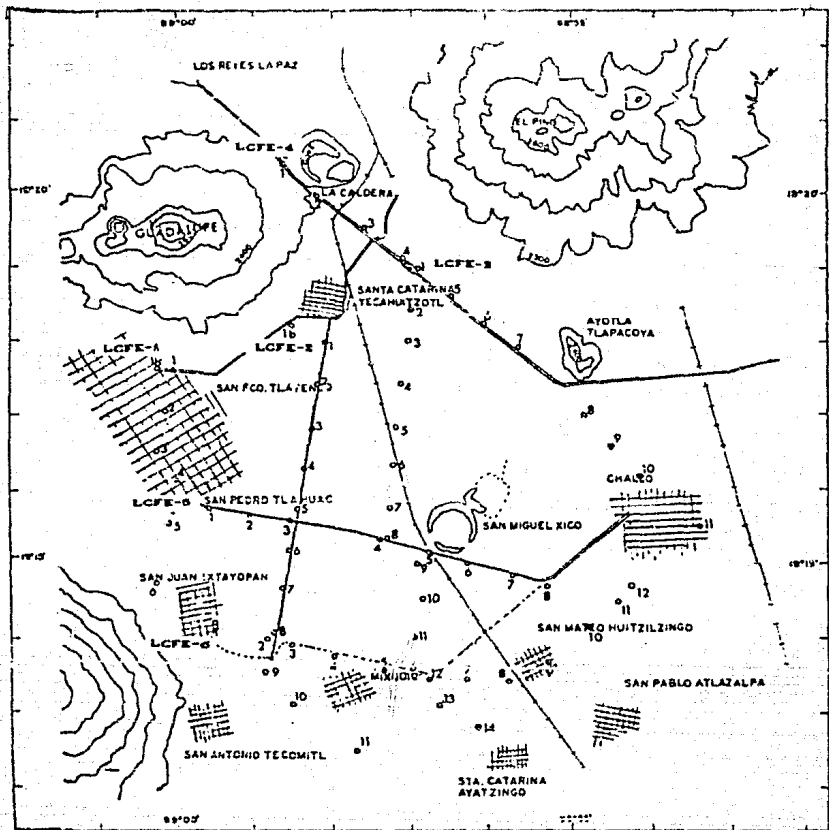


FIG. VI-1b MAPA DE UBICACION DE SEV's DE LA CFE

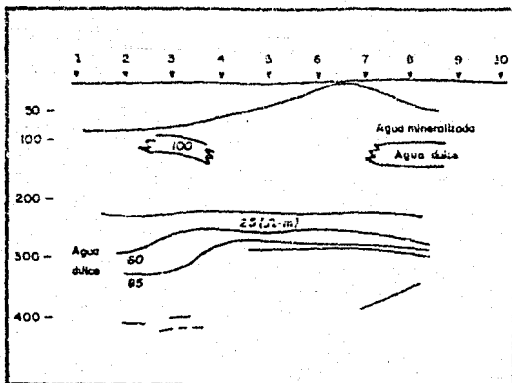


FIG. VI.2a SECCION GEOELECTRICA DE LA BATERIA DE POZOS DE STA. CATARINA (RODRIGUEZ, 1987).

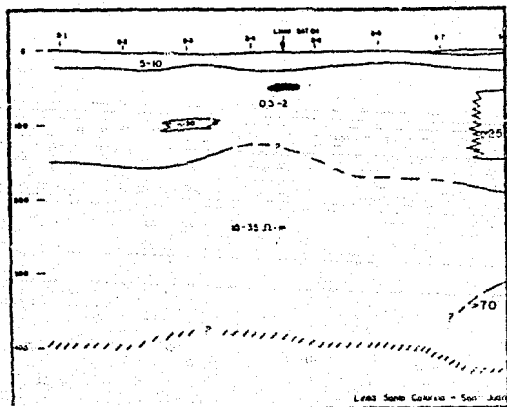


FIG. VI.2b SECCION GEOELECTRICA INTEGRADA CON LA INTERPRETACION DE LOS SEV'S (RODRIGUEZ, 1987).

partes por millón de sólidos disueltos y rango resistivo de 0.5 a 4 Ω -m (Rodríguez, 1987).

La última que se pudo diferenciar consiste de un paquete granular saturado con agua de buena calidad, con menos de 400 partes por millón y cuyo espesor supera los 200 m, con rango resistivo de 18 a 35 Ω -m (Rodríguez, 1987).

VI.3 Análisis de curvas SEV's

VI.3.1 Morfología

Salvo excepciones que se tuvieron en algunos sondeos, la forma característica que presentan las curvas SEV's en el área del estudio se pueden correlacionar a la de un corte de cinco capas del tipo QHA, esto es:

Se tienen tres capas iniciales para las cuales se cumple que $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$, una cuarta capa que tiene la característica de ser más resistiva que la tercera ($\rho_4 > \rho_3$) por último, la quinta capa es más resistiva a la anterior ($\rho_5 > \rho_4$) generando finalmente una curva con forma de "cazuela" (Anexo A).

Todas aquellas curvas que no están comprendidas dentro del esquema antes mencionado, están asociadas principalmente a sondeos cercanos a las faldas de las estructuras volcánicas que circundan el área y que presentan una resistividad de aproximadamente 100 Ω -m en su parte inicial, y una tendencia ascendente a mayor abertura eléctrica, aunque en algunas se curvas presentan oscilaciones

debida a efectos locales.

El esquema, que muestran los SEV's nos permite definir la presencia de una capa de baja resistividad a lo largo y ancho de la planicie lacustre de la Subcuenca.

VI.4 Interpretación de curvas SEV's

Para cada línea de sondeos se generó su pseudo-sección de resistividad aparente correspondiente, con la cual se puede visualizar su aproximación como un modelo estratificado de capas horizontales que se presenta en el área.

A partir de las pseudosección se realizaron planos de isolinneas obtenidas en toda el área del estudio, para las aberturas electrónicas de 250 y 400 m de $AB/2$ (figs. VI.3 y VI.4).

La interpretación de los SEV's de campo se realizó con la ayuda de un programa, basado en el método de filtrado lineal que utiliza el filtro de O'Neill. Este es un filtro corto, de 20 coeficientes para un intervalo de muestreo (igual a $1/6 \ln(10)$) para un dispositivo tipo Schulberger (O'Neill, 1971).

Realizada la interpretación se generaron secciones que permitieron, definir las diferentes unidades geoelectricas en el área, así como su profundidad y espesor (fig. VI.5). También se generaron cortes isométricos en puntos de intersección de las líneas de los sondeos con el fin de poder seguir la continuidad de

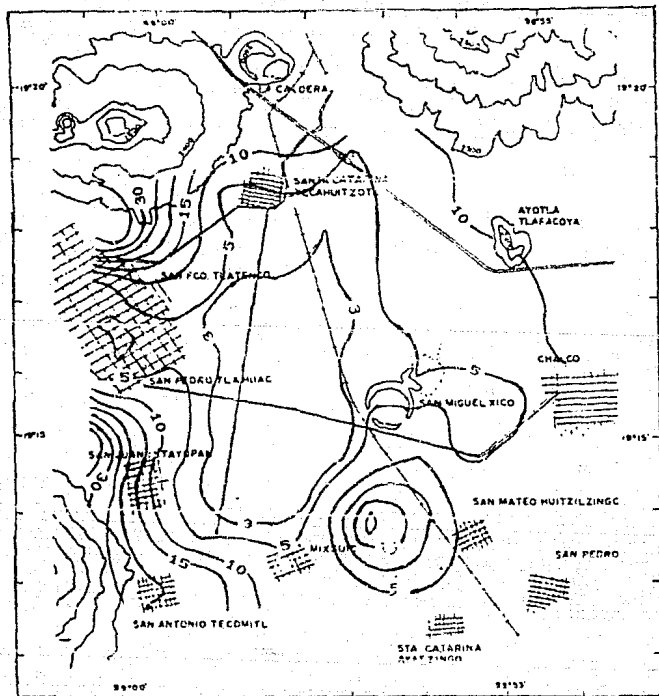


FIG. VI. 3 CURVAS DE ISORESISTIVIDAD $AB/2 = 250$ m
(Ω -m)

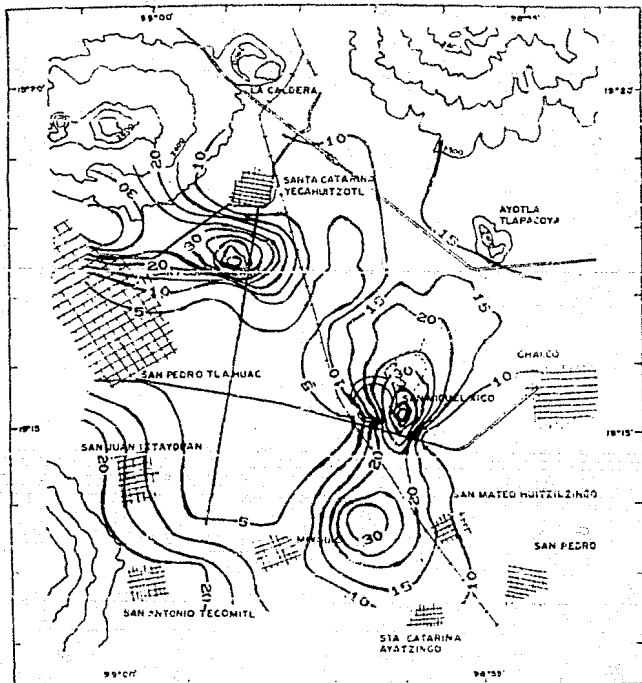


FIG. VI. 4 CURVAS DE ISORESISTIVIDAD $AB/2 = 400$ m

(n-3)

estas unidades (fig. VI.6).

Para finalizar se procedió a la obtención de un esquema tridimensional de la unidad acuífera de interés.

VI.5 Análisis de planos de isorresistividad

VI.5.1 Planos de isorresistividad de $AB/2 = 250$ m.

La planicie lacustre muestra, en su parte central una resistividad en promedio baja de 3 a 5 Ω -m, sin grandes variaciones, salvo en el NW en la cual se presenta un incremento en resistividad, conforme nos acercamos a las estribaciones de la Sierra de Santa Catarina y a las faldas de volcán Teúhtli este mismo efecto también se puede observar hacia el cerro el Pino y Tlapacoyac (fig. VI.3).

VI.5.2 Planos de isorresistividad de $AB/2 = 400$ m.

Se observa que la zona de baja resistividad observada en la parte central para $AB/2 = 250$ m. se sigue manteniendo, al igual que las tendencias resistivas a medida que nos acercamos a la Sierra de Santa Catarina y el volcán Teúhtli, y la antigua isla de Tlapacoyac. Un pequeño alto resistivo al Sur de Santa Catarina (Yecahuitzotl) el cual puede deberse a una estructura resistiva aislada tal como un derrame de lava, producto de las emisiones volcánicas en el área.

Por otra parte es interesante un alto relativo alargado en

dirección N-S cuyo efecto se observa en la parte Sur del Níco, el cual también se observa en la configuración AB/2 = 250 m., y que podría esta asociada a una formación volcánica del mismo origen que el volcán el Níco.

Del análisis de los planos de isoresistividad anterior se puede observar que:

No existen grandes diferencias en la planicie central salvo en la margen NW de la Subcuenca donde se puede apreciar un incremento en el valor de resistividad para la abertura eléctrica AB/2 = 400 así como un remarcado aumento en el valor de la resistividad en la zona cercana al volcán Níco.

VI.6 Secciones Geoelectricas

De las 16 secciones geoelectricas elaboradas sólo se presentan dos, la LIGF-2 y la LCFE-3, que se consideraron las más representativas debido a que la primera corta a la línea LIGF-1 que se encuentra sobre la batería de pozos de Santa Catarina, y la segunda es perpendicular a ella (fig. VI.5 y VI.6).

VI.6.1 Línea LIGF-2

La sección geoelectrica de esta línea muestra un paquete de baja resistividad ($1 - 4 \Omega\text{-m}$) cuyo espesor oscila entre los 100 y los 250 m. Asociada a una formación saturada con agua de mala calidad (110 p.p.m). Una segunda con valores resistivos de 15 - 20

Ω -m en la parte izquierda y $65 - 100 \Omega$ -m en la derecha. Esta variación en los valores resistivos quizá se explique en términos de cambios en el tipo de material y podría corresponder a una formación con agua de buena calidad (400 p.p.m) dada la similitud con los valores resistivos obtenidos en la batería de pozos. Con la información geoelectrica no se pudo obtener el espesor de esta formación pero se puede pensar que supere los 200 m. (fig. VI.5).

En la parte central, SEV 4 , se observa otra formación asociada con agua mineralizada, y a la altura del SEV 8 se observa una formación de 25Ω -m, que puede ser correlacionada con una lente de arcilla.

VI.6.2 Línea LCFE-3

En la sección geoelectrica de esta línea se observaron cuatro paquetes: El primero, de baja resistividad ($5 - 10 \Omega$ -m) y espesor de 10 a 15 m.. En la parte inferior se observa un paquete de menor resistividad ($1 - 4 \Omega$ -m), con espesor que oscila entre 75 y 175 m. Geológicamente estas formaciones corresponde al mismo paquete, la diferencia la origina la mineralización del agua saturante, debiendo ser alta (fig VI.6).

Por debajo de las formaciones anteriores se tiene una paquete granular saturado con agua de mejor calidad que los superiores, con un espesor que varía de 20 a 30 m. en el primer sondeo y de aproximadamente 125 m. en el último. Su resistividad varía de 11 -

20 Ω -m. También se distingue dentro de esta formación una lente con resistividad promedio de 30 Ω -m, asociada con una lente de arena, a la altura de los sondeos 2 y 3, con espesor aproximado de 30 m.

Otro paquete detectado, más resistivo que los anteriores, de aproximadamente 90 Ω -m y espesor de 150 m., puede correlacionarse con el acuífero actualmente en explotación en la batería de pozos de Santa Catarina.

Por último se observa la unidad más resistiva de toda la línea (150 Ω -m), asociada a formaciones volcánicas o lo que se llamaría un basamento geoceléctrico.

VI.7 Cortes Isométricos

Estos cortes se realizaron utilizando los puntos de intersección de las líneas eléctricas y sísmicas del presente trabajo. Sólo se analizará el corte conformado por las líneas LIGF-1, LIGF2 y LCFE-3 (fig. VI.7).

Se realizaron con el fin de tener una visión de la continuidad de los paquetes geoceléctricos así como una idea de su volumen.

La figura VI.7, nos muestra que existe una discontinuidad del paquete de baja resistividad (0.5 - 4 Ω -m) entre las líneas LIGF-2 y LIGF-1; dicha discontinuidad se puede explicar en términos hidráulicos debidos a la extracción que se está llevando a cabo en la batería de pozos, (línea LIGF-1). En cuanto a la intersección

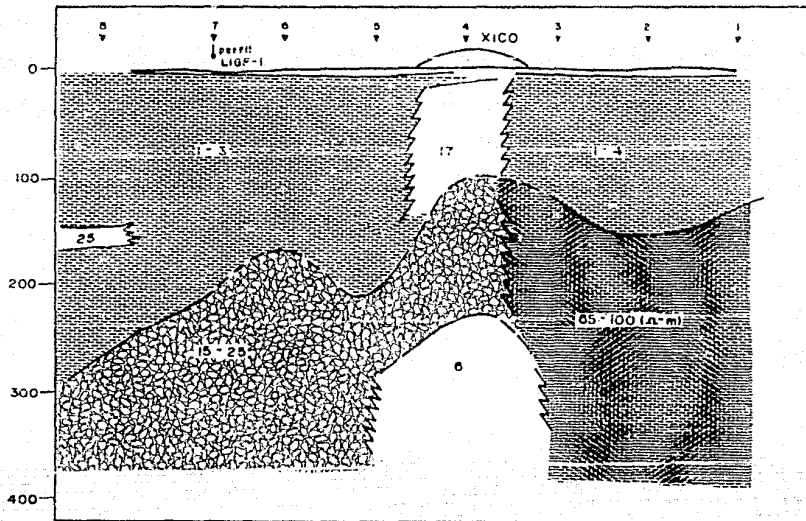
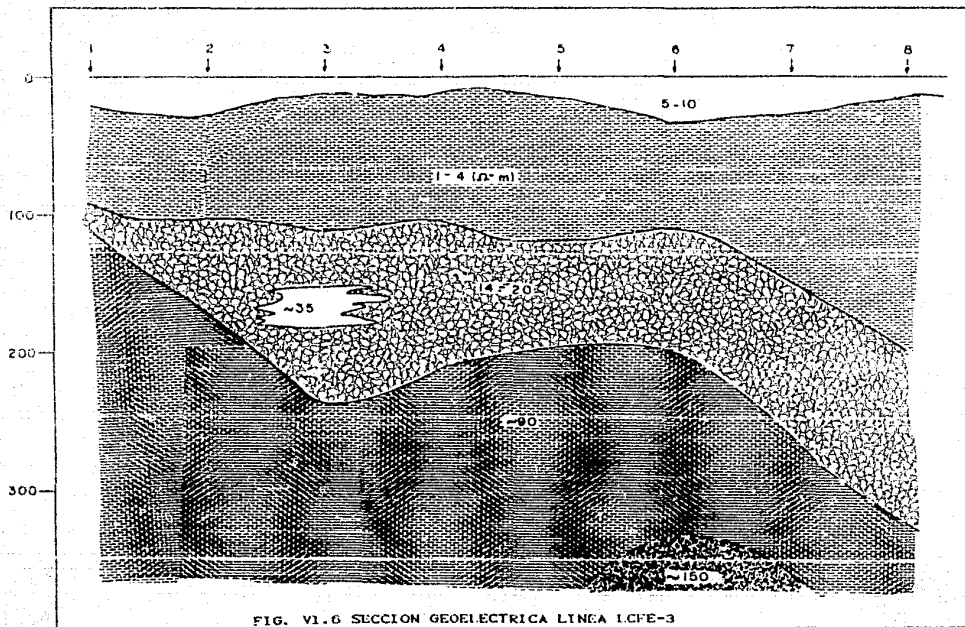


FIG. VI.5 SECCION GEOELECTRICA LINEA LIGF-2



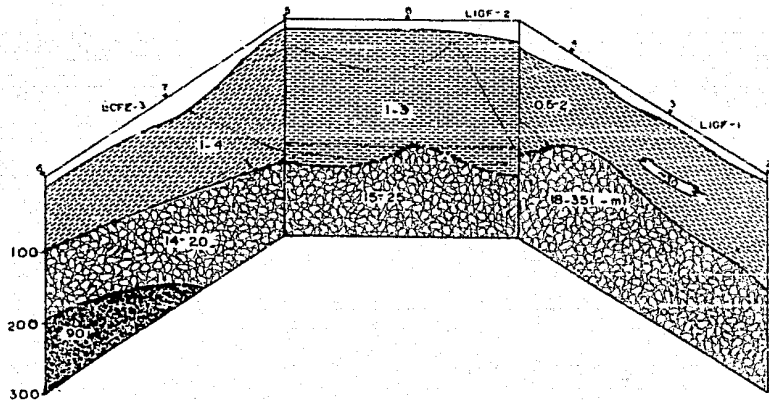


FIG. VI.7 CORTE ISOMETRICO FORMADO POR LAS LINEA
LIGF-1, LIGF-2 Y LCFE-3

de la líneas LCFE-3 y la LIGF-2 podemos observar que no se presenta ninguna discrepancia, esto nos permite corroborar la hipótesis que se da a la discontinuidad.

VI.3 Modelado Tridimensional

En la figura VI.3, se observa que el paquete granular de baja resistividad (0.5 a 10 Ω -m), saturado con agua de mala calidad en la parte central de la Subcuenca no presenta grandes variaciones en su espesor siendo su profundidad promedio de 110 m..

Existen tres puntos en los cuales el paquete tiende a aumentar su espesor: El primero se localiza en la parte media, entre el poblado de Chalco y el volcán Xico, con espesor de aproximadamente 160 m.. El segundo se localiza en los últimos pozos de la batería de Santa Catarina, con un espesor promedio de 180 m., y el último se presenta en la parte Norte del poblado de San Pedro Tiohuac y tiene una profundidad de aproximadamente 400m.

Por último se tiene una disminución en el espesor de paquete, y este se presenta en la parte Oeste de volcán Xico donde su espesor es de aproximadamente 20 m.

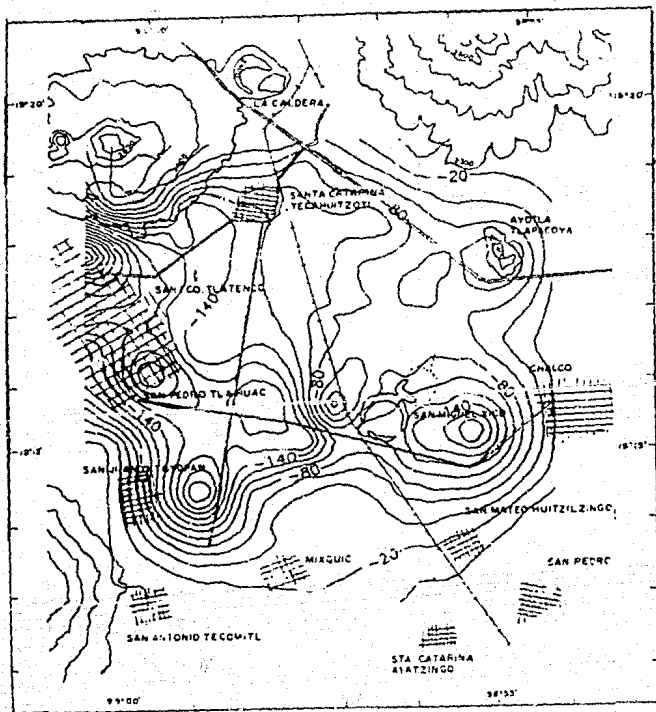
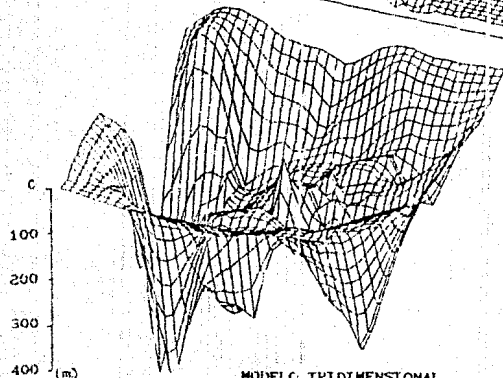
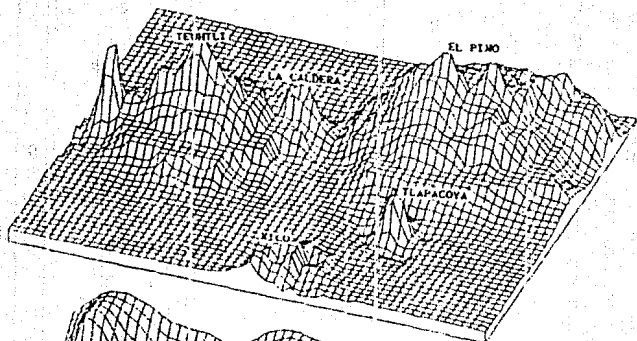


FIG. VI. 8 INTERFASE AGUA SALINA-AGUA DE BUENA CALIDAD
(PROFUNDIDAD EN M.)



TESIS PROFESIONAL
 U N A M
 SERGIO ALBERTO AGUAS ROMERO
 IDENTIFICACION DE LAS UNIDADES
 ACUIFERAS DE LA SUBCUENCA DE
 CHALCO EN BASE A ESTUDIOS
 GEOELECTRICOS

MODELO TRIDIMENSIONAL
 INTERFASE AGUA SALINA-AGUA DE BUENA CALIDAD
 (PROFUNDIDAD EN MTS.)

CONCLUSIONES

En base al análisis del modelo tridimensional, del acuitardo de la Subcuenca de Chalco, obtenido se pudo llegar a las siguientes conclusiones:

- 1).- Tiene su espesor máximo en la zona del poblado de Tláhuac, hacia la parte Este del área de estudio. Este espesor puede ser debido a una estructura profunda en el área, o bien a que los remanentes lacustres que lo originaron tuvieron en esa zona su mayor profundidad o una combinación de ambos.
- 2).- Su menor espesor se presenta en la parte Oriental cerca del poblado de Chalco, en la planicie lacustre, siendo de aproximadamente de 30 m.
- 3).- Hacia la zona de San Juan Ixtayopan - Mixquic se encontró una serie de lugares donde existe un aumento en el espesor, los cuales pueden ser correlacionados con la presencia de paleocanales que controlaron la depositación lacustre.
- 4).- Hacia el Norte, entre la Sierra de Santa Catarina y el Cerro El Pino, el comportamiento es similar al de la parte Sur, adelgazándose la arcilla hacia el Volcán La Caldera.
- 5).- Por su baja permeabilidad el paquete arcilloso juega un papel importante en el proceso de recarga, ya que la minimiza en la parte central.

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

6).- En el area comprendida entre el cerro de Tlapacoaya y el Volcán Xico no se pudo obtener información, ya que el trabajo de campo se vió obstaculizado por el asentamiento irregular suburbano establecido en la zona, que genera ruido geoléctrico por la forma irregular de distribución de la corriente eléctrica.

7).- Se marco un bajo resistivo (30 Ω -m) con dirección Norte-Suren la zona del volcán Xico el cual puede ser correlacionado con el evento geológico que dió origen al volcán.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Araujo M. A., 1987
Estudio Geofísico del cono El Neco, Mpio. de Chalco, Edo. de México. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería UNAM.
- Briesca Castrejon J. L., 1960
Hidrología Histórica del Valle de México (Revista de Ingeniería Hidráulica México, 1950 vol. XVI No3 pp. 43-62)
- Campos C. G., 1983
Interpretación y cálculo de curvas de Sondeos Verticales (Tesis UNAM México 1983)
- C.F.E., 1987
Estudio Geoeléctrico de resistividad de la Cuidad de México y áreas circundantes, Depto. Geofísica (Reporte Interno)
- Cortes S. A. et all, 1987
Análisis de flujo de agua subterránea del Valle de México mediante trazadores isotópicos (Reporte interno I.G.F. UNAM, 1987)
- D.D.F., 1984
Anuario Estadístico del DDF tomo I (editado por S.S.P., 1984)
- D.G.C.O.H., 1986
Manual Técnico de diseño construcción, operación y mantenimiento de pozos en la Cuenca de México y Alto Lerma, tomo I (I.N.I.N.S.A. S.A. México, 1986)
- García E., 1988
Modificación al sistema de clasificación climática de Köppen. Ins. de Geografía de la UNAM.
- Grant-West, 1976
Interpretación theory in applics geophysics (International Series in the Earth Scinces, 1976)
- Instituto de Geofísica, 1986
Perfiles Geofísicos al Sur del Valle de México (Reporte Interno, Area de Recursos Naturales).
- Lesser y Asoc. S.A. 1987
Estudio Geohidrológico de la Sierra de Chichinautzín (D.G.C.O.H. México 1987)
- Lorenzo J. L., et all, 1986
Tlapacoya 35,000 años de historia (INAH México, 1986)

-Lugo Hupp J., 1984

Geomorfología de la Cuenca de México (Instituto de Geografía UNAM, 1984)

-Martínez Rodríguez Eduardo, 1986

Mesa redonda: Actividades y avances sobre la exploración Geofísica-Geológica en la Cuenca de México (VIII Convenio Geología Nacional) Julio 30-31 y Agosto 1^o de 1986.

-Morales P. et al., 1987

Contaminación de los acuíferos de Sta. Catarina, Distrito Federal México, 1987

-Mooser F., 1962

Bosquejo Geológico del extremo Sur de la C. de M. 20 Congreso Geológico Int. Mex. libro-guía Exc. C-9 pp. 9-16.

-Mooser F., 1963

Historia Tectónica de la Cuenca de México (Boletín de la Asoc. Mex. de Geólogos Petroleros, vol. XV México., 1963 pp. 239-245)

-Mooser F., 1975

Historia Geológica de la C. de M. Memorias de las Obras del Sistema del Drenaje Profundo del D. F. tomo 1. pp. 1-35.

-Ochoa Andrade Cuahutemoc, 1988

Propiedades geoelectricas de las principales unidades acuíferas de la Cuenca de México, Tesis IPN México, 1988.

-Orellana E., 1982

Prospección Electrica en Corriente Continua (ed. Parantfo, Madrid)

-Rodríguez C. R., 1987

Consideraciones preliminares, basadas en resultados geoelectricos, sobre interfase agua mineralizada agua dulce en el área de Santa Catarina Yecahuitzotl D. F. México (Revista Geofísica Internacional vol. 26-4 1987, pp. 573-583)

-Rodríguez R. y Lara F., 1988

Proposal on the hydrodynamical behair of the Santa Catarina acuífer system D. F. México Geoelectrical-Hydrological analysis. Geofísica 28 Enero-Junio 1988.

-Rodríguez C. R. y Gonzalez M. T., 1989

Comportamiento hidrodinámico del sistema acuífero de la Subcuenca de Chalco. Geofísica Internacional Vol. 16 pp. 689-696.

-Sanchez León Roboam, 1986

Apuntes de la materia de Prospección Eléctrica y Radiométrica-
(año escolar 1986-1)

-Schlaepfer C. J., 1968

Resumen de la Geología de la Hoja México (Instituto de Geología
UNAM, 1964)

-S.P.P., 1983a

Dirección General de Geografía, Carta Hidrogeológica de aguas
subterráneas esc. 1:250,000 (E14-2)

-S.P.P., 1983b

Dirección General de Geografía, Carta Hidrogeológica de aguas
superficiales esc. 1:250,000 (E14-2)

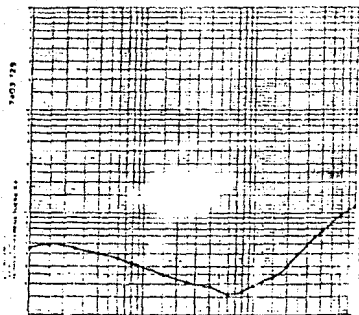
A N E X O A
CURVAS TIPO DEL AREA DE LA SUBCUENCA DE CHALCO

LÍNEA DE SONDEOS IGF-1
MORFOLOGIA DE CURVAS SEV'S



INSTITUTO DE GEOFISICA

Departamento de Física del Estado Libre
México, D.F. México

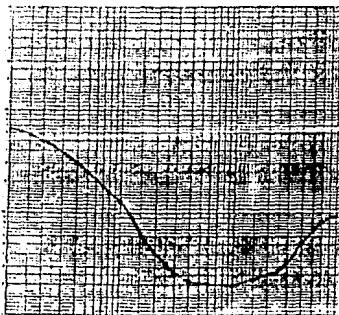


SONDEO IGF-1



INSTITUTO DE GEOFISICA

Departamento de Física del Estado Libre
México, D.F. México

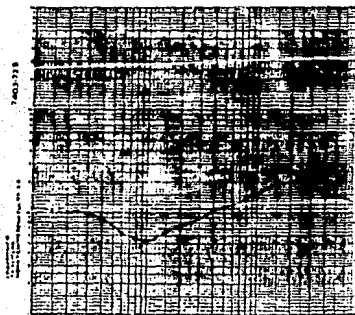


SONDEO IGF-2



INSTITUTO DE GEOFISICA

Departamento de Física del Estado Libre
México, D.F. México

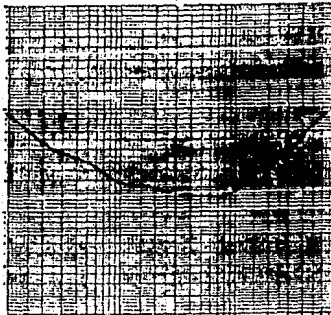


SONDEO IGF-3



INSTITUTO DE GEOFISICA

Departamento de Física del Estado Libre
México, D.F. México



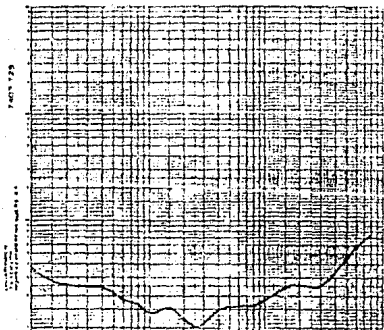
SONDEO IGF-4

LINEA DE SONDEOS LIGF-1
MORFOLOGIA DE CURVAS SEV'S



INSTITUTO DE GEOFISICA

Departamento de Recursos Naturales
México, D.F. 06702

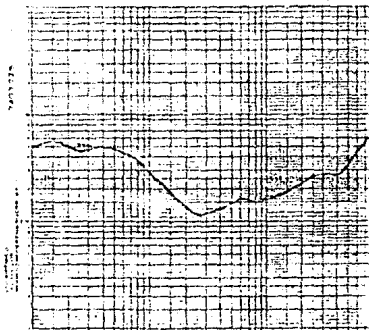


SONDEO IGF-5



INSTITUTO DE GEOFISICA

Departamento de Recursos Naturales
México, D.F. 06702

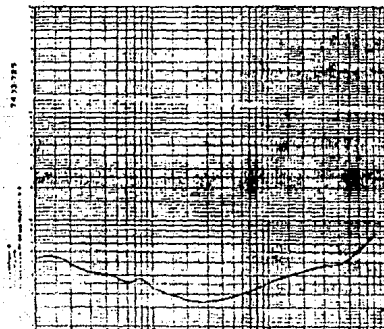


SONDEO IGF-6



INSTITUTO DE GEOFISICA

Departamento de Recursos Naturales
México, D.F. 06702

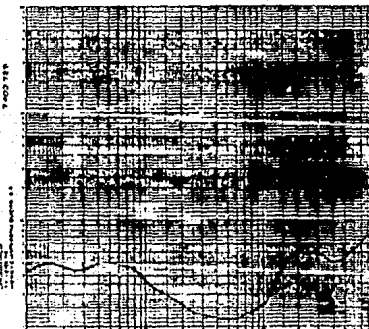


SONDEO IGF-7



INSTITUTO DE GEOFISICA

Departamento de Recursos Naturales
México, D.F. 06702



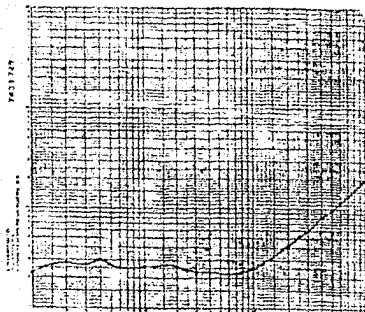
SONDEO IGF-8

LINEA DE SONDEOS LCFE-3
MORFOLOGIA DE CURVAS SEYS



INSTITUTO DE GEOFISICA

Departamento de Recursos Naturales
Ciudad de México, D.F.

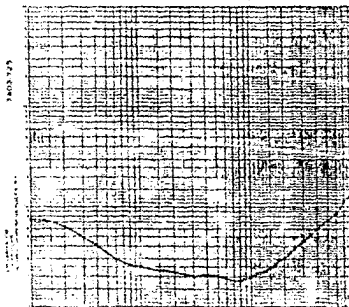


SONDEO CFE-1



INSTITUTO DE GEOFISICA

Departamento de Recursos Naturales
Ciudad de México, D.F.

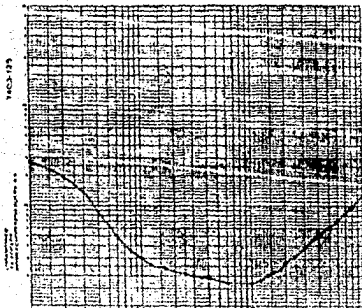


SONDEO CFE-2



INSTITUTO DE GEOFISICA

Departamento de Recursos Naturales
Ciudad de México, D.F.

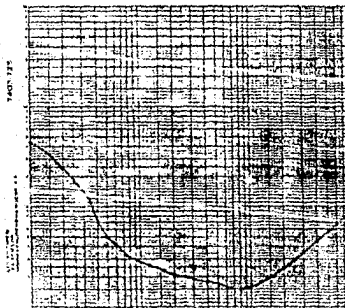


SONDEO CFE-3



INSTITUTO DE GEOFISICA

Departamento de Recursos Naturales
Ciudad de México, D.F.



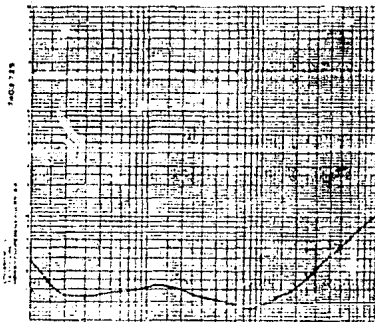
SONDEO CFE-4

LÍNEA DE SONDEOS LOPE-3
MORFOLOGÍA DE CURVAS SEV'S



INSTITUTO DE GEOFISICA

Departamento de Estudios de Recursos Geológicos
P.O. Box 14700 Mexico City

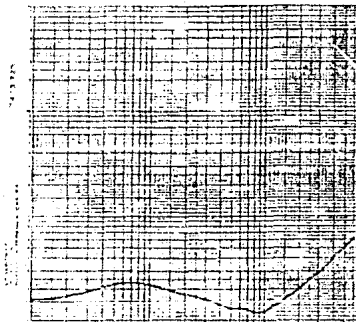


SONDEO CFE-5



INSTITUTO DE GEOFISICA

Departamento de Estudios de Recursos Geológicos
P.O. Box 14700 Mexico City

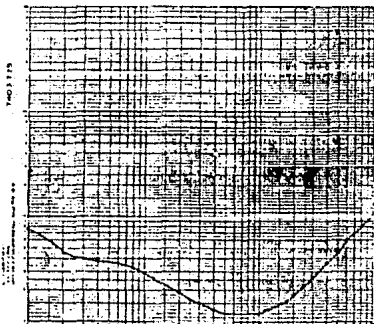


SONDEO CFE-6



INSTITUTO DE GEOFISICA

Departamento de Estudios de Recursos Geológicos
P.O. Box 14700 Mexico City

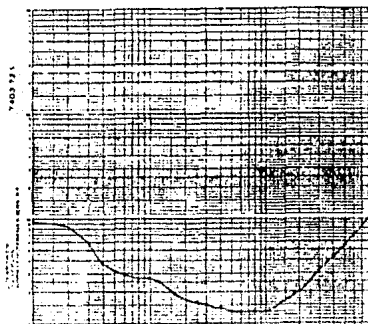


SONDEO CFE-8



INSTITUTO DE GEOFISICA

Departamento de Estudios de Recursos Geológicos
P.O. Box 14700 Mexico City



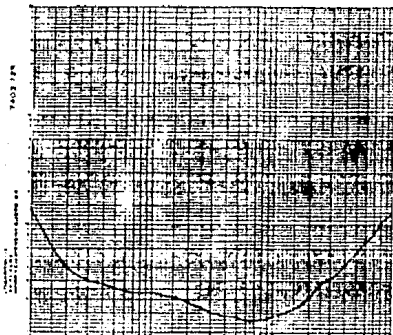
SONDEO CFE-9

LÍNEA DE SONDEOS CFE-3
MORFOLOGIA DE CURVAS SEV'S



INSTITUTO DE GEOFISICA

Departamento de Estudios de Recursos
Geológicos, UNAM, México D.F.

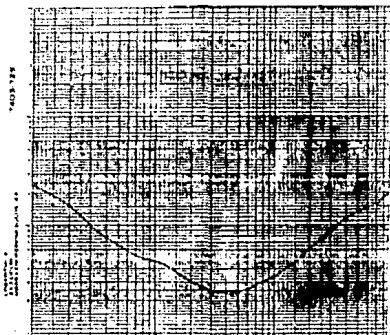


SONDEO CFE-10



INSTITUTO DE GEOFISICA

Departamento de Estudios de Recursos
Geológicos, UNAM, México D.F.

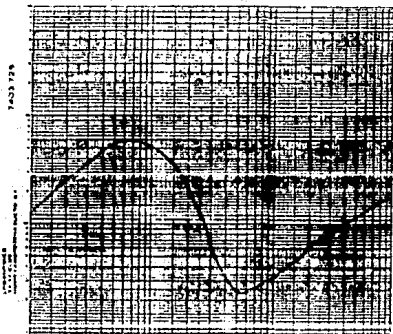


SONDEO CFE-11



INSTITUTO DE GEOFISICA

Departamento de Estudios de Recursos
Geológicos, UNAM, México D.F.

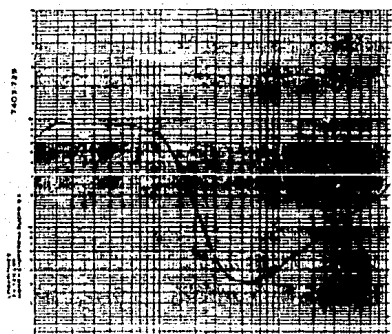


SONDEO CFE-12



INSTITUTO DE GEOFISICA

Departamento de Estudios de Recursos
Geológicos, UNAM, México D.F.



SONDEO CFE-13