

03076
1
2ej

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

UNIDAD ACADEMICA DE LOS CICLOS PROFESIONAL Y POSGRADO DEL COLEGIO DE
CIENCIAS Y HUMANIDADES
INSTITUTO DE GEOFISICA
POSGRADO EN GEOFISICA

FALLA DE ORIGEN
ESTUDIOS GEOFISICOS EN LA SUBCUENCA DE CHALCO.
ALGUNAS CONSIDERACIONES SOBRE LA TECTONICA DE LA
PORCION NORTE DEL SECTOR CENTRAL DEL SISTEMA
VOLCANICO TRANS-MEXICANO

TESIS

Que para optar por el grado de
MAESTRO EN EXPLORACION GEOFISICA

Presenta:
Omar Delgado Rodriguez

Cd. Universitaria
1995



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.

DEDICATORIA

Este trabajo esta dedicado:

a mi esposa Libertad

y

a mi hijo Omar Jesus.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco, primeramente, a mi Señor Jesús, por el amor y cuidado que ha manifestado en mí durante todo el tiempo que he radicado en la República Mexicana.

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México y en especial, al Posgrado en Geofísica de la UACQ y P del CCH, por permitirme realizar los estudios de Posgrado.

A la dirección del Instituto de Geofísica y Astronomía, del Ministerio de la Ciencia, Tecnología y Medio Ambiente de la República de Cuba, por haberme brindado la oportunidad de llevar a cabo los estudios de Maestría.

Al Dr. José Oscar Campos Enríquez, por proponerme el tema de investigación y dirigir el trabajo de tesis, por sus comentarios y experiencia transmitida.

A la Secretaría de Relaciones Exteriores por facilitarme la beca para la realización de los estudios de Maestría.

A mis sinodales (Dr. Adrian Ortega Guerrero, Dr. Ramiro Rodríguez Castillo, Dr. Tomás González Morán y Dr. Rafael Huízar Alvarez) por revisar pacientemente mis escritos y por sus atinados comentarios, contribuyendo al enriquecimiento de mi trabajo.

A todo el personal del Instituto de Geofísica que, de varias maneras, me apoyaron grandemente en la conclusión de mis estudios, en especial: Dr. Rosa María Prol, David Escobedo, Frank García, Gaudencio Galicia, María A. Ladrón de Guevara, Jaime Domínguez, Carlos Ortiz, Eugenio Polanco, Juan Payero; a las secretarias del posgrado Norma Bravo, María Eugenia (Maru) y Ana María; a Ana Pereda y Mónica Nava por su valioso apoyo en la redacción del trabajo de tesis.

A mis padres Alfredo y Esther, y hermanos Alfredito y José Luís, por su incondicional apoyo durante mi ausencia en casa en estos últimos tres años, compartiendo mis preocupaciones y anhelos.

Agradezco a Guadalupe Fuentes y a sus hijos por permitirme ser parte de su familia, aliviando en gran manera la necesidad de compartir directamente con mis seres queridos.

A todos GRACIAS.

INDICE

Resumen -----	1
TECTONICA DE LA PORCION NORTE DEL SECTOR CENTRAL DEL SISTEMA VOLCANICO TRANS-MEXICANO -----	3
Introducción -----	3
Marco Geológico -----	6
Sismicidad Reciente en el Valle de Mezquital -----	10
Estructura somera inferida de la gravimetría -----	14
Discusión -----	27
Conclusiones -----	28
INTERPRETACION DE ESTUDIOS GEOFISICOS EN LA SUBCUENCA DE CHALCO -----	30
Introducción -----	30
Marco Geológico -----	34
Subcuenca de Chalco: relleno sedimentario y sistema hidrogeológico -----	36
Estudio sísmicos -----	39
Reinterpretación de datos geoelectricos -----	41
1.- <u>Datos</u> -----	41
2.- <u>Metodología</u> -----	42
3.- <u>Análisis de los resultados obtenidos</u> -----	43
4.- <u>Resultados parciales geoelectricos</u> -----	61
Interpretación de datos gravimétricos -----	65
1.- <u>Resultados preliminares</u> -----	65
2.- <u>Datos</u> -----	68
3.- <u>Metodología</u> -----	69
4.- <u>Análisis de los resultados obtenidos</u> -----	71
5.- <u>Resultados parciales gravimétricos</u> -----	78
Interpretación conjunta -----	79
1.- <u>Relleno sedimentario</u> -----	79
2.- <u>Basamento</u> -----	80
Aplicación -----	81
Estimación del volumen del fluido en la subcuenca -----	81
Conclusiones y recomendaciones -----	85
Referencias -----	87

Resumen

En este trabajo se reportan dos estudios geofísicos. El primero es de carácter regional y fué realizado en el sector central del Sistema Volcánico Trans-Mexicano (SVTM), con el objetivo de establecer la estructura somera del subsuelo; el segundo estudio es de carácter local y esta relacionado con el reserva hidrogeológica de la Ciudad de México.

En la porción Norte del sector central del SVTM, entre la zona de fracturas de Querétaro y el graben del Mezquital, se pudo inferir una fase temprana de extensión tectónica. Se logró, a partir de un estudio gravimétrico, definir una depresión con dirección E-W. Esta depresión está caracterizada, entre el semi-graben de Aljibes y la zona geotérmica de Pathé, por un basamento con bloques fracturados y basculados.

En esta región la actividad neotectónica esta evidenciada por la sismicidad reciente en el graben de Acambay, así como en el graben Mezquital. La falla principal Norte del sistema de Acambay puede ser trazada hacia el Este hasta la porción Sur del semi-graben de Aljibes. Al Este del volcán Jocotiltlán, el graben desaparece bajo productos volcánicos.

Se supone que la reología de la corteza al Este del volcán Jocotiltlán no permite el desarrollo de una tectónica de extensión N-S, y que esta tectónica N-S reaparece en la depresión tectónica E-W (inferida de nuestros estudios gravimétricos en el área). Esta área representa una fase temprana de extensión y representa una zona de debilidad que favorece la actual extensión neotectónica.

El análisis gravimétrico y sísmico apoya la existencia, en esta porción del SVTM, de sismicidad de origen interplaca, opuesto a un origen relacionado con la subducción de la placa Cocos en la trinchera mesoamericana.

Modelaciones gravimétricas a escala más detallada se realizaron en la porción Sur de la cuenca de México (subcuenca de Chalco), mediante el cual se pudo detallar las características tectónicas del basamento y del relleno sedimentario en la subcuenca.

Se modelaron 4 perfiles gravimétricos orientados NNE-SSW, permitiendo detallar la estructura del basamento en secciones importantes del área de estudio. Se indica la existencia de una depresión tipo graben en la parte Norte de la porción Oeste de la subcuenca. En la parte Sur de la subcuenca de Chalco disminuye notablemente la profundidad al basamento.

Además de esto, se reinterpretaron 6 perfiles geoelectricos que, junto con los estudios sísmicos y registros geofísicos y litológicos de los pozos existentes, permitió realizar una interpretación conjunta, lograndose establecer un modelo geofísico apoyado por el gran volumen de información geológica, geofísica y geoquímica de la subcuenca de Chalco.

Los modelos geoelectricos determinaron una interfase que, en su mayor parte, define el contacto litológico entre los depósitos areno-arcillosos y la rocas volcánicas fracturadas (principales unidades del acuífero).

Se presentan estimaciones preliminares del volumen de fluido contenido en el acuífero.

TECTONICA DE LA PORCION NORTE DEL SECTOR CENTRAL DEL SISTEMA VOLCANICO TRANS-MEXICANO

Introducción

El SVTM es una provincia calco-alcalina alargada en la dirección E-W, atravesando a México entre los 19° y 21° de latitud Norte y contiene la mayoría del vulcanismo histórico y actual de México: estratovolcanes andesíticos-dacíticos, campos de conos cineríticos, ocurrencias aisladas de vulcanismo riolítico, así como la mayoría de las calderas (Fig. 1).

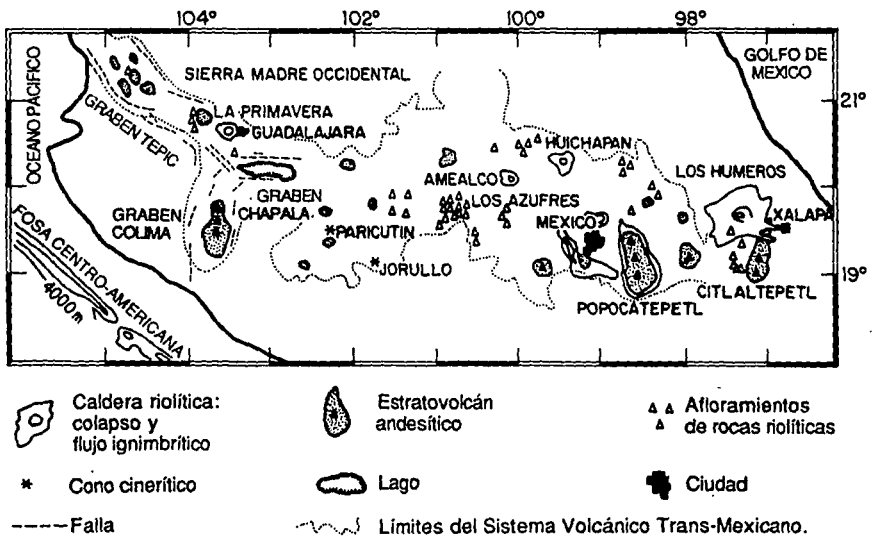
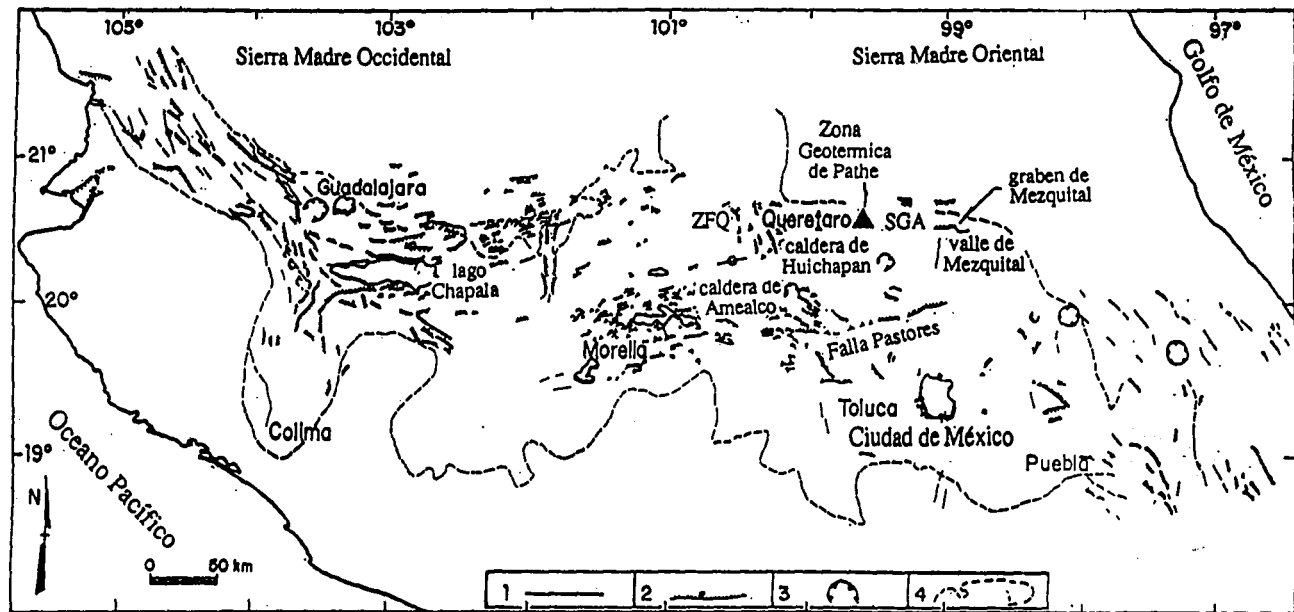


Figura 1: Sistema Volcánico Trans-Mexicano (tomado de Alatorre-Zamora et al., 1991).



1. Límite Territorial. 2. Falla. 3. Estructura de colapso.
 4. Límite del Sistema Volcánico Trans-Mexicano.
 SGA: Semi-graben de Aljibes. ZFQ: Zona de fracturas de Querétaro.

Figura. 2: Esquema tectónico del Sistema Volcánico Trans-Mexicano (modificado de Ferrari et al., 1994a).

Basado en datos geológicos, geomorfológicos y estructurales Pasquarè et al., (1987) reconocen 3 sectores: 1) el Oeste, el cual está caracterizado por el graben NW-SE, asociado a la apertura del Golfo de California; 2) el sector central está representado por bloques fracturados y basculados con una dirección WSW-ENE, formando un sistema de grabens alrededor de una depresión central; y 3) el basamento en el sector Este, afectado por fallas N-S (Fig. 2).

El SVTM intercepta estructuras más antiguas con direcciones N-S hasta NNE-SSW, pertenecientes a la provincia tectónica de "Basin and Range" (Pasquarè et al., 1988; Henry et al., 1992). Lineamientos tensionales reactivados de este sistema son reconocidos en los sectores Oeste y central del SVTM. La zona de fracturas Taxco-Querétaro es un lineamiento notable de este sistema (Pasquarè et al., 1988).

El graben de Acambay representa la prolongación más oriental de la depresión de Cuitzeo-Maravatio de origen extensional y que puede ser considerada la continuación del graben de Chapala.

Al Este de la zona de fracturas de Querétaro los lineamientos de la provincia tectónica del "Basin and Range" son muy evidentes.

En la porción Norte de este sector están emplazadas las calderas de Amealco (Sánchez-Rubio, 1983; Carrasco-Núñez, 1988 y Verma, S. P. et al., 1991), la caldera Huichapan (Yañez, 1984; Milán et al., 1993 y Milán y Carrasco-Núñez, 1988), la zona geotérmica de Pathé (De Anda, 1956; Nichols, 1970 y Milán y Herrera, 1987), el semi-graben de Aljibes (Suter et al., 1992) y el graben de Mezquital (Segerstrom, 1961).

Ferrari et al. (1994) han estudiado la evolución volcánica y tectónica de la porción central del SVTM, comprendida al occidente de la zona de fracturas de Querétaro.

Sin embargo la porción central del SVTM ubicada al oriente de la zona de fracturas de Querétaro no ha sido estudiada globalmente desde el punto de vista de la tectónica.

Estudios sobre la estructura de esta área son escasos. Entre los trabajos pioneros podemos citar a Johnson y Harrison (1990) y Suter et al. (1992).

De acuerdo a Johnson y Harrison (1990) la falla Pastores, (es decir la falla principal al Sur del sistema de Acambay) puede ser trazada hacia el oriente hasta la porción Este del área de estudio.

Suter et al. (1992) han hecho contribuciones muy importantes sobre la tectónica de esta parte del SVTM. En particular han estudiado el sistema de Acambay y el semigraben de Aljibes.

Soler-Arrechalde y Urrutia-Fucugauchi (1994) también reportan estudios relacionados con el sistema de Acambay.

Los estudios realizados en estas estructuras han contribuido al entendimiento de su evolución geológica. El sistema de Acambay y el valle de Mezquital evidencian a través de sismicidad reciente una actividad neotectónica.

El propósito de este trabajo es presentar los resultados del estudio gravimétrico relacionado con la estructura cortical somera en esta área, se discutirá la relación entre la sismicidad observada en el valle de Mezquital y la registrada en el sistema de Acambay.

Marco geológico

El área de estudio se ubica en el centro de la República Mexicana (en los estados de Querétaro y Hidalgo). Esta se encuentra aproximadamente entre los meridianos 99° 00' y 100° 30' de longitud W y entre los 19° 30' y 21° 30' de latitud N (Fig. 3). El área de estudio está localizada en los límites Norte del sector central del SVTM, muy cerca de su frontera con el cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental (SMOr), también se observan lineamientos tectónicos de la provincia "Basin and Range".

Otros límites del área son: al Oeste la zona de fracturas de Querétaro de dirección NW-SE, y hacia el SW el graben de Acambay. Esta área contiene las siguientes estructuras geológicas (de Este a Oeste): 1) graben de Mezquital, localizado en el valle de Mezquital (60 km al Norte de la cuenca de México), 2) el semi-graben de Aljibes (Suter et al., 1992), 3) la zona geotérmica de Pathé (Nichols, 1970; Milán y Herrera, 1987; Campos-Enríquez, 1982 y Campos-Enríquez, 1983); 4) la caldera de Huichapan (Milán et al., 1993), y 5) la caldera de Amealco (Carrasco-Núñez, 1988 y Verma et al., 1991).

Las primeras tres estructuras se extienden de Este a Oeste a través de la porción Norte del área de estudio, las dos calderas silícicas son emplazadas en la mitad Sur del área de estudio.

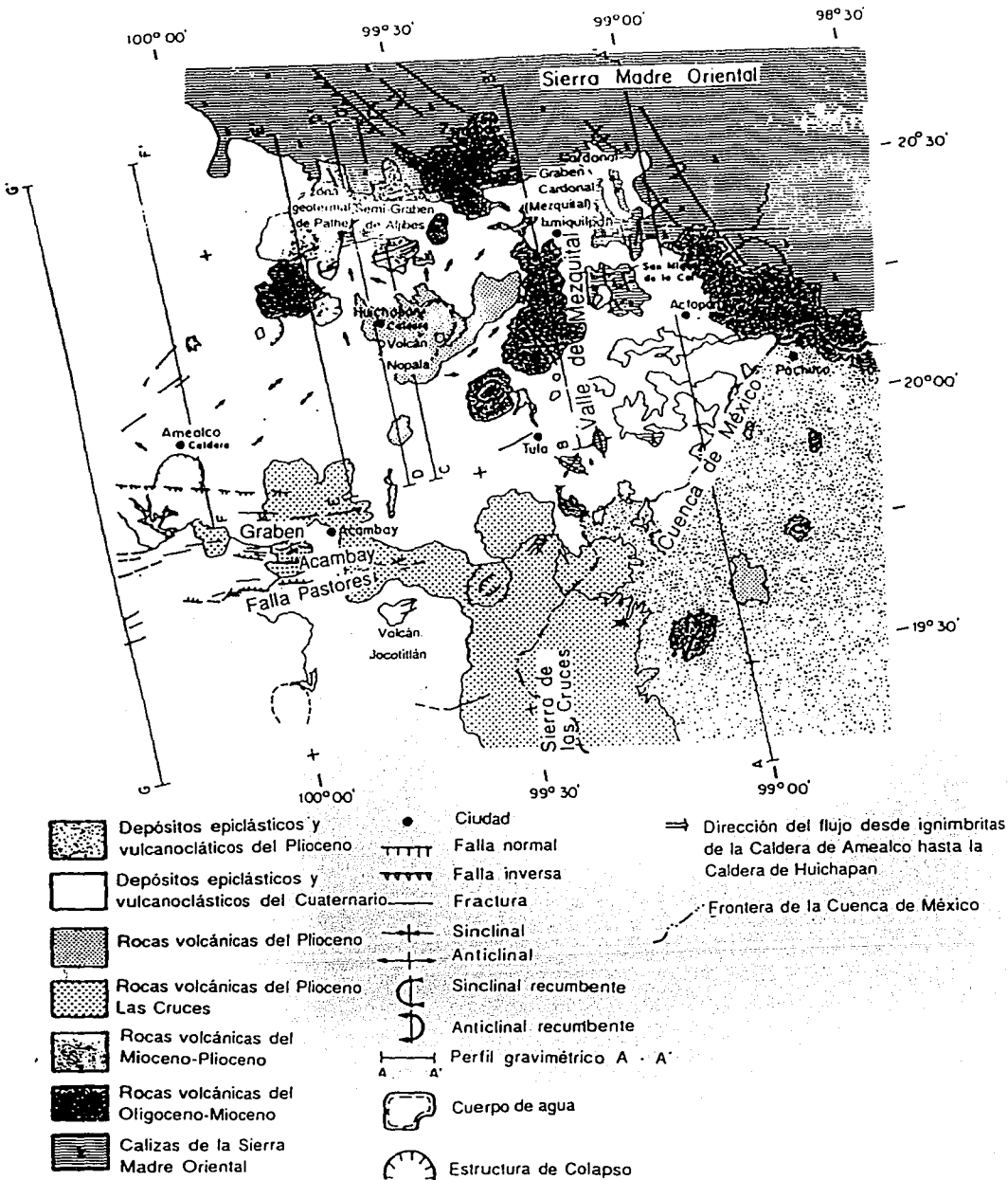


Figura 3: Esquema geológico-tectónico del área de estudio con la ubicación de los perfiles gravimétricos (tomado de Campos-Enríquez et al., 1995).

El graben de Acambay representa la continuación hacia el Este de la depresión Cuitzeo-Maravatio de origen extensional y refleja la fábrica regional del sector Oeste del SVTM, es decir la vasta depresión tectónica que se extiende desde Chapala hasta Querétaro. Este sistema de fallas con direcciones E-W a NE-SW afecta a rocas de edad Pleistoceno Medio (Garduño-Monroy, 1988; Johnson y Harrison, 1990 y Ferrari et al., 1991).

La zona de fracturas de Querétaro de dirección NNW-SSE intercepta al SVTM orientado E-W. El sistema de Querétaro puede representar la prolongación Sur de la provincia de "Basin and Range" (Pasquaré et al., 1988).

Otras estructuras de extensión orientadas N-S relacionadas con este sistema son observadas en el área de estudio. La zona geotermal de Pathé se ubica en un graben orientado N-S.

El basamento metamórfico, estudiado al Sur del Valle de México, contiene en su parte superior, a la formación Exquisto Taxco de edad Jurásico, que contiene esquistos tipo sericítico, derivados de rocas pelíticas que sufrieron metamorfismo regional de presión moderada y baja temperatura. Este basamento contiene, en su parte intermedia, rocas metasedimentarias y metavolcánicas de edad Jurásico, mientras que en su base predominan esquistos cuya edad propuesta es Paleozoico (López-Ramos, 1976).

El basamento carbonatado contiene principalmente rocas del Mesozoico Tardío a Terciario Inferior: carbonatos de plataforma de la formación el Doctor, carbonatos pelágicos y arcillas de la formación Soyatal, así como rocas clásticas (conglomerado continental) de la formación El Morro. Esta secuencia fué plegada y sobrecorrída durante la orogenia Larámide. En la porción Norte del área de estudio (en los alrededores del graben de Mezquital) se observan anticlinales de la secuencia basal orientados N-S.

En el sector central del SVTM, el cinturón fallado y plegado de la SMOr está cubierto discordantemente por rocas volcánicas. Se definen en general tres secuencias:

- a) En la base tenemos una secuencia que puede, al menos parcialmente, estar correlacionada con la parte final del vulcanismo de la provincia ignimbrítica de la Sierra Madre Occidental (SMOc). Sin embargo algunos autores consideran esta porción de la secuencia como el principio del SVTM (Ferrari et al., 1994b).
- b) La secuencia intermedia puede ser identificada como la secuencia basal del SVTM, cuyo rango de edades está entre el Mioceno y el Plioceno.

c) La secuencia superior pertenece al vulcanismo del SVTM, siendo de naturaleza calco-alcalina y de edad Plio-Cuaternario (Ferrari et al., 1994b).

La existencia en el subsuelo de la primera secuencia es incierta. Los afloramientos de la misma son observados al Norte del área de estudio (Milán y Herrera, 1987). En la porción Este la segunda secuencia descansa directamente sobre la unidad carbonatada. Esta segunda secuencia sobreyace a las formaciones El Morro y Soyatal. En su base podemos observar una alternancia de riolitas, tobas y flujos basálticos-andesíticos, que fueron datados cerca de Zimapán en 9 Ma (Cantagrel y Robin, 1979), las riolitas de Pathé se dataron en 7.8 y 7.6 Ma respectivamente. Algunas ignimbritas son datadas en 6.7 y 6.6 Ma (Venegas et al., 1985 y Milán y Herrera, 1987).

Sobreyaciendo a este vulcanismo basal se encuentran sedimentos lacustres y fluviolacustre. Esta secuencia termina con flujos horizontales de basaltos y andesitas basálticas que forman plataformas. Estas fueron datadas en 6.4 y 6.2 Ma respectivamente (Nichols, 1970). Esta segunda secuencia corresponde con el grupo San Juan (Wilson et al., 1955).

Nichols clasifica las rocas cortadas por los pozos en la zona geotérmica de Pathé en tres grupos:

- 1) En la base, una unidad volcánica interestratificada (basaltos, tobas pumicíticas y escoria).
- 2) Una unidad riolítica (tobas y flujos riolíticos).
- 3) Una unidad basáltica (tobas, basaltos y escoria).

En la secuencia que aflora en las zonas del semi-graben de Aljibes (Suter et al., 1992) fué datado un basalto de la base de la unidad basáltica en 7.7 Ma.

La tercera secuencia propiamente relacionada al SVTM contiene dos unidades: 1) productos piroclásticos de la caldera de Huichapan (edad Plioceno) y cuyo último colapso fué datado en 4.2 Ma por Nichols (1970), y de la caldera de Amealco datada en 3.8 Ma, 2) la segunda unidad comprende extensos flujos basálticos y andesíticos formando plataformas (por ejemplo, en la zona geotérmica de Pathé). Además de la Orogenia Larámide que afectó las rocas calcáreas de la SMOr, múltiples períodos de deformación han sido reconocidos que afectaron el área de estudio. De acuerdo con Pasquare et al. (1987) durante el Eoceno y el Oligoceno Temprano actúa por lo menos una fase distensiva que dió surgimiento a depresiones tectónicas. Durante el Mioceno Tardío se desarrollaron cuencas extensionales, cuyo origen puede estar relacionado con una fase de deformación transtensional de edad Eoceno Medio a casi Temprano (Ferrari et al., 1987).

Fallamientos transtensionales y extensionales favorecieron el emplazamiento de las mesas basálticas y el vulcanismo del SVTM durante el Mioceno Tardío (Ferrari et al., 1994b). De hecho los productos de la segunda secuencia arriba tienen una tendencia a prolongarse en una dirección E-W.

En la porción Este del área de estudio, fallas normales WNW-ESE ponen en contacto las rocas carbonatadas de la formación El Doctor con los productos volcánicos basales.

La zona de fracturas de Querétaro (considerando el graben de Querétaro como parte de la misma), que representa un límite cortical mayor, fué reactivado durante el Plioceno, afectando rocas datadas en 8.1 Ma (Pasquarè et al., 1991). El graben de Pathé puede también correlacionarse con la tectónica del "Basin and Range" (entre 7 y 6.2 Ma). Estructuras similares pueden ser observadas hacia el SW del área de estudio en la Sierra de las Cruces.

Durante una de las más recientes fases distensivas se formaron las fallas E-W observadas en el área de estudio: en la zona geotérmica de Pathé, semi-graben de Aljibes y del graben de Mezquital, así como los límites de este último (el graben de Acambay hacia el SW) y las fallas E-W en las inmediaciones de la caldera Amealco pertenecen al sistema Acambay. Este sistema está aún activo, tal como lo demuestran los sismos de Acambay (Ms=6.9, Nov. 19, 1912) y de Maravatio (Ms=5.3, Febrero 22, 1979). En la porción Este del área de estudio la actividad sísmica está representada por los terremotos de Actopan (Mb=4.9, Marzo 10, 1950; Mb=4.1, Enero 27, 1987) y el Cardonal (Mb=5.3, Marzo 20, 1976).

Sismicidad reciente del valle de Mezquital

Se realizó una búsqueda hemerográfica de la actividad sísmica reciente en la porción Este del área de estudio. Un bajo nivel de sismicidad caracteriza esta región. Solo 10 terremotos se registran con $M > 2.5$ en el Catálogo Sísmico de Figueroa (1970) y de Bravo et al. (1988) (Tabla 1). El número de eventos confiablemente localizados es más pequeño aún; las estaciones de la Red Sismológica Nacional y SISMEX (Red Sismotelemétrica del Valle de México) no son densas ni muy sensibles, implicando que el control en la localización y profundidad de los eventos sísmicos no sea buena.

Dato	hr. mn. s	Lat. N	Long. W	M	Prof (km)
481014	00 19 03.0	20.12	99.12	4.5	-
490208	17 25 36.0	20.12	99.12	4.5	-
500311	00 42 51.0	20.35	98.97	5.0	5.0
560815	22 52 27.0	20.12	99.12	4.0	-
760325	23 05 06.9	20.58	99.02	5.3	15.0
760405	10 49 12.0	20.46	99.09	4.2	-
761004	06 59 15.0	20.48	99.15	5.3	9.0
810206	18 11 49.0	20.01	99.03	3.4	6.2
870127	16 33 29.0	20.31	99.21	4.1	15.0
880602	12 02 31.3	20.29	99.05	2.7	6.0

Tabla 1: Eventos sísmicos seleccionados con $M > 2.5$.

Diferencias menores existen en relación al terremoto de Marzo 11, 1950, sin embargo basado en los daños reportados por los periódicos, creemos que la localización dada por Figueroa es correcta. Solo para uno de los sismos se determinó un mecanismo focal confiable usando datos telesísmicos. Esto ocurrió en Octubre 4, 1976 (Suárez y Ponce, 1986) ($F=290^\circ$, $d=75^\circ$ y $l=-66^\circ$).

Estos 10 eventos pueden ser clasificados, de acuerdo a sus epicentros, en tres grupos sismogénéticos: el primero corresponde a la región de Ixmiquilpan (eventos de 1976), el segundo está asociado a la región de la Sierra de San Miguel de la Cal (terremotos de 1950 y 1987) y el último hacia el Sur, cerca de los límites entre las cuencas de México y del valle del Mezquital (terremotos de 1948, 1949 y 1956).

La sismicidad local más reciente fué sentida en el área de la Sierra de San Miguel de la Cal entre los meses de Mayo y Junio de 1989. En esa ocasión la actividad fué monitoreada durante 5 días con 4 sismógrafos analógicos MEQ-800, con sensores de corto período $T_0=1.0$ s y uno digital de tres componentes DR-100, también $T_0=1.0$ s.

En cada estación la polaridad del instrumento fué verificada. El tiempo de referencia (WWV) fué registrado al inicio y al final de cada registro. La Tabla 2 reporta el modelo de velocidad usado para localizar los epicentros.

Profundidad (km)	Velocidad (km/s)
00.0 - 20.0	6.15
20.0 - 25.0	6.95
25.0 - 35.0	7.60
35.0 - ∞	8.18

Tabla 2: Modelo de velocidad usado para la localización de los epicentros.

Se obtuvieron un total de 13 eventos localizados (con tiempos de arribos 4p y 2s) de un total de 120 eventos (Tabla 3)

Estos eventos están ubicados aproximadamente al Este de San Miguel de la Cal y más hacia el Este del valle, siguiendo una orientación E-W (Fig. 4).

Se calculó un mecanismo focal usando solo 12 eventos con ubicaciones dentro de la red local.

Dato	hr mn s	Lat. N	Long. W	Prof. (km)	RMS	M_c
1988 615	14 06 42.7	20.232	99.160	8.1	0.05	1.4
1988 615	14 57 36.5	20.305	99.057	3.9	0.11	2.2
1988 615	21 28 36.1	20.294	99.118	4.5	0.03	1.7
1988 616	19 45 01.4	20.302	99.067	4.0	0.07	2.0
1988 616	23 37 26.5	20.286	99.149	0.1	0.06	1.2
1988 616	23 53 16.4	20.299	99.062	4.2	0.18	1.1
1988 617	00 49 28.4	20.307	99.034	0.1	0.04	0.3
1988 617	01 00 45.8	20.304	99.060	5.2	0.07	1.5
1988 617	02 32 55.2	20.302	99.040	2.2	0.02	0.5
1988 617	05 58 43.8	20.301	99.056	4.2	0.03	1.1
1988 617	06 11 41.4	20.298	99.060	4.4	0.08	0.5
1988 617	06 19 48.3	20.303	99.068	4.1	0.02	1.1
1988 618	08 34 53.0	20.294	99.046	5.5	0.12	1.9

Tabla 3: Eventos localizados.

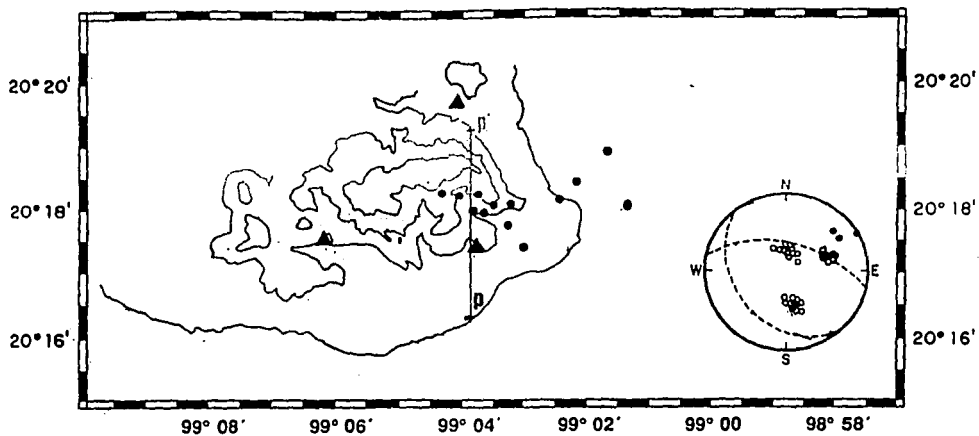


Figura 4: Localización de los eventos sísmicos y las estaciones sismológicas en la Sierra de San Miguel de la Cal.

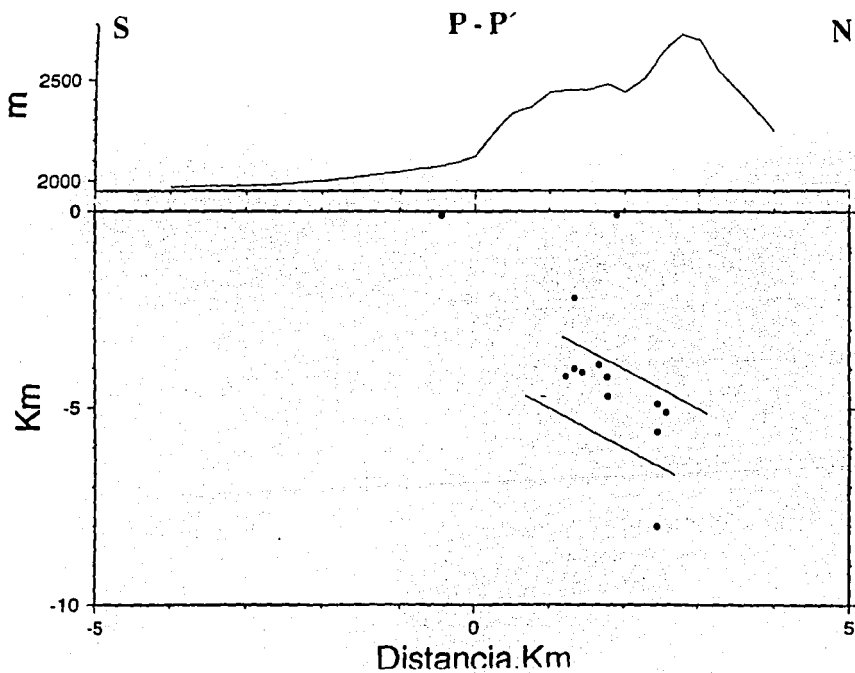


Figura 5: Ubicación de los hipocentros a lo largo del Perfil P - P'.

La Figura 4 muestra que la solución es ambigua debido a la falta de estaciones hacia el Este de la sierra y solo se utiliza para indicar el tipo de falla, correspondiendo un mecanismo de falla tipo normal y entre las posibles soluciones está la de un azimut de 282° y una inclinación de 61° , en concordancia con la distribución espacial de los epicentros. Este resultado refuerza la existencia de estructuras tipo graben en la región, con orientación aproximada E-W, representando a su vez una tectónica de extensión N-S.

Un perfil N-S muestra su distribución en profundidad, donde se puede apreciar que la máxima profundidad es de 8.1 km. La profundidad se incrementa en el perfil hacia el Norte (Fig. 5).

Estructura somera inferida de la gravimetría

Para el estudio de la estructura somera de esta parte del SVTM se utilizó el Mapa de Anomalía de Bouguer a escala 1:500 000, elaborado por PEMEX (desde los 18° a $20^\circ 40'$ de Latitud N y desde los 97° a 101° de longitud W) con intervalo de isolíneas de 10 mGals. Para su evaluación se utilizó una densidad de 2.67 g/cm^3 . El nivel de referencia usado en el cálculo de la anomalía de Bouguer fue el nivel medio del mar. Se aplicó corrección topográfica (Fig. 6). Estos datos incluyen el levantamiento gravimétrico realizado por Ballina (1982) en el área de la zona geotérmica de Pathé y la caldera de Amealco.

Se seleccionaron siete perfiles gravimétricos orientados S-N. Estos perfiles están ubicados, de Este a Oeste, en los meridianos $99^\circ 00' 00''$, $99^\circ 15' 38''$, $99^\circ 35' 58''$, $99^\circ 39' 43''$, $99^\circ 47' 55''$, $100^\circ 06' 34''$ y $100^\circ 20' 08''$. La Figura 3 representa la ubicación y la longitud de estos perfiles dentro del esquema geológico-tectónico del área de estudio. Los perfiles cubren las siguientes estructuras: graben de Mezquital, semi-graben de Aljibes, caldera de Huichapan, zona geotérmica de Pathé, caldera de Amealco, zona de fracturas de Querétaro y grabén de Acambay.

Para cada perfil se realizó una separación regional-residual mediante filtros de pasa-bajas (por ejemplo, Hildenbrand, 1983). En el proceso de modelación se hizo uso de la información geológica elaborada por Segerstrom (1961).

Anomalia de Bouguer

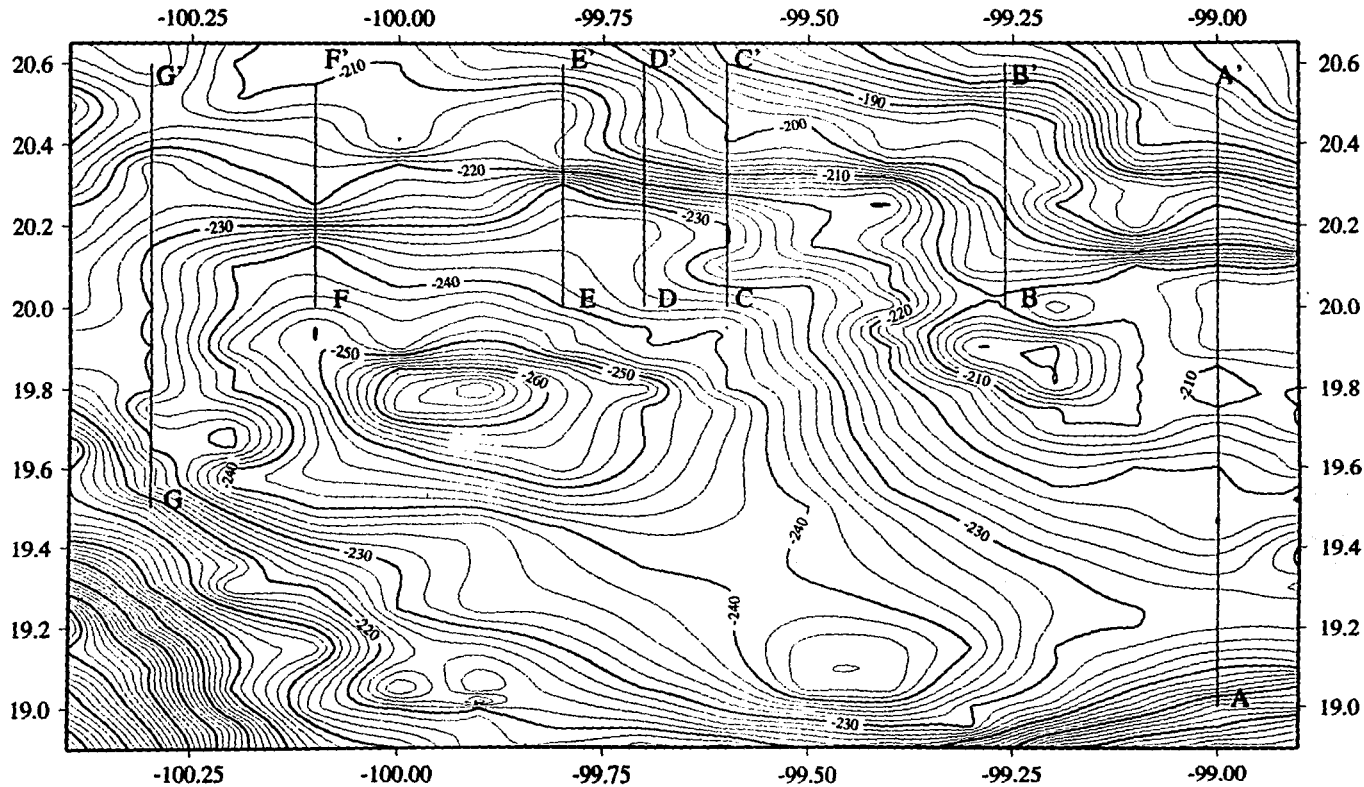


Figura 6: Mapa de anomalías de Bouguer. Intervalo de isolíneas de 2 mGals. Densidad utilizada en el cálculo de Bouguer de 2.67 g/cm³.

La anomalía residual de cada perfil fué interpretada en función de: 1) un basamento de naturaleza metamórfica de edad Jurásico a Paleozoico, 2) una unidad carbonatada de edad Cretácico, 3) una unidad volcánica no diferenciada (comprendiendo rocas volcánicas de las unidades basálticas, riolíticas interestratificadas tal como lo define Nichols (1970) y de edad Mioceno a Plioceno y 4) una cobertura de productos volcánicos asociada al SVTM y/o sedimentos.

Para la interpretación de los perfiles se utilizó un programa de modelado bi-dimensional basado en el algoritmo 2-D de Talwani (Talwani et al., 1959) modificado, permitiendo incluir el efecto de la topografía. La información geológica de superficie disponible fué usada para constreñir la modelación gravimétrica.

Los valores de densidades usados en la modelación (Tabla 4) están apoyados en el estudio sismológico de reflexión realizado en la Ciudad de México por Pérez-Cruz (1988). Este trabajo apoya directamente el modelado gravimétrico en la parte Sur del perfil A-A'.

Estructura	Litologías	Densidad (g/cm ³)
Cuencas sedimentarias lacustres	arcillas lacustres, tobas, arenas, arcillas arenosas y conglomerados.	1.9 - 2.0
Cuencas sedimentarias volcánicas	tobas, brechas volcánicas, conglomerados y arenas.	2.1
Unidad volcánica superior	tobas, conglomerados, basaltos y brechas volcánicas.	2.2
Unidad volcánica inferior	basaltos y en menor proporción piroclastos	2.5
Unidad carbonatada	calizas marinas del Cretácico. Es posible que incluya en su base areniscas del Jurásico.	2.7
Basamento metamórfico	esquistos del Jurásico en la parte superior, rocas metasedimentarias y metavolcánicas del Jurásico en la parte intermedia. En la parte inferior puede referirse a esquistos del Paleozoico.	2.8

Tabla 4: Correspondencia de las densidades usadas en la modelación con las estructuras geológicas y litologías.

La extensión de la unidad carbonatada y metamórfica hacia el Norte del Valle de México se infiere del comportamiento del campo gravimétrico que, si bien no es posible suponer la presencia de las mismas formaciones, indica la existencia (de acuerdo a las densidades modeladas) de litologías similares.

Una característica común de los modelos obtenidos en este trabajo (Fig. 8, 9, 10, 11, 12, 13 y 14) es la existencia de una depresión E-W. En la porción más oriental del área de estudio se encuentra el perfil A-A', donde se puede observar al Norte del valle de México que esta depresión tiene la forma de cuenca con una amplitud aproximada de 55 km (Fig. 8). Esta depresión está limitada hacia el Norte y Sur por altos estructurales en el basamento carbonatado y está cavada sobre la secuencia carbonatada del cinturón fallado y plegado de la SMOr. Una característica importante del perfil A-A' es la continuidad que se observa a nivel del basamento, pues de no existir cambios de fase implicaría la continuación de las formaciones carbonatadas de la SMOr.

La interpretación de este perfil esta apoyada en datos de los pozos Tulyehualco-1, Texcoco-1 y Ixmiquilpan-1.

Mediante el del pozo Tulyehualco-1, ubicado en la subcuenca de Xochimilco, se pudo precisar la ubicación, en la subcuenca de Chalco (al Este de la subcuenca de Xochimilco), de las interfases que separan: 1) al cuerpo lacustre de la unidad volcánica superior, 2) a la unidad volcánica superior de la unidad volcánica inferior, y 3) a esta última de la unidad carbonatada. Las dos primeras interfases fueron corregidas en la subcuenca de Texcoco mediante el pozo Texcoco-1. Cabe señalar que esta parte del perfil cruza la zona donde el número de estaciones gravimétricas es nulo (Fig. 7), por lo que, teniendo en cuenta la información que brindan los pozos Tulyehualco-1 y Texcoco-1, además de la geología de superficie, creemos confiables los cuerpos modelados y no las desviaciones observadas entre el campo calculado y el observado en esta parte del perfil.

El pozo Ixmiquilpan-1 se encuentra sobre el plano axial del anticlinal que incluye a la sierra de San Miguel de la Cal (10 km al Oeste del perfil) y corta la unidad carbonatada a solo 140 m de profundidad. A ambos lados de esta sierra se desarrollan cuencas sedimentarias en estructuras tipo sinclinal, una de las cuales (en la parte Este) es la cuenca de Actopan por donde cruza el perfil A-A'. Los valores de profundidad a la unidad carbonatada modelado en esta parte del perfil son mucho mayores, como es de esperar, al valor registrado en el pozo Ixmiquilpan-1, debido a las características tectónicas ya mencionadas.

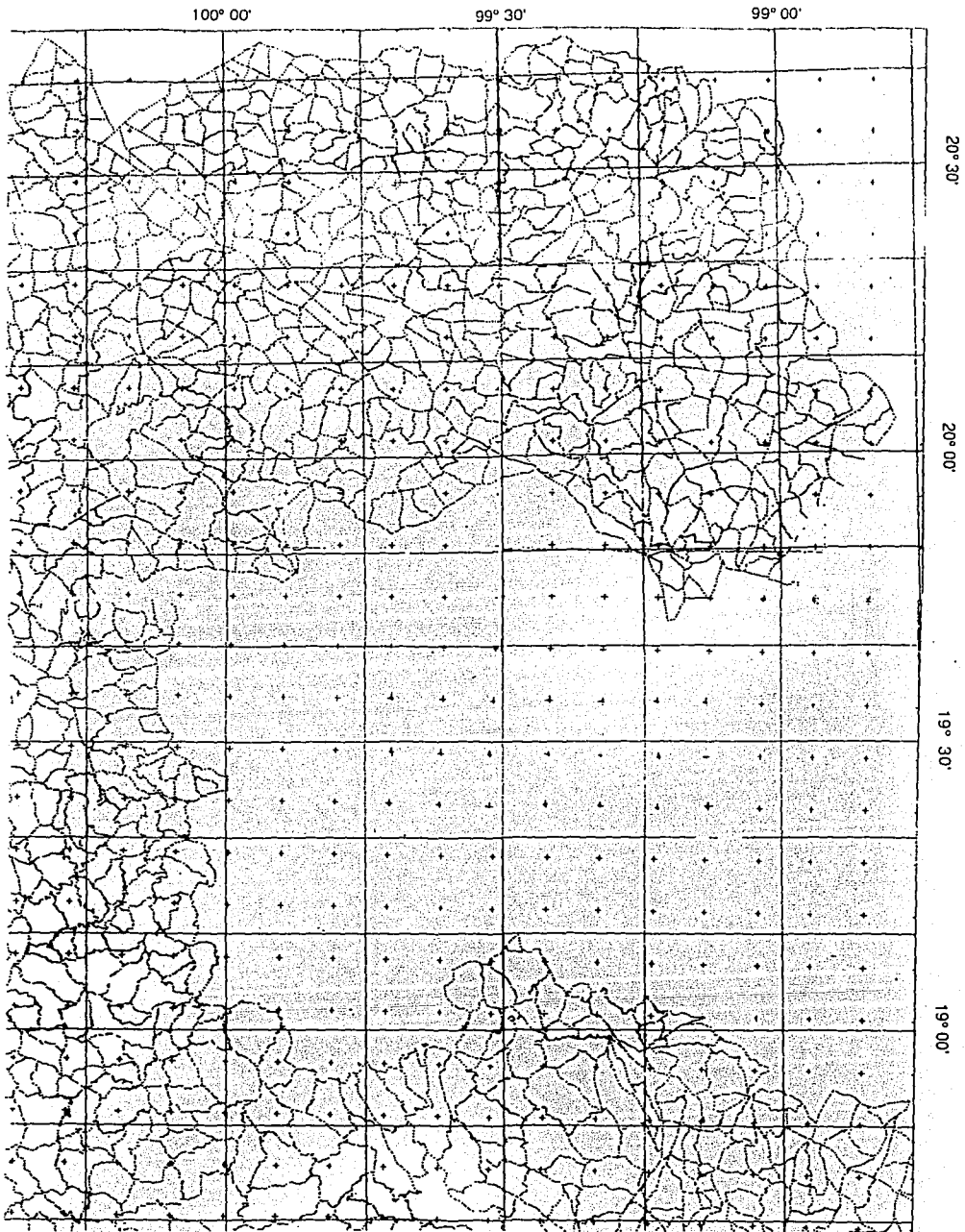


Figura 7: Ubicación de las estaciones gravimétricas correspondientes al mapa gravimétrico de la Figura 6.

La prolongación hacia el Oeste de la depresión observada en el perfil A-A' no es tan obvio (como puede observarse en el perfil vecino B-B' (Fig. 9); la depresión presenta en este modelo dos altos estructurales mayores.

Continuando hacia el Oeste tenemos que el perfil C-C' (Fig. 10) cruza el área del semi-graben de Aljibes, donde se observan algunos cambios en la estructura superficial, la depresión tiene una extensión de alrededor de 50 km, mientras la topografía del basamento sugiere la existencia de bloques fallados e inclinados.

La falla principal al Norte del sistema del graben de Acambay puede también ser observada en el extremo Sur de este perfil.

La existencia de bloques fallados e inclinados es también observada de manera más evidente en el área de la caldera de Huichapan y en la zona geotérmica de Pathé (perfiles D-D' y E-E', Fig. 11 y 12 respectivamente), donde también se reconoce la falla principal Norte del sistema de Acambay.

El perfil F-F' cruza por el Este de la caldera Amealco y presenta características sub-superficiales comunes a los tres últimos perfiles analizados: la presencia de la falla principal Norte del sistema Acambay y el relieve del basamento que sugiere bloques fallados e inclinados (Fig. 13).

El último perfil (G-G') está localizado alrededor de la zona de fracturas NW-SE de Querétaro y corta el sistema de Acambay hacia el Sur (Fig. 14). En este perfil no es tan obvio la presencia de un basamento fallado. Se observa que aquí predomina el sistema NW-SE Querétaro. El modelo en esta parte del perfil debe ser considerado con precaución, pues éste no es lo suficientemente perpendicular al rumbo de este sistema. Por el contrario en su porción Sur, el perfil corta perpendicularmente al sistema de Acambay.

De acuerdo con nuestro modelo la falla Pastores (falla principal Sur del sistema de Acambay) es de una naturaleza listrica, uniéndose a una profundidad aproximada de 3 km a la falla principal Norte del sistema. Esto significa que en este segmento el sistema Acambay se debe definir como un semi-graben.

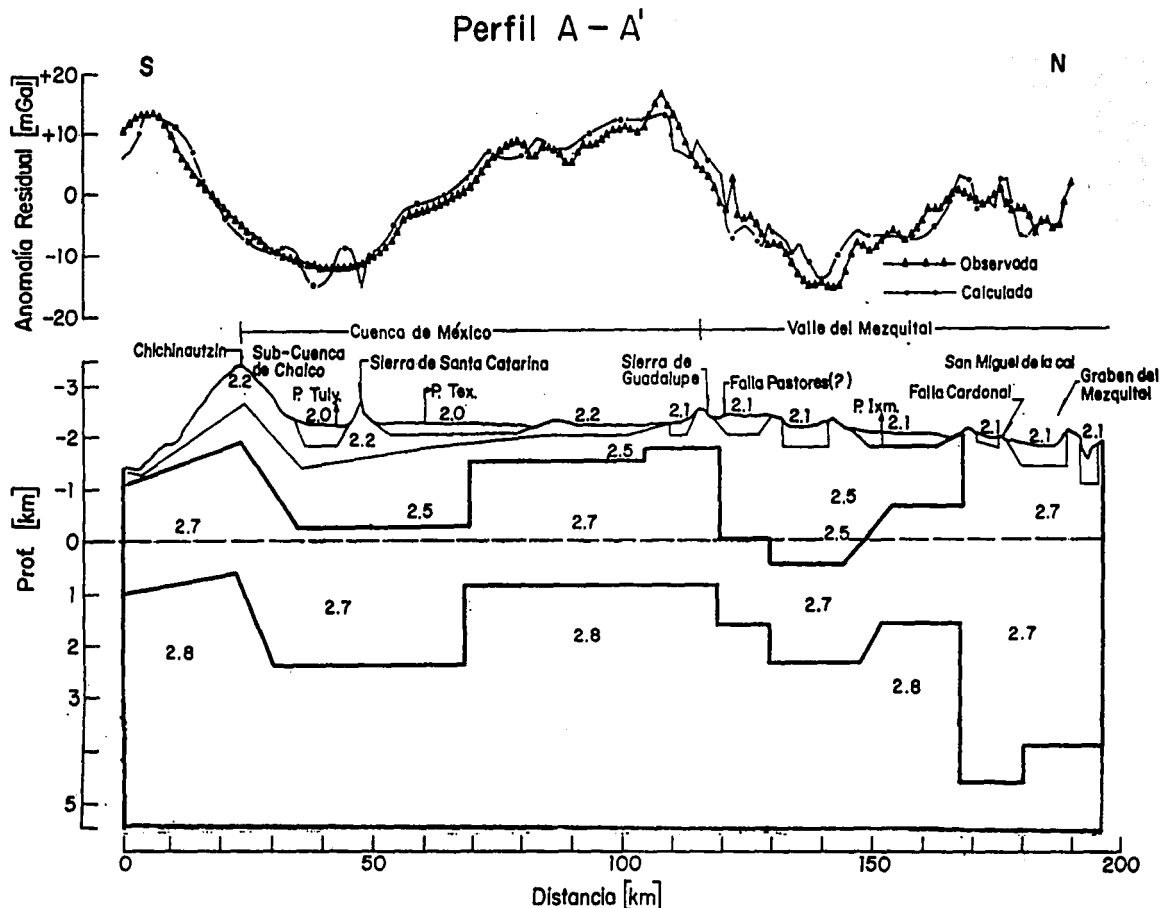


Figura 8: Modelo gravimétrico del perfil A-A' (ver Tabla 4 para una correspondencia entre las densidades modeladas y las litologías existentes). P.Tuyel.- Pozo Tulyehualco-1, P.Tex.- Pozo Texcoco-1 y P.Ixm.- Pozo Ixmiquilpan-1.

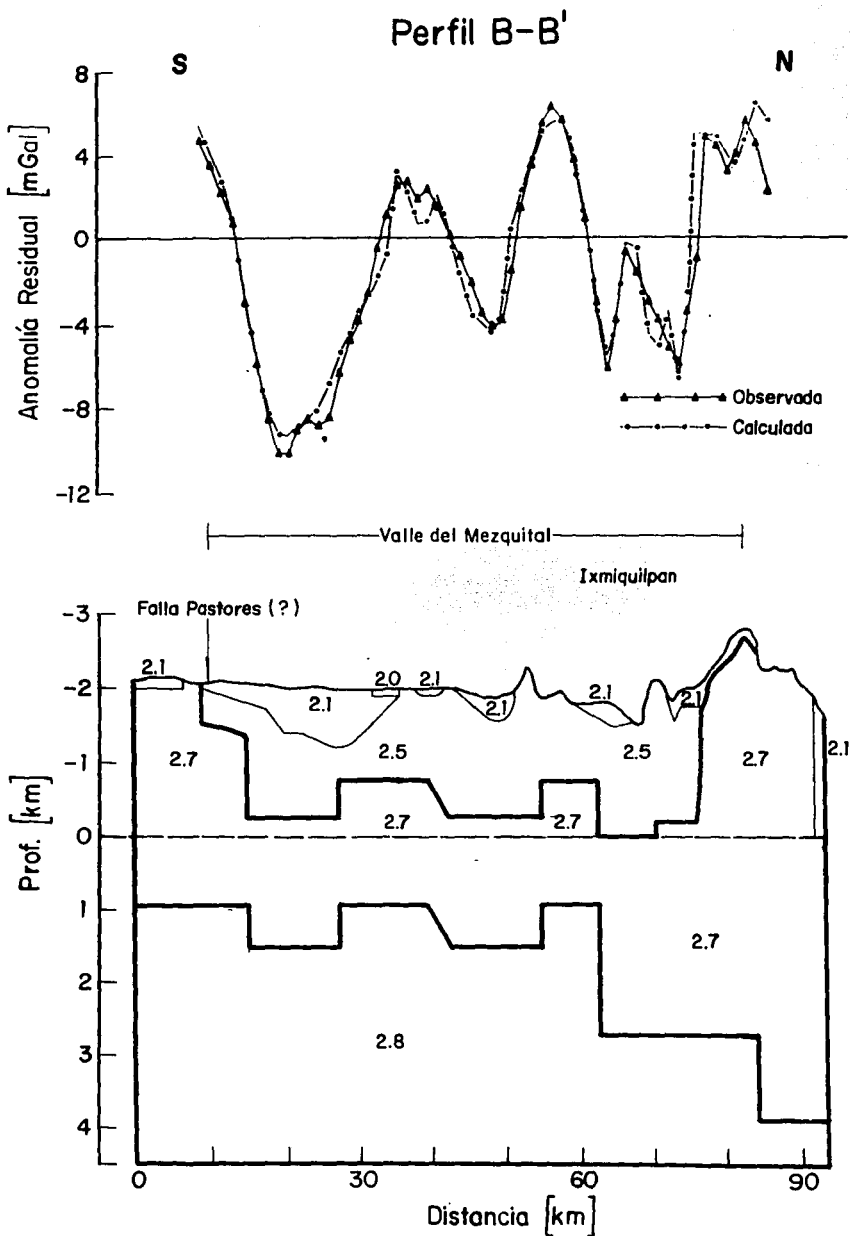


Figura 9: Modelo gravimétrico del perfil B-B'. Los valores de densidad están dados en g/cm^3 (ver Tabla 4 para una correspondencia entre las densidades modeladas y las litologías existentes).

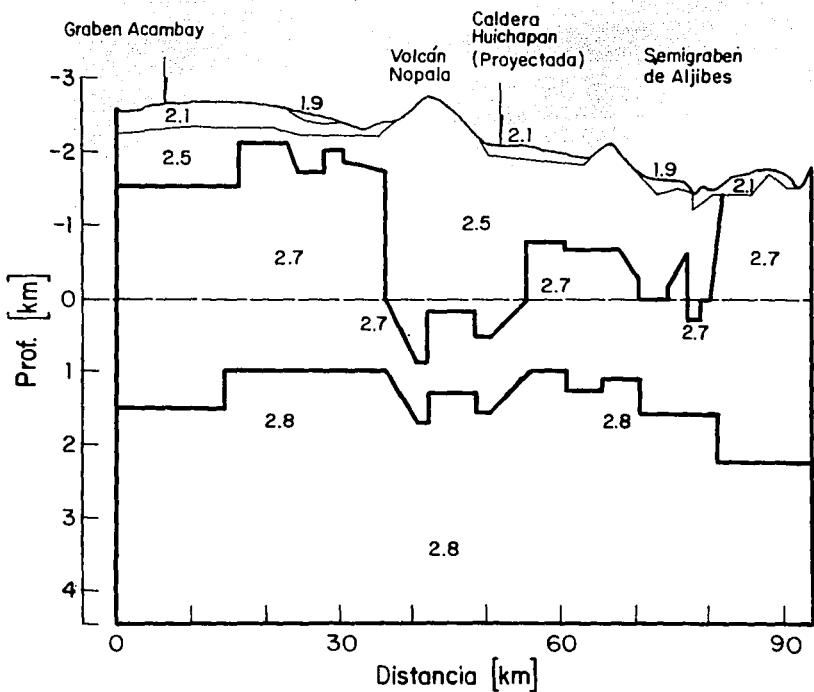
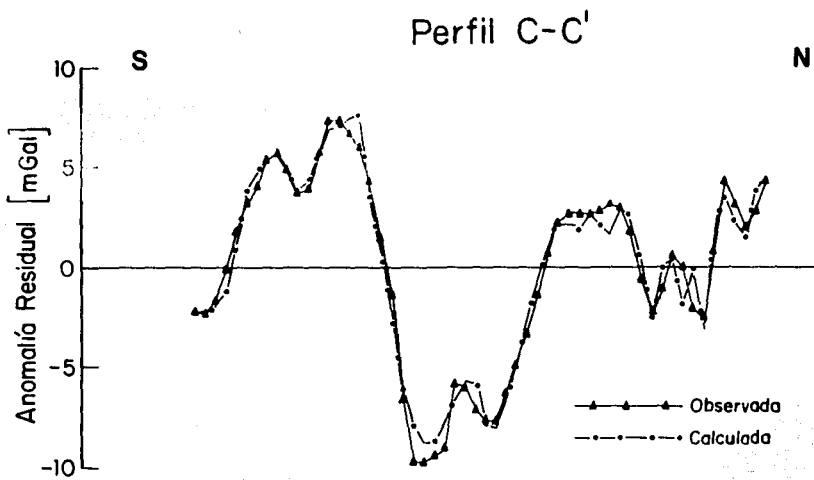


Figura 10: Modelo gravimétrico del perfil C-C'. Los valores de densidad están dados en g/cm^3 (ver Tabla 4 para una correspondencia entre las densidades modeladas y las litologías existentes).

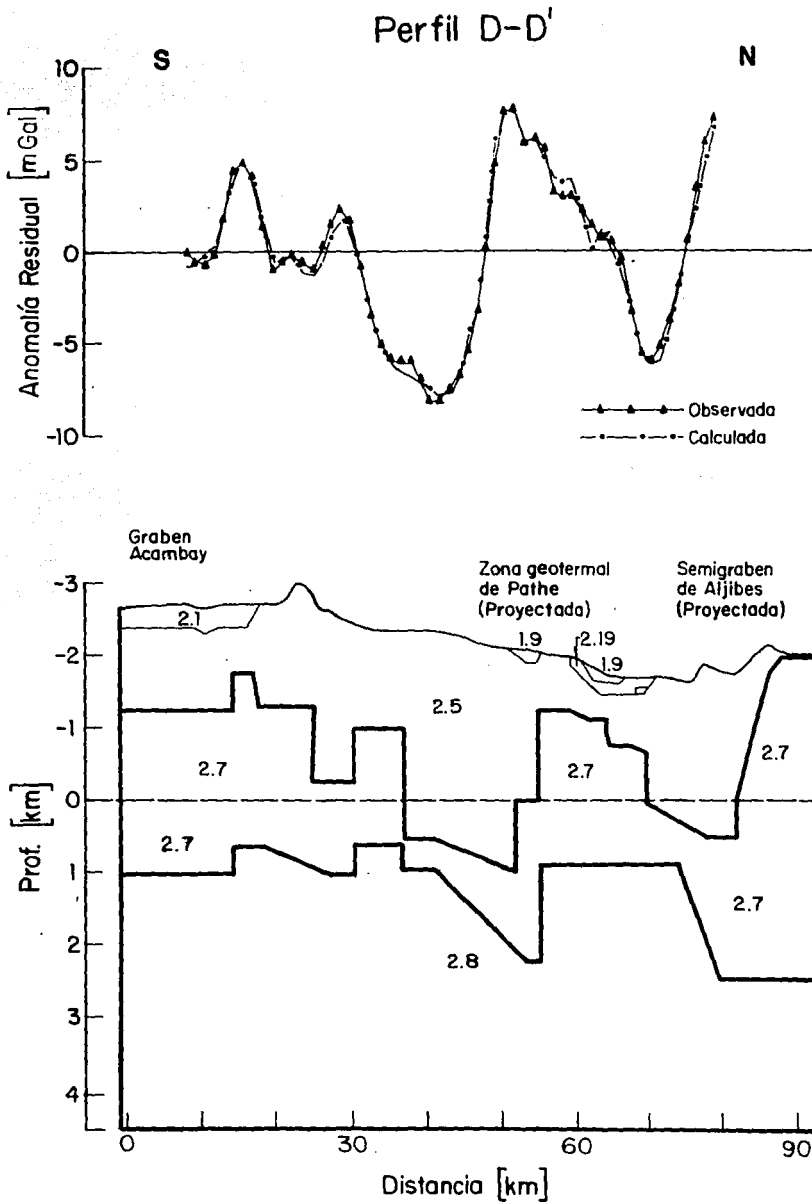


Figura 11: Modelo gravimétrico del perfil D-D'. Los valores de densidad están dados en g/cm^3 (ver Tabla 4 para una correspondencia entre las densidades modeladas y las litologías existentes).

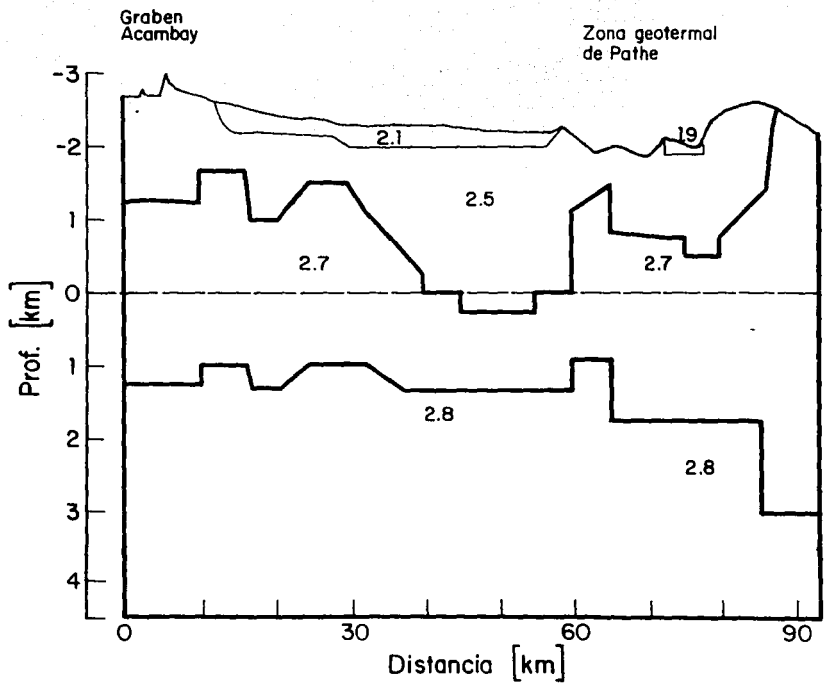
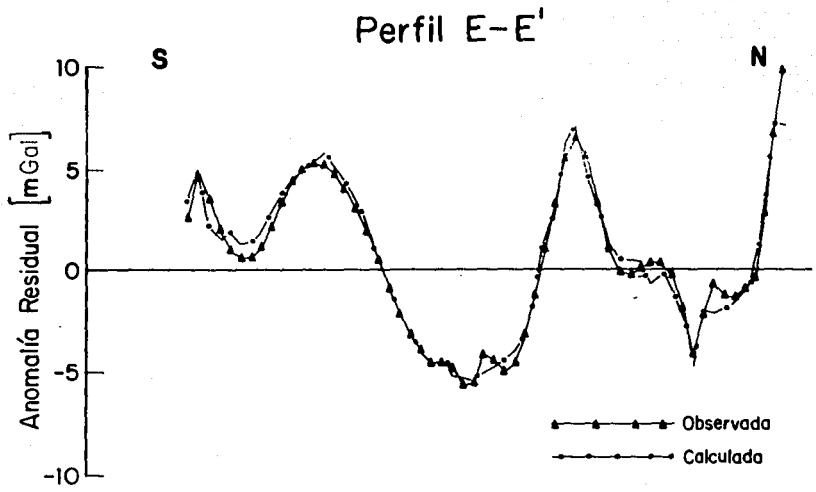


Figura 12: Modelo gravimétrico del perfil E-E'. Los valores de densidad están dados en g/cm^3 (ver Tabla 4 para una correspondencia entre las densidades modeladas y las litologías existentes).

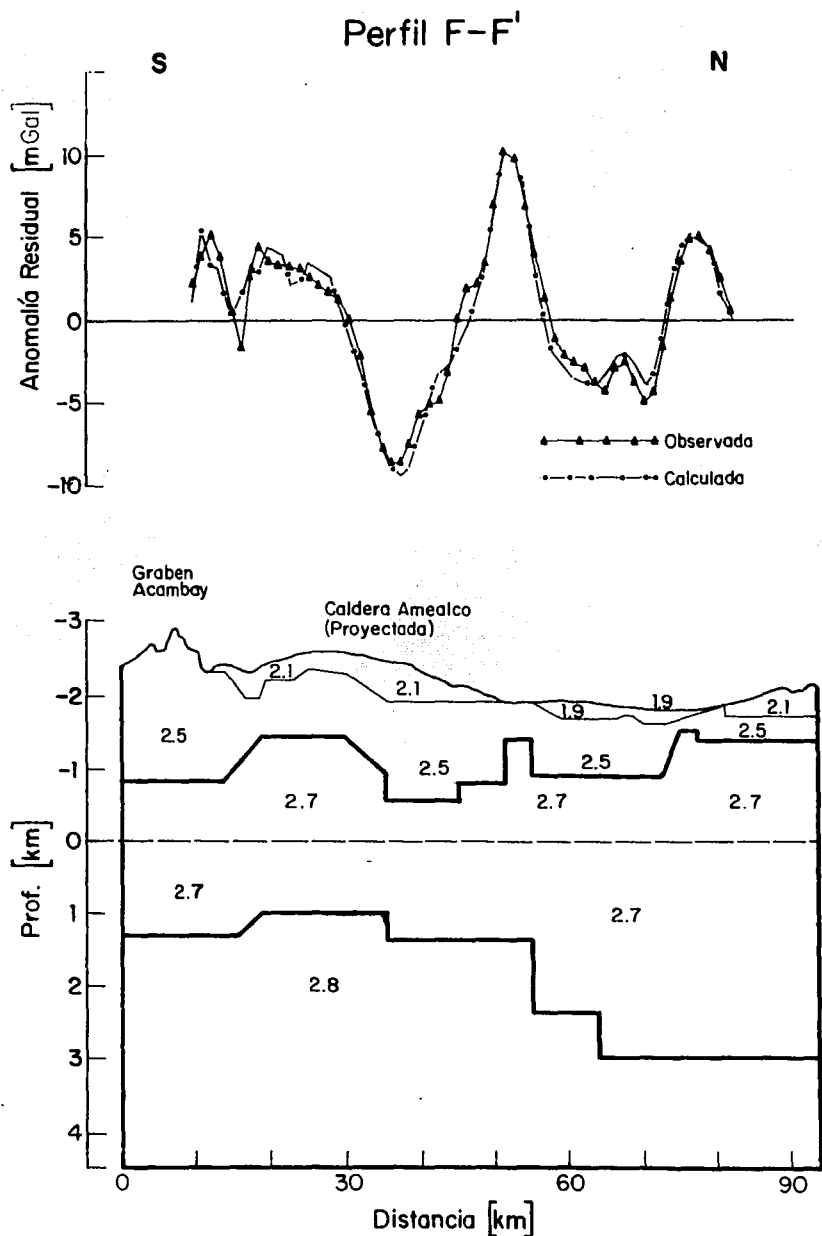


Figura 13: Modelo gravimétrico del perfil F-F'. Los valores de densidad están dados en g/cm^3 (ver Tabla 4 para una correspondencia entre las densidades modeladas y las litologías existentes).

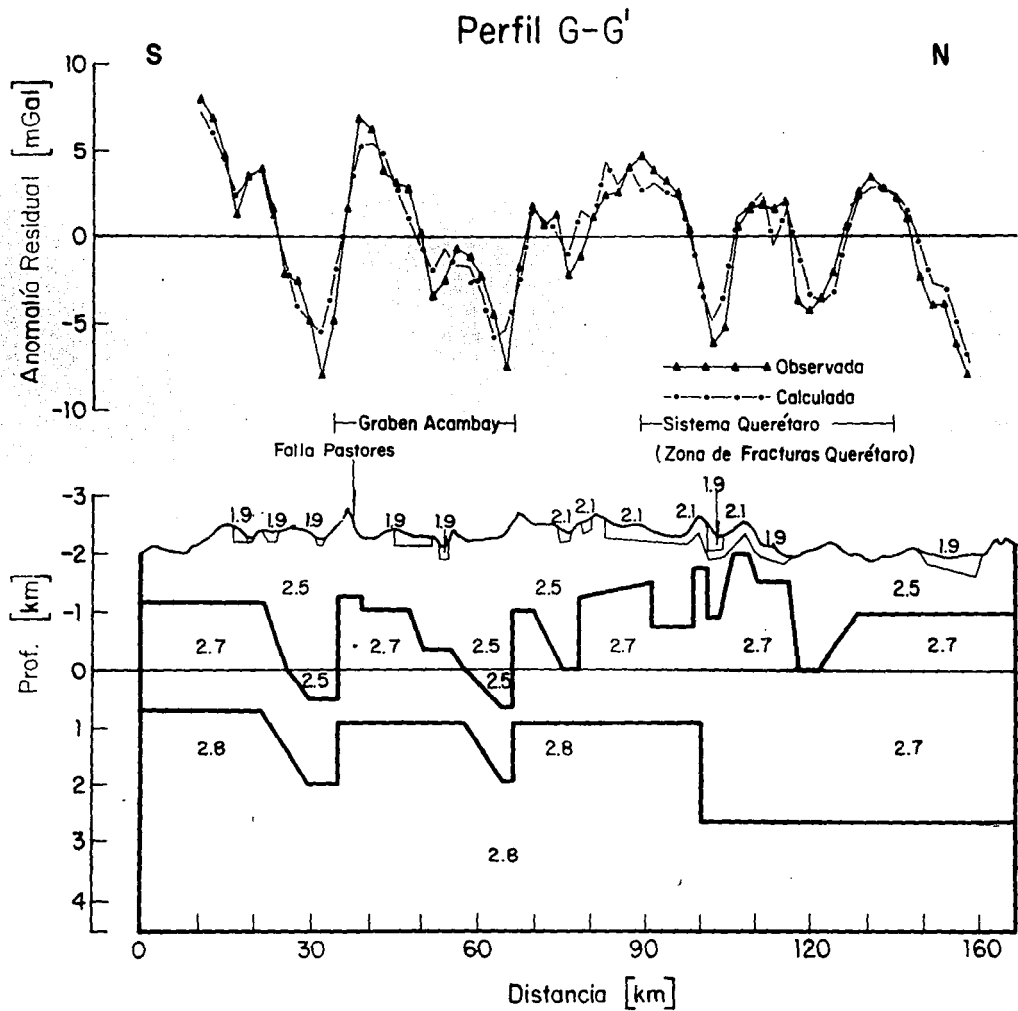


Figura 14: Modelo gravimétrico del perfil G-G'. Los valores de densidad están dados en g/cm³ (ver Tabla 4 para una correspondencia entre las densidades modeladas y las litologías existentes).

Discusión

En los modelos gravimétricos es evidente la existencia de una depresión E-W (observada en toda el área de estudio, siendo poco más ancha en su porción Este). De acuerdo con los resultados obtenidos mediante la modelación gravimétrica, la falla principal Norte del sistema de Acambay puede ser trazada desde el hacia el Este solo hasta la longitud del semi-graben de Aljibes (al Este del mismo). En la porción Este del área de estudio no se pueden observar claramente rasgos de ella. Johnson y Harrison (1990), basados en el análisis de imágenes de satélite, plantean que la falla Pastores puede ser trazada hasta el Valle de Mezquital. Si parece que la falla Pastores continúa hacia el Este hasta la frontera Sur del Valle de Mezquital, la existencia de una estructura tipo graben en nuestros modelos relacionada con el sistema de Acambay no es clara, lo cual implica que la falla Pastores tendría una naturaleza diferente en esta porción del área de estudio (como la de limitar una cuenca).

Desde la zona geotérmica de Pathé hasta el semi-graben de Aljibes se observa un basamento fallado e inclinado, indicando una fase tectónica distensiva más vieja que la actual (es decir a la asociada con la actividad neotectónica del sistema de Acambay). Este resultado concuerda con la estructura del semi-graben de Aljibes estudiada por Suter et al. (1994).

La actividad neotectónica es reconocida en el sistema de Acambay, y en el valle de Mezquital. Estas dos estructuras no representan una característica geológica continua, como lo indica nuestro estudio gravimétrico: la primera está localizada al Sur del área de estudio (inmediatamente fuera de esta), mientras que la otra está localizada en su porción Este.

La actividad neotectónica parece ser transferida desde el sistema de Acambay al valle de Mezquital. Entre la zona de fracturas de Querétaro y la cuenca de México existen muchas estructuras volcánicas, por ejemplo el volcán Jocotitlán (Siebe et al., 1992) y la estructura volcánica de Sierra de las Cruces, con una tendencia general N-S a NW-SE. Estos están emplazados a lo largo de zonas de debilidad cortical. Este vulcanismo cubre la continuación eventual al Este del sistema de Acambay.

Proponemos que la zona de fracturas de Querétaro constituye una región de debilidad cortical que, junto al vulcanismo desarrollado al Este del mismo, contribuyen al cambio de la reología de las rocas de la corteza (la zona de fracturas de Querétaro es la primera manifestación de la provincia tectónica del

productos volcánicos. Basado en imágenes de satélites Johnson y Harrison (1990) trazan la falla Pastores hasta la porción Sur del valle de Mezquital, sin embargo de acuerdo a nuestros modelos la prolongación de la falla Pastores no define ninguna estructura tipo graben en esta porción.

Se propone que la presencia de los lineamientos (N-S a NW-SE) asociados con la provincia tectónica del "Basin and Range", junto con las estructuras volcánicas emplazadas a lo largo de las zonas de debilitamiento cortical cambia la reología de la corteza de tal forma que evita el desarrollo del graben hacia el Este.

La tectónica de extensión reaparece en un área adelgazada más vieja: la depresión E-W inferida en nuestra área de estudio. La actividad sísmica y el estudio gravimétrico indican la existencia de una fase de extensión tectónica actual así como en el pasado geológico.

La estructura somera inferida para el área de estudio apoya un origen intraplaca según la sismicidad de la región, opuesto a un origen relacionado con la subducción.

INTERPRETACION DE ESTUDIOS GEOFISICOS EN LA SUBCUENCA DE CHALCO

Introducción

Como se discutió en la primera parte de este trabajo, el perfil A-A' (y que atraviesa la cuenca de México, Fig. 8) incluye a la subcuenca de Chalco y es modelada como un pequeño cuerpo de naturaleza lacustre sobre la secuencia volcánica superior.

Debido a la importancia que reviste esta subcuenca en el abastecimiento de agua potable a la Ciudad de México se decidió realizar una interpretación 2-D de varios perfiles gravimétricos con la finalidad de poder definir con más detalle la topografía del basamento de la subcuenca, y además tratar de establecer una correlación adecuada de la información obtenida sobre el relleno sedimentario a partir de la información geofísica, geológica y geoquímica acumulada en trabajos previos realizados en el área de estudio.

Todo esto permitiría obtener un modelo geofísico apto para ser utilizado por los especialistas en la rama de la hidrogeología, permitiendo, en particular, actualizar las evaluaciones hechas en esta subcuenca.

Con una población de alrededor de 20 millones de personas, la Ciudad de México constituye uno de las más grandes concentraciones demográficas del mundo. Se encuentra localizada en el Sistema Volcánico Trans-Mexicano (SVTM).

La Ciudad de México está ubicada en una cuenca a una altura de 2,200 m.s.n.m. y se encuentra rodeada por cordilleras volcánicas: hacia el Este la Sierra Nevada, hacia el Sur la Sierra de Chichinautzin, hacia el Oeste la Sierra de las Cruces y hacia el Norte la Sierra de Guadalupe, con alturas máximas alrededor de 5,000, 3,000, 4,000 y 2,800 m.s.n.m. respectivamente. La Sierra de Nevada contiene el volcán Popocatepetl y Iztaccihuatl (Fig. 15).

Los riesgos volcánico y sísmico de esta megalópolis están directamente relacionados a la presencia cercana de este volcán, así como a su marco neotectónico (se encuentra aproximadamente a 300 km de la fosa de América Central). El terremoto del 19 de Septiembre de 1985 mostró que también la naturaleza del relleno volcano-sedimentario puede aumentar el peligro sísmico.

La naturaleza endorreica de esta cuenca guarda una relación directa con la calidad del aire. Los diferentes procesos antropogénicos asociados al desarrollo urbano e industrial de esta ciudad también influyen en la calidad de la vida en la misma (explosión demográfica y contaminación).

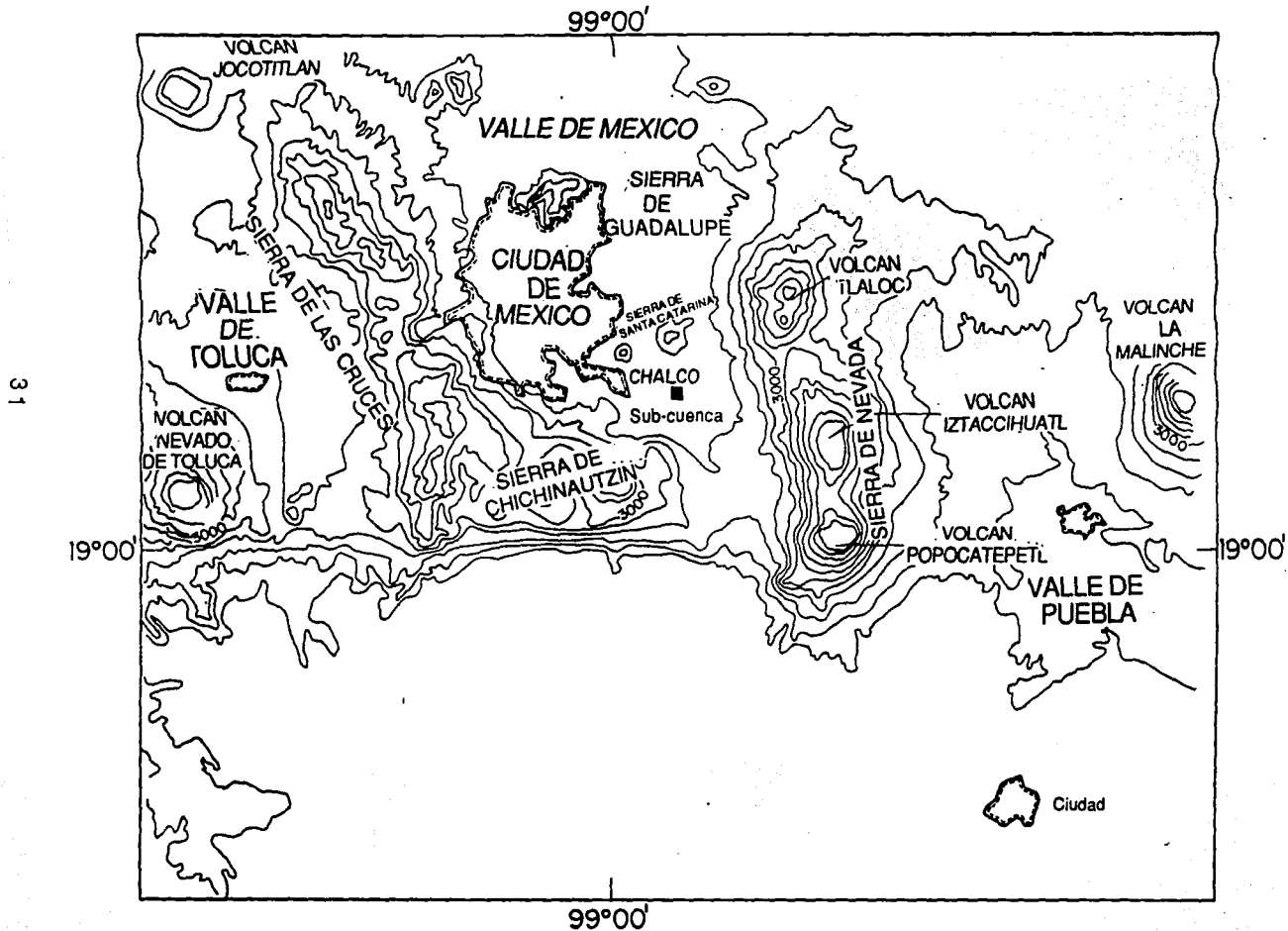


Figura 15: Entorno morfológico de la Ciudad de México y de la subcuenca de Chalco.

La administración de los servicios para los habitantes de esta ciudad es un gran reto, siendo el abastecimiento de agua potable uno de los más importantes.

Uno de los problemas a enfrentar en la ciudad es el abastecimiento de agua; 7 de cada 10 litros de agua se extraen del subsuelo. La excesiva extracción del agua subterránea ha inducido una subsidencia del terreno, que en algunos puntos de la subcuenca alcanza el rango de 10 a 15 cm/año (Ortega-Guerrero et al., 1993).

Con el objetivo de estimar el riesgo geológico y prevenir catástrofes naturales, se vienen realizando una serie de estudios que han contribuido a la comprensión del riesgo sísmico y en particular de la vulnerabilidad de la ciudad a la ocurrencia de terremotos asociados a los procesos de subducción tectónica.

La estructura somera de la cuenca de México ha sido también estudiada para establecer una zonificación del riesgo sísmico, ya que se ha demostrado que el relleno sedimentario amplifica la energía sísmica que incide en determinadas direcciones.

Las subcuencas de Chalco y Xochimilco se encuentran en la porción Sur de la cuenca de México, estas constituyen gran parte de la reserva hidrogeológica de la ciudad. Para contribuir a la administración racional de este sistema hidrogeológico, se han efectuado múltiples estudios geofísicos, hidrogeológicos y geoquímicos con el objetivo particular de comprender la vulnerabilidad del sistema hidrogeológico a los procesos antropogénicos que pueden provocar su contaminación.

Varios estudios hidrogeológicos han sido llevados a cabo en la subcuenca de Chalco. Huizar (1993) desarrolló un balance hidrogeológico y un análisis de su potencial. Ortega-Guerrero et al., (1993) estudiaron en particular el acuitardo, su relación con la subsidencia experimentada en la subcuenca, su contenido de sales y la relación entre el agua mineralizada del acuitardo y el agua fresca del acuífero. Ellos sugieren la existencia de un gradiente inverso en el acuitardo. El gradiente hidráulico anterior era ascendente.

Se reportan en el área varios estudios geofísicos (Rodríguez-Castillo y Díaz, 1986; Benhumea-León y Vázquez-Contreras, 1988) realizados dentro del marco de investigaciones concernientes a toda la cuenca de México.

Rodríguez-Castillo y Díaz (1986) realizaron un estudio geoelectrico que comprende alrededor de 150 Sondeos Eléctricos Verticales. Por su parte Benhumea-León y Vázquez-Contreras (1988) realizaron levantamientos eléctricos de corriente continua, así como varias líneas de refracción sísmica.

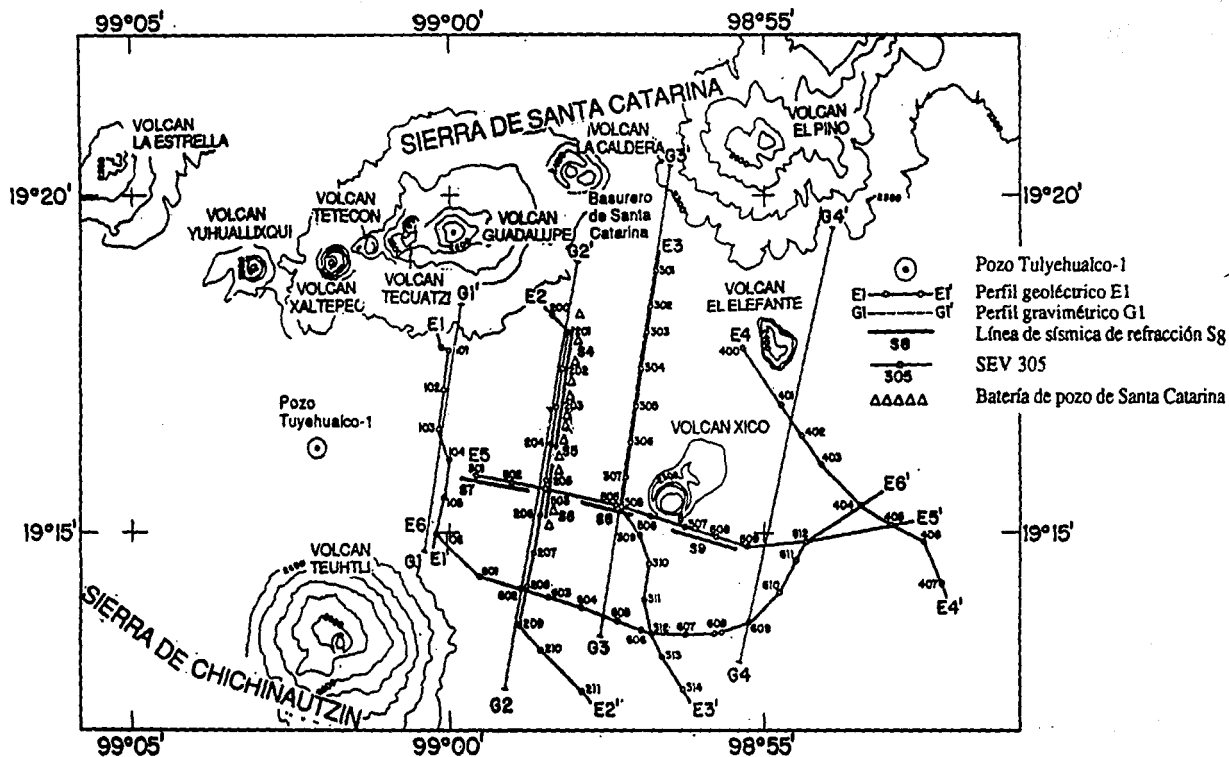


Figura 16: Area de estudio con la ubicación de los perfiles geofísicos y la batería de pozos de Santa Catarina.

Otro estudio geofísico básico es el levantamiento gravimétrico de la la cuenca de México (incluyendo a la subcuenca de Chalco) que se realizó en la década de los 50's (Hernández-Moedano y Grogüel, 1954).

Varios estudios geofísicos han sido enfocados a caracterizar el sistema hidrogeológico (Rodríguez-Castillo y Lara-Guerrero, 1988; Rodríguez-Castillo y González-Morán, 1989 y Chouteau et al., 1994). En estos se hizo énfasis, en particular, a el área que concierne a la batería de pozos de Santa Catarina y su relación con la infiltración del agua contaminada proveniente del basurero de Santa Catarina ubicado al Norte de dicha batería (Fig. 16). Este último aspecto fué investigado en detalle por González-Morán (1992). También fueron realizados estudios paleoambientales en el área de la subcuenca (Lozano et al., 1993; Urrutia-Fucugauchi et al., 1994; Urrutia-Fucugauchi et al., 1995).

En este trabajo se presenta una integración de los datos de resistividad eléctrica y sísmica de refracción de Benhumea-León y Vázquez-Contreras (1988), de registros geofísicos de pozos, de datos gravimétricos (Hernández-Moedano y Grogüel, 1954), así como de la información geológica, hidrogeológica y geoquímica del área. En particular se re-procesaron y re-interpretaron 6 perfiles geoeléctricos y se interpretaron 4 perfiles gravimétricos, con el objetivo de establecer un modelo geofísico más detallado, que pueda servir de base a los especialistas en hidrogeología para realizar una re-evaluación de los recursos y de las problemáticas en esta subcuenca (Fig. 16).

Se presentan las técnicas utilizadas en el procesamiento de la información geofísica (geoeléctrica, sísmica y gravimétrica), la interpretación de los resultados obtenidos y la correlación existente entre estos resultados. Además se discuten las principales características geológicas-geofísicas de la subcuenca de Chalco.

Marco geológico

Una de las características fisiográficas del SVTM es la existencia de valles lacustres. La Ciudad de México fué fundada originalmente por los aztecas sobre un lago en medio de un valle intramontano. La actividad antropogénica ha modificando continuamente el marco ambiental de este valle. Este valle está localizado en la porción Este del SVTM (Pasquare et al., 1987), con una longitud de cerca de 100 km en la dirección NNE-SSW y alrededor de 40 km de ancho.

Los pozos perforados en la cuenca de México han cortado rocas sedimentarias pertenecientes al cinturón de pliegues y cabalgadura de la Sierra Madre Oriental (SMOr); calizas y anhidritas del Cretácico Inferior están sobreyacidas por secuencias de calizas, margas y areniscas del Cretácico Superior, y están plegadas y tienen un espesor máximo de 1,700 m (Pérez-Cruz, 1988). Esta secuencia está discordantemente cubierta por depósitos clásticos continentales del Eoceno al Oligoceno intercalados con flujos basálticos y brechas riolíticas con un espesor aproximado de 600 m, éstos son interpretados como una molasa post-Larámide. Estas tres primeras secuencias corresponden a: 1) Formación Xochimilco y Morelos, 2) Formación Cuautla y Mexcala y 3) el grupo Balsas respectivamente (Fries, 1966).

Sobre este basamento sedimentario se tienen rocas volcánicas de la provincia de la Sierra Madre Occidental (SMOc), de edad Mioceno-Oligoceno: lavas, piroclásticos y brechas de una naturaleza andesítica y dacítica (con un espesor entre 100 y 400 m). La siguiente secuencia de edad Mioceno la constituyen rocas volcánicas de naturaleza riolítica, dacítica, andesítica y basáltica.

Esta constituye la secuencia basal del SVTM (Plioceno-Cuaternario). En la base de las formaciones del Plioceno encontramos flujos de lavas desde andesíticas a dacíticas. Más arriba se encuentran secuencias piroclásticas y clásticas aluvial depositadas en depresiones estructurales (por ejemplo la subcuenca de Chalco), donde pueden alcanzar espesores de 700 m.

La mayoría del vulcanismo Cuaternario es de naturaleza monogenética, caracterizado por numerosos conos cineríticos y flujos de lavas asociados, perteneciendo a este tipo de vulcanismo basáltico-dacítico las estructuras terminales de los volcanes Popocatepetl e Iztaccihuatl (Sierra de Nevada), y el campo de volcanes monogenéticos de la Sierra de Chichinautzin.

Durante los últimos 700,000 años los productos volcánicos de la Sierra de Chichinautzin modificaron intensamente la morfología de este valle intramontano. El drenaje Sur de la cuenca fué interrumpido por esta cadena volcánica y depósitos clásticos, fluviales y lacustres, localmente intercalados con productos volcánicos contemporáneos, fueron depositados en esta cuenca endorreica. La secuencia lacustre está constituida principalmente por areniscas y arcillas (Vázquez-Sánchez y Jaime-Palomera, 1989).

Subcuenca de Chalco: relleno sedimentario y sistema hidrogeológico.

El pozo Tulyehualco-1, localizado aproximadamente en el centro de la subcuenca Xochimilco (Figs. 16 y 17) alcanza una profundidad de 3,000 m. Calizas del Cretácico se encontraron a 2,450 m. Un horizonte superior basáltico fué cortado a 455 m con un espesor de 390 m (esta secuencia constituye el basamento local). Una unidad volcánica inferior se cortó a 945 m con un espesor de 1,700 m.

El relleno volcano-sedimentario está constituido por depósitos clásticos, sedimentos lacustres y aluviales intercalados localmente con productos volcánicos, el espesor varía de acuerdo a la morfología preexistente. Los depósitos lacustres están compuestos por margas, areniscas y arcillas derivadas de la alteración de brechas y cenizas volcánicas.

Partiendo de la superficie hacia abajo tenemos:

Unidad A: ceniza volcánica y arena intercalada con arcillas. La sección superior de esta unidad ha sido estudiada por Lozano-García et al., (1993). La arcilla contiene limo, además de presentar muchos niveles de diatomeas.

La tefra está representada por lapilli. Localmente la arcilla contiene carbón.

Unidad B: secuencia de gravas, depósitos areno-arcillosos y margas con intercalaciones de finos horizontes de arenas.

Unidad C: está constituida por un espesor medio de 3 metros de arena volcánica de grano fino a medio. Esta unidad es localmente conocida como "capa dura" y se pueden encontrar muchos horizontes de esta unidad de manera intercalada en las unidades A y B.

Unidad D: arena cuarcífera y gravas con basaltos fracturados y material piroclástico en su base.

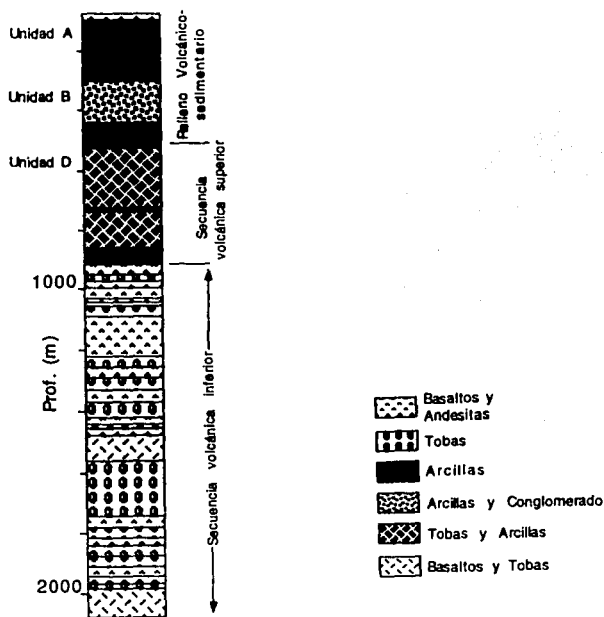


Figura 17: Pozo Tulyehualco-I (tomado de Pérez-Cruz, 1988).

Las dos primeras unidades (A y B) son de tipo lacustres y constituyen un acuitardo de baja permeabilidad y alto contenido de sales (Rodríguez y Lara, 1988; Ortega et al., 1993). Las "capas duras" son permeables.

El acuífero está constituido por la unidad D, comportándose en la mitad de la subcuenca como de tipo semi-confinado mientras que cerca de los límites del área lacustre se comporta como no-confinado. La base del sistema hidrogeológico está constituido por la Secuencia Volcánica Superior.

El contenedor de esta subcuenca se completa con rocas volcánicas de la Sierra de Nevada (al Oeste) y de la Sierra de Santa Catarina (al Norte), hacia el Oeste se comunica a profundidad con la subcuenca de Xochimilco.

Esta información geológica, apoyada por la descripción litológica y geofísica obtenida de la batería de pozos de Santa Catarina y la información geofísica de superficie, permitió establecer modelos hidrogeológicos en la subcuenca de Chalco, en particular para el área que concierne a la batería de pozos antes mencionada (Rodríguez-Castillo y González-Morán, 1989 (Fig. 18); Ortega-Guerrero et al., 1993, (Fig. 19)).

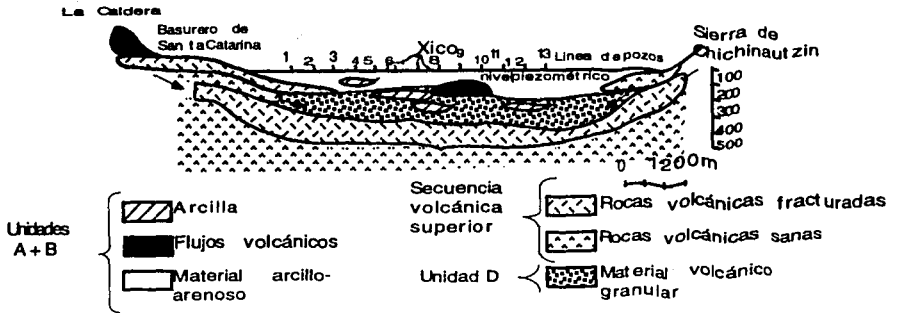


Figura 18: Modelo geohidrológico de acuerdo a Rodríguez-Castillo y González-Morán, (1989).

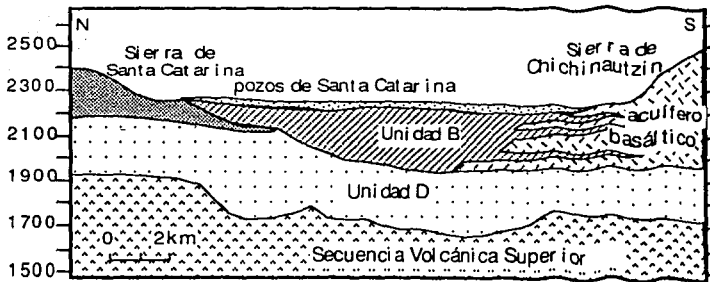


Figura 19: Modelo hidrogeológico de acuerdo a Ortega-Guerrero et al. (1993).

Estudios sísmicos

Con vista a un estudio adecuado del relleno sedimentario en la subcuenca de Chalco, la Comisión Federal de Electricidad (CFE) realizó un levantamiento sísmico de refracción, que comprende 6 líneas sísmicas. Cada una de las líneas tienen una longitud de 1440 m. Fué utilizado un equipo medidor Scintrex TSQ-3, un receptor IPR-10 y un sismógrafo SIE con geófonos de 20 Hz.

Este trabajo fué realizado en el área de estudio durante el mes de Mayo de 1986, con el objetivo de determinar los espesores fundamentales del relleno sedimentario y los tipos de materiales que lo constituyen (Benhumea y Vázquez, 1988).

Cubriendo el perfil sobre el que se encuentra la batería de pozos de Santa Catarina se encuentran las líneas sísmicas S₄, S₅ y S₆, mientras que en una dirección perpendicular a las anteriores se encuentra el perfil que contiene a las líneas sísmicas S₇, S₈ y S₉ (Fig. 16).

El corte sísmico-geológico, para cada una de las líneas sísmicas se muestra en la Figura 20, y nos presenta tres horizontes principales: 1) un fino estrato superficial con un espesor promedio de 50 m que contiene materiales arcillosos blandos, con velocidades de ondas P (V_p) entre 350 y 400 m/s, 2) un segundo paquete de espesor considerable compuesto de material arcillo-arenoso de compactación variable y V_p entre 1300 y 1600 m/s, y 3) un estrato representado por depósitos aluviales de compactación variable y V_p en el rango de 1700 y 2200 m/s, en el cual los mayores valores de V_p se consideran como materiales cementados o coladas basálticas.

Los modelos sísmico-geológicos determinados serán utilizados, junto con los modelos geoelectrónicos y gravimétricos, para realizar una correlación de estos resultados geofísicos, con el objetivo de establecer una interpretación adecuada del relleno sedimentario de la subcuenca.

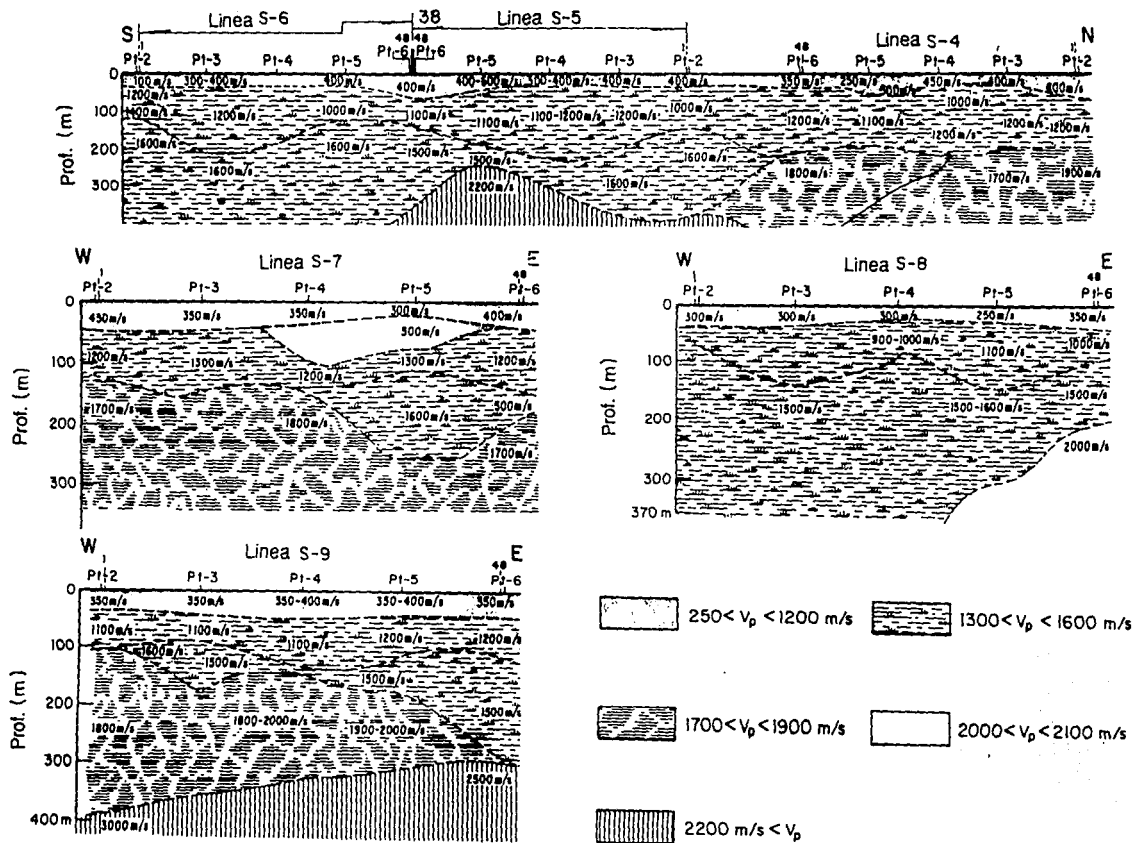


Figura. 20: Modelos sísmicos interpretados en la sub-cuenca de Chalco (Benhumea y Vázquez, 1988).

Reinterpretación de datos geoelectricos

1.- Datos

Los datos utilizados en este trabajo son el resultado de un levantamiento geoelectrico realizado por CFE, a raíz del temblor que azotó la Ciudad de México en los días 19 y 20 de Septiembre de 1985, con el objetivo de poder estudiar de manera más detallada el relleno sedimentario característico de la cuenca de México y su relación con el riesgo sísmico.

En este levantamiento geoelectrico se aplicó el método de Sondeo Eléctrico Vertical (SEV). Para la ejecución de cada una de las mediciones de SEV se utilizó un dispositivo Schlumberger, siendo las aperturas electródicas AB/2(m) empleadas las siguientes: 1, 2, 3, 4, 6, 8, 10, 12, 16, 20, 25, 30, 40, 50, 60, 80, 100, 120, 140, 160, 180, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 700, 800 y 1000.

Las mediciones, en la subcuenca de Chalco, fueron llevada a cabo en dos etapas: del 10 al 21 de Diciembre de 1985 y del 6 de Enero al 14 de Marzo de 1986. En estas etapas participaron dos brigadas que laboraron en horario diurno (en las regiones despobladas) y en horario nocturno (regiones urbanizadas), garantizando así una disminución del ruido industrial.

Cada brigada utilizó un equipo SCINTREX compuesto por los siguientes elementos:

- Transmisor TSQ-3 de 3000 Watts de potencia y onda cuadrada de 2 s. de duración.
- Receptor IPR-10 para la eliminación automática tanto del potencial natural como de las señales ruidosas de forma no cuadradas.
- Planta de energía de 220 Volts de salida (motor de gasolina Briggs Stratton y generador de voltaje).

La corriente suministrada al subsuelo fué de 1 ampere en todas las mediciones.

En la subcuenca de Chalco se realizaron 57 mediciones de SEV, a lo largo de 6 perfiles, donde 3 de ellos están dispuestos en dirección NNE-SSW, uno en dirección NNW-SSE, mientras que los dos últimos en una dirección cercana a E-W (Benhumea-León y Vázquez-Contreras, 1988, Fig. 16).

Las curvas de resistividad eléctrica aparente (ρ_a) observadas en el campo estan conformadas, en su mayoría, por 39 mediciones, lo que incluye, 30 mediciones para los diferentes AB/2 y las mediciones adicionales que completan los

empalmes siguientes: $AB/2=6$ m, $AB/2=16$ m y 20 m, $AB/2=50$ m y 60 m, $AB/2=200$ m y 250 m y $AB/2=500$ m y 600 m. Como se puede observar el primer empalme se realizó sobre un solo valor de $AB/2$.

2.- Metodología

Para obtener la interpretación geoelectrica en el área de estudio se siguió un procedimiento similar para cada uno SEV.

Primero los valores de ρ_a observados en el campo son graficados en papel bilogarithmico. Las curvas obtenidas de los sondeos fueron empalmadas siguiendo el criterio de mantener fija la última rama de la curva a fin de disminuir el error por posible presencia de heterogeneidades superficiales. También se empalmaron siguiendo el criterio de mantener fija la primera rama, con el fin de disminuir el error por presencia de contactos laterales.

Se realizó la interpretación manual de cada SEV mediante el uso de las curvas teóricas de dos capas y curvas auxiliares (Orellana y Mooney, 1966; Danko y Pavón-Azze, 1969), conocido como método de punto auxiliar. Así se determinó un modelo geoelectrico que va a estar influido por el criterio del investigador, sobre todo en la solución de los estratos equivalentes.

Se interpretaron las curvas de ρ_a empalmadas por ambos criterios y se observó que las diferencias entre los dos modelos geoelectricos resultantes, para un mismo SEV, fueron insignificantes en cuanto a las profundidades de los horizontes, pero si existieron diferencias significativas en los valores de resistividad eléctrica, en particular existe un incremento considerable del valor de resistividad eléctrica asignado al último horizonte geoelectrico, para el caso en que se utilizó el criterio de empalme de mantener fija la primera rama de la curva, respecto a los resultados a los resultados obtenidos mediante el otro criterio de empalme. Los modelos geoelectricos, presentados en este trabajo, son el resultado de la interpretación de las curvas de ρ_a empalmadas con el criterio de mantener fija la última rama de la curva.

Posteriormente se utilizó un programa de modelación directa que utiliza el algoritmo de recurrencia planteado por O. Koefoed y el filtro de O'Neil (O'Neil, 1975; Koefoed, 1979), garantizando 6 muestras por ciclo. Este algoritmo permite resolver modelos geoelectricos de cualquier número de capas. El modelo geoelectrico inicial a procesar con este programa corresponde con el modelo resultante de la interpretación manual en el primer paso. Mediante este

programa, además de disminuir el error de ajuste entre las curvas calculadas y observadas, se realizaron modificaciones a los modelos geoelectricos correspondientes al perfil E₂, en un intento de calibrar los mismos de acuerdo a los registros de resistividad (registro inverso) y a la descripción litológica de los pozos de la batería de Santa Catarina.

Por último se procesó el modelo resultante de esta segunda etapa mediante un programa de inversión también basado en el filtro de O'Neil, permitiendo a partir de las modificaciones del modelo introducido, generar curvas de ρ_a calculadas que, mediante técnicas de ajuste, garantizar un error cuadrático medio entre las curvas ρ_a calculada y observada no mayor de un 5% en la mayoría de los SEV's procesados (Tejero-Andrade et al., 1987).

Con este procedimiento se logró tener en cada perfil un conjunto de modelos unidimensionales (uno por sondeo), y que una vez correlacionados, constituyen el corte geoelectrico representativo.

Se utilizó también, como programa de inversión, el sistema "RESIX plus" (INTERPEX, 1992), sirviendo para verificar el refinamiento automático de los modelos geoelectricos y aprovechar la ventaja tener, para cada modelo final, un conjunto de 25 modelos equivalentes en un rango de error cuadrático medio entre las curvas ρ_a calculada y observada entre el 5 y 15%. Esta ventaja fué utilizada para el análisis del posible ajuste de los modelos geoelectricos obtenidos mediante los SEV's pertenecientes al perfil E₂ con los registros litológicos y eléctricos de los pozos de la batería de Santa Catarina.

Además de esto se elaboraron cortes de iso-resistividades para los seis perfiles, útiles para realizar una interpretación cualitativa del corte geoelectrico a esperar en el perfil estudiado. Estas seudosecciones se elaboraron utilizando una escala logarítmica para los valores de AB/2(m). Se observa un mayor detalle para la parte superior del corte.

3.- Análisis de los resultados obtenidos

Perfil E₁

Se observa que la seudosección (Fig. 21) se encuentra limitada en ambos extremos por cuerpos resistivos, mientras que las regiones más conductoras se registran en la porción central del corte. En la parte centro-superior del perfil se denota una pequeña zona ligeramente menos conductora que la inferior.

Este resultado es esperado de acuerdo con la ubicación del perfil, puesto que ambos extremos del mismo se conectan con las Sierra de Chichinautzin (al Sur) y la Sierra de Santa Catarina (al Norte), mientras que el resto del perfil atraviesa la región en la cual se unen las subcuencas de Chalco y Xochimilco.

En el modelo geoelectrico (Fig. 23) se pueden observar en la parte Norte tres estratos finos resistivos intercalados por estratos conductores, mientras que en la parte Sur del perfil se presentan unicamente dos estratos resistivos. Estos estratos estan asociados a coladas basálticas y tobas producto de la actividad volcánica característica del área.

Se presentó a lo largo de todo el corte una frontera geoelectrica, separando un estrato de resistividad entre 30 y 35 ohms-m de un estrato más conductor (2 ohms-m). Aproximadamente, esta frontera toma su profundidad máxima en la parte central del perfil (287 m).

Esta interfase puede explicarse con la existencia en la parte superior de un acuitardo con un alto contenido de sales, además de incluirse en este estrato geoelectrico los depósitos areno-arcillosos del acuífero granular (Ortega-Guerrero et al., 1993). En la parte inferior, se cree que predominen los espesores de rocas volcánicas fracturadas que completan el acuífero.

En el extremo NNE esta interfase define un espesor del paquete conductor (2 ohms-m) mucho mayor que el observado en el extremo SSW. Esto se explica si se tiene en cuenta que, para el SEV 101 (ubicado en el kilómetro 1 del perfil), la existencia de tres pequeños cuerpos resistivos provocan un efecto bi-dimensional, alterando el proceso de interpretación unidimensional para este sondeo. En la pseudosección correspondiente a este perfil se puede observar que los menores valores de ρ_a no se registran en este extremo del perfil.

Esta frontera geoelectrica no pretende ser, en cuanto a valores precisos de profundidad, una estricta frontera litológica ya que la migración de sales del acuitardo al acuífero podría crear una zona de transición que afecta la interpretación geológica del corte geoelectrico, pero si es válido asegurar que la forma que adopta la interfase refleja la estructura que conforma estas litologías.

Además, es inadecuado realizar, unicamente basado en los SEV's, una interpretación geológica ya que es difícil, separar los efectos geoelectricos debido a la geometría de los poros, a los fluidos en ellos contenidos y a la presencia de arcilla.

NNE

Perfil E1

SSW

45

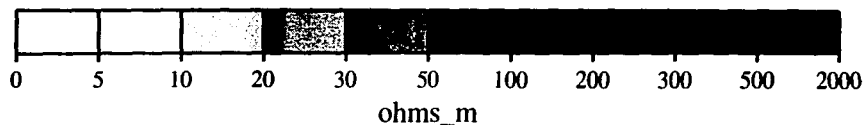
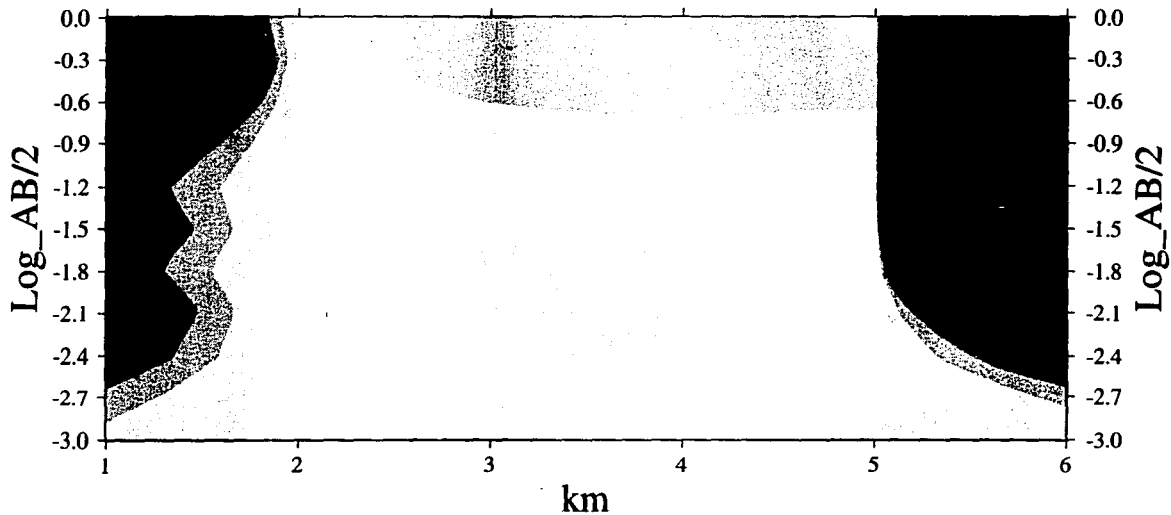


Figura 21: Corte de isoresistividades del perfil E1.

NNE

Perfil E2

SSW

46

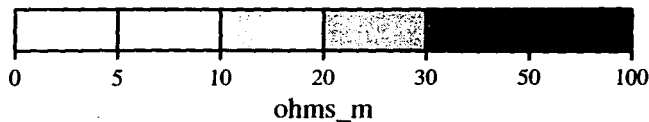
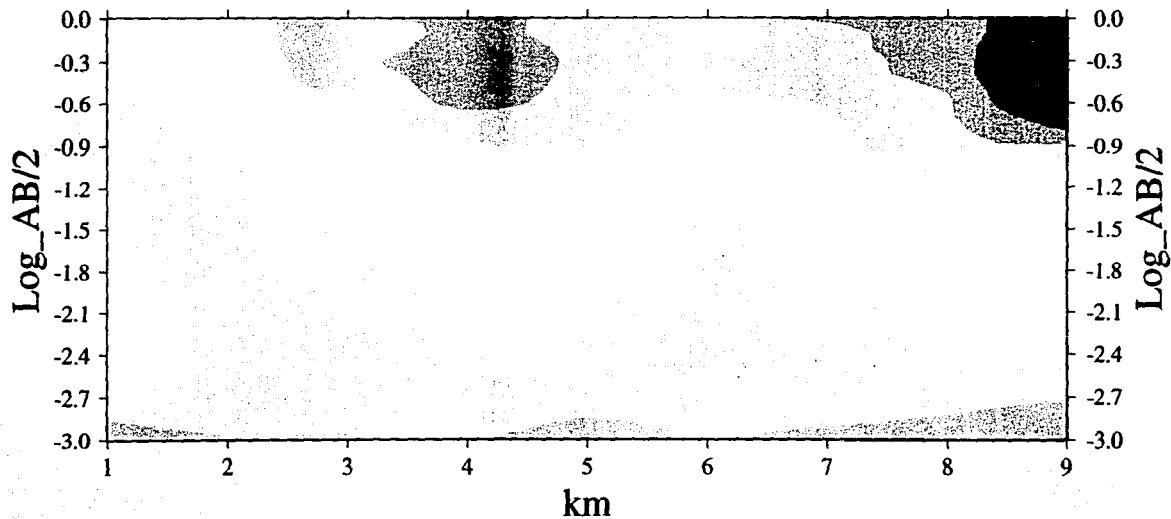


Figura 22: Corte de iso-resistividades del perfil E2.

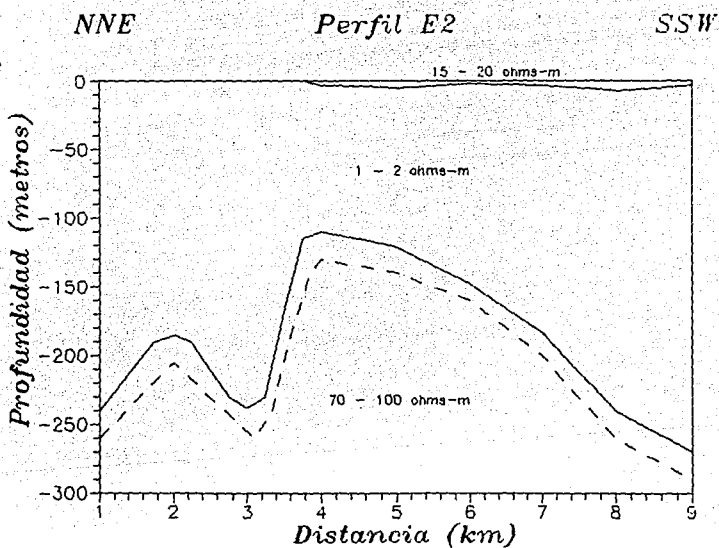
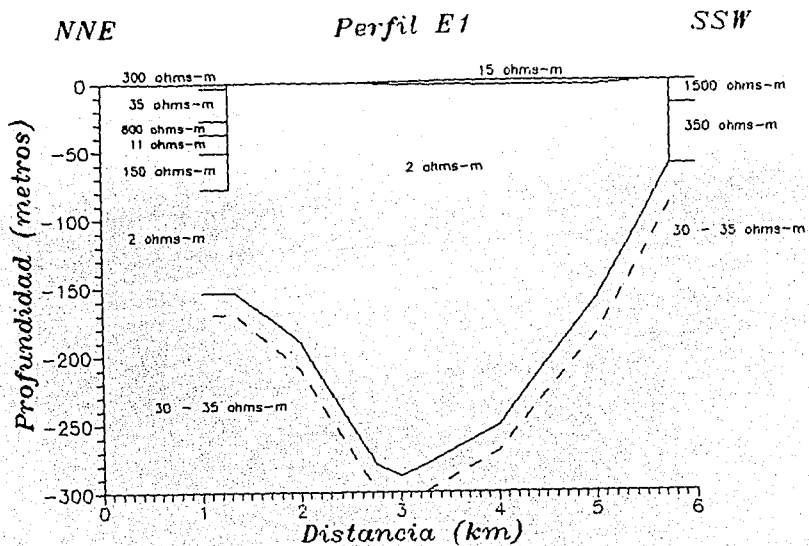


Figura 23: Modelos geoelectricos correspondientes a los perfiles E₁ y E₂.
 Profundidad de investigación

La parte centro-superior del corte se refiere a los 5 primeros metros del corte, en los cuales la humedad es menor, produciendo un efecto ligeramente más resistivo.

Perfil E₂

Este perfil atraviesa de NNE a SSW la subcuenca de Chalco, coincidiendo con la batería de pozos de Santa Catarina (Fig. 16). En este perfil, de acuerdo a resultados de las investigaciones realizadas en el acuitardo (Ortega-Guerrero et al., 1993, Fig. 24), se esperan los mayores espesores del mismo, además de un mayor espesor del acuífero según los resultados obtenidos de la inversión gravimétrica tri-dimensional donde se le asignan los mayores valores de profundidad al basamento (Gómez-Cabrera, 1993, Fig. 25).

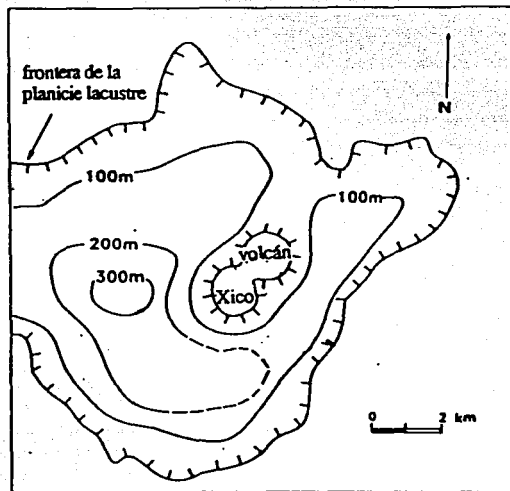


Figura 24: Mapa de espesor del acuitardo propuesto por Ortega-Guerrero et al., (1993).

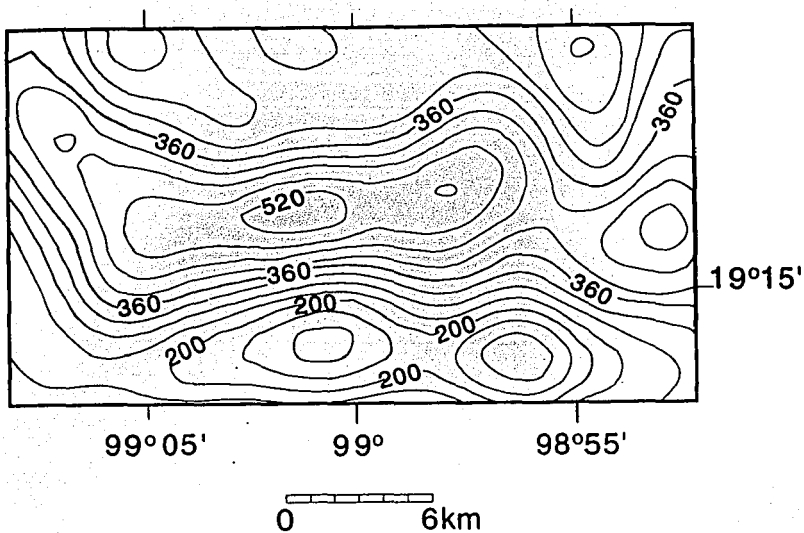


Figura 25: Relieve del basamento dado por Gómez-Cabrera, (1993).

En la pseudosección (Fig. 22) predominan las bajas resistividades, de acuerdo a lo mencionado anteriormente. En su parte superior se muestran una zona relativamente más resistiva, con una explicación similar a la dada en el perfil E_1 . En la parte inferior del corte se observa cierto aumento de la resistividad, pero esto es solo a partir del $\log(AB/2)=2.4$.

Aprovechando la ubicación cercana de algunos sondeos con algún pozo de la batería de Santa Catarina, se establecieron comparaciones entre los modelos geoelectricos determinados por los SEV y los registros eléctricos de pozos. Para el SEV 203, localizado en las inmediaciones del pozo 7 de la batería, se obtuvo un modelo geoelectrico que presenta muy buena correlación con los valores de resistividad registrados en el pozo. No siendo muy buena, pero si aceptable, la correspondencia observada entre el SEV 201 y el pozo 2 (Fig. 26).

No obstante la correlación existente, se puede apreciar que el cambio en el comportamiento de la resistividad eléctrica detectada en los registros de pozos, y que se interpreta (según las descripciones litológicas) como la interfase litológica

que separa el acuitardo del acuífero granular, no se observa en los modelos de SEV. Esto es posible si se tiene en cuenta que se tratan de métodos y configuraciones distintas, siendo también diferentes los grados de resolución de un método de superficie (SEV) a un método de pozo (registro de resistividad).

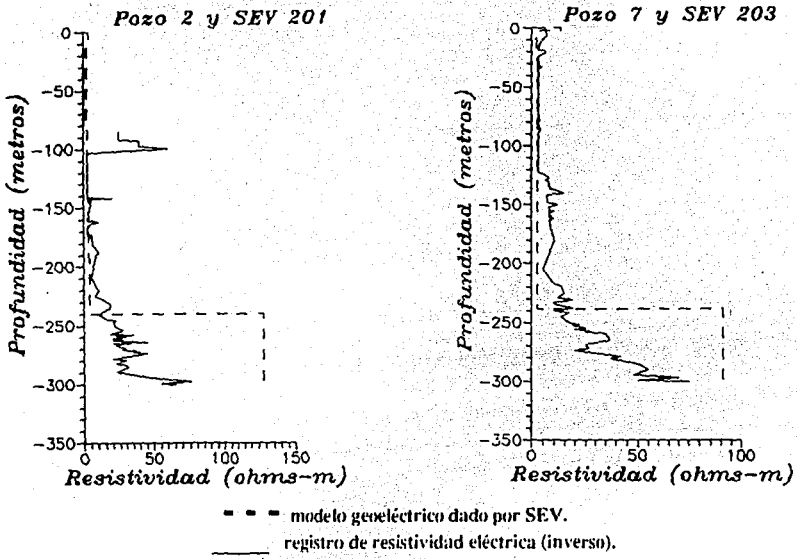


Figura 26: Correlación entre los modelos obtenidos de los SEV 201 y 203 con los registros ρ de los pozos 2 y 7 respectivamente.

Para los casos donde las mediciones de SEV se realizaron en la inmediaciones de algún pozo (pozo 2 y SEV 201, y pozo 7 y SEV 203), se intentó mediante el programa de modelación directa, lograr un modelo geoelectrico que incluyera, como sucede en los registros de resistividad obtenidos en los pozos, un estrato cuya resistividad y espesor represente a los depósitos areno arcillosos. Esto provocó un aumento considerable del error cuadrático medio (ECM) en el ajuste de la curva ρ_a generada a partir del modelo (calculada) y la curva ρ_a observada de no menos de un 40% en todos los casos.

En caso de ser sometido a un proceso de inversión, la disminución del ECM estuvo supeditado a la desaparición de tal horizonte. Un ejemplo de esta discrepancia se observa en la Figura 27 para el caso del SEV 203 y el pozo 7. La interpretación física de este fenómeno está fundamentado en la existencia de un horizonte superior saturado de agua con un alto contenido de sales y la presencia de un gradiente descendente, es decir la existencia de condiciones favorables para una migración de sales desde el acuitardo a los depósitos arenociliosos.

Esto provoca que, si bién la alta resolución del método geoelectrico de pozo puede detectar un ligero aumento en los valores de resistividad eléctrica al paso de la interfase litológica que divide estas dos formaciones, un método de superficie como el SEV solo pueda definir ambas unidades como un solo paquete conductor (Fig. 26).

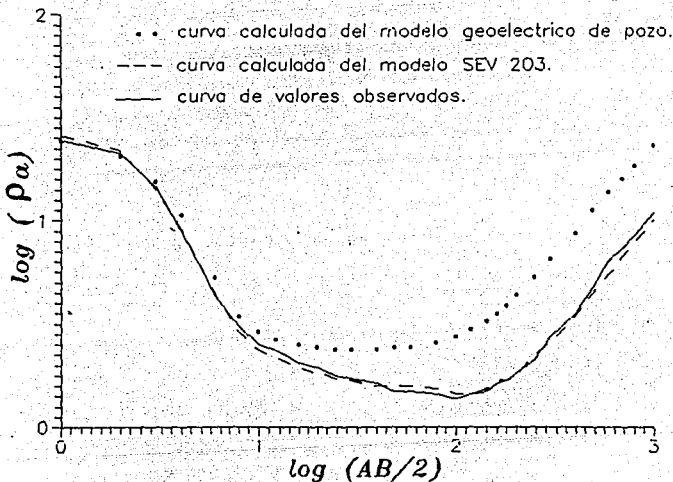


Figura 27: Ajuste del modelo del SEV 203 de acuerdo al registro de ρ del pozo 7.

En el corte geoelectrico (Fig. 23) se observa como característica fundamental la definición de una interfase geoelectrica con un contraste de resistividades mayor

al definido en el perfil anterior. La explicación de la existencia de esta interfase es similar a la dada en el perfil E₁.

Esta interfase toma una profundidad máxima (240 m) en la zona donde al acuitardo se le asigna sus espesores mayores, mientras que la profundidad mínima refleja el alto estructural que se extiende desde la base del volcán Xico y provoca una disminución de los espesores del acuitardo.

Perfil E₃

Atraviesa la cuenca de Chalco en la dirección NNE-SSW, siendo el que más se aproxima al volcán Xico por su lado Oeste.

En el seudosección (Fig. 28) se observan dos pequeñas regiones superficiales resistivas ubicadas a ambos extremos del perfil, los cuales no sobrepasan el $\log(AB/2)=1.2$. Predominan en el corte las bajas resistividades, aunque para valores mayores de $AB/2$ se observa un aumento de la resistividad aparente (10 a 30 ohms-m). Este aumento se registra en el extremo NNE del perfil a partir de $\log(AB/2)=2.5$, mientras que en el extremo SSW se produce a partir del $\log(AB/2)=2.1$.

En el modelo geoelectrico (Fig. 30) respectivo se continúa observando la interfase que separa a una región superior, de espesor considerable y muy conductora, de otra inferior más resistiva. Ambas regiones tienen valores similares a los encontrados en su perfil vecino ya analizado y cuya explicación, tanto por las magnitudes como por la forma y profundidad, es similar a la dada anteriormente.

Esta interfase presenta profundidades mayores en la parte Norte y centro del perfil (≈ 135 m) y una brusca disminución de su profundidad hacia el extremo SSW donde solo alcanza los 35 m.

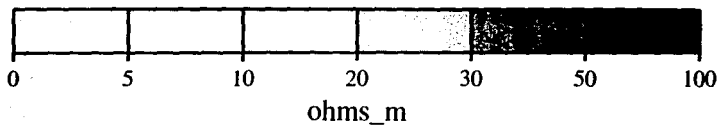
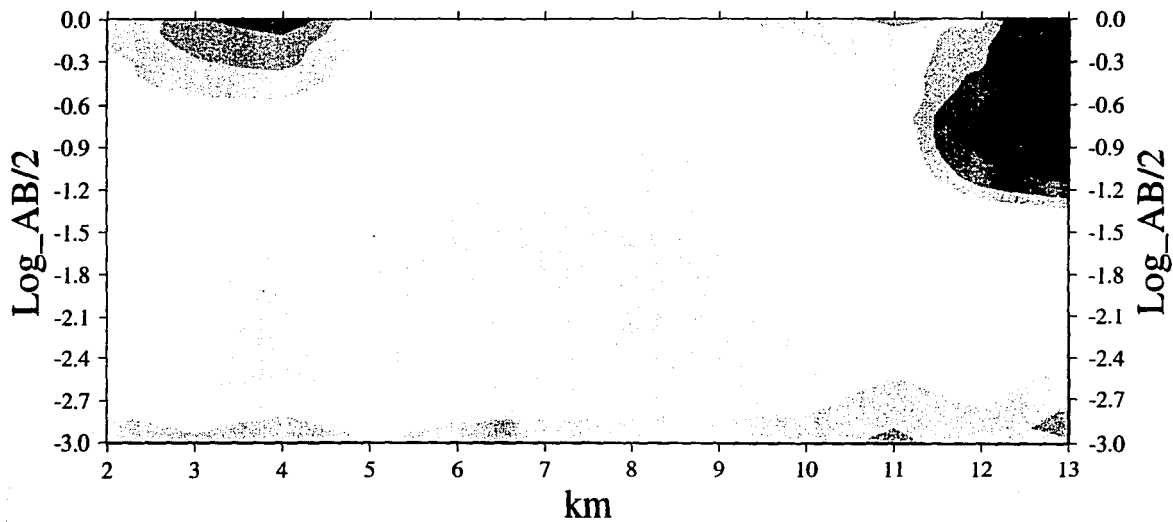
De igual manera se observa el fino estrato superficial ligeramente más resistivo y que incluye algunos pequeños cuerpos resistivos que independientemente de sus causas (zonas más friables, pequeños cuerpos ígneos, etc), representan heterogeneidades superficiales.

NNE

Perfil E3

SSW

ES



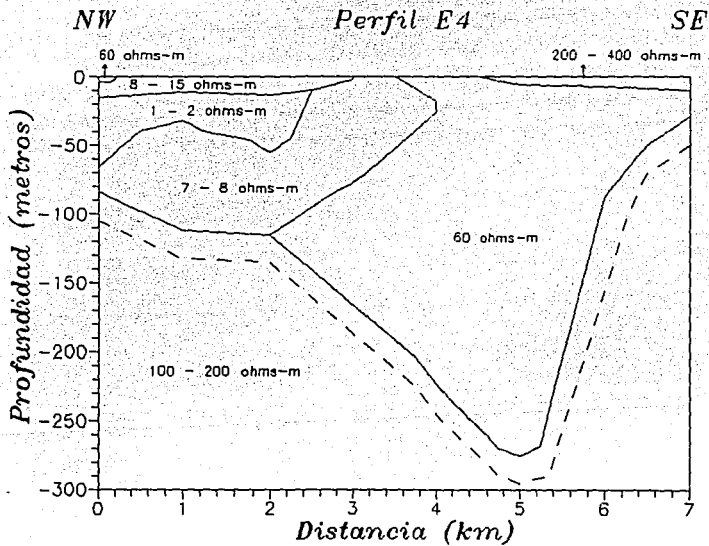
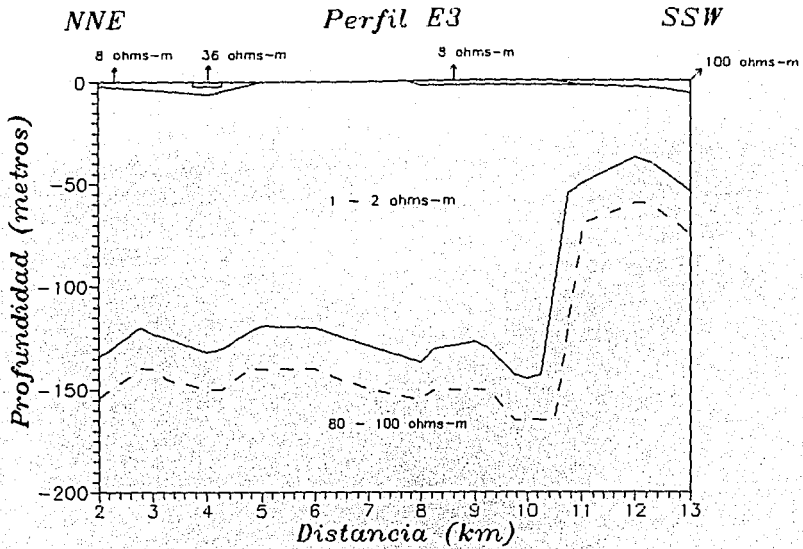


Figura 30: Modelos geoelectricos correspondientes a los perfiles E3 y E4.
 Profundidad de investigaci3n.

Perfil E₄

Este perfil es el que se encuentra en la porción Este de la subcuenca, orientado aproximadamente en la dirección NW-SE.

La seudosección (Fig. 29) presenta características diferentes a los 3 perfiles ya analizados. De NW a SE se observa una pequeña zona superficial resistiva subyacente por un paquete conductor que se extiende hasta la parte media del perfil. A partir de $\log(AB/2)=2.2$ se comienzan a incrementar los valores de resistividad, indicando la presencia de un basamento resistivo. Desde el centro del perfil hacia su extremo SE se incrementan los valores de resistividad rápidamente hasta alcanzar valores mayores a los 500 ohms-m, indicando la poca o ninguna presencia de depósitos arcillo-arenosos y/o areno-arcillosos, y a su vez el predominio de las formaciones volcánicas en los diferentes estratos.

En el corte geoelectrico elaborado se observa en la parte media-superior (Fig. 30), desde su extremo NW hasta una distancia de 4 km, un modelo de subcuenca similar a los observados en los perfiles anteriores (solo que la interfase principal se registra a profundidades menores, correspondiendo a espesores menores del acuitardo registrados en esta zona). Desde la parte media del perfil hasta su extremo SW se observan cuerpos cada vez más resistivos, relacionándose entre sí mediante contactos verticales. En el extremo SW se observa una superficie muy resistiva cuyos valores indican la presencia de derrames lávicos provenientes de la Sierra de Chichinautzin.

Es característico del perfil la presencia de una interfase que marca un paquete mucho más resistivo que en los anteriores, y cuya máxima profundidad se observa en el kilómetro 5 del perfil (280 m), correspondiendo probablemente con el predominio de los basaltos en esta parte extrema de la subcuenca.

Perfil E₅

Este perfil cruza la subcuenca en la dirección WNW-ESE y tanto el seudocorte como el modelo geoelectrico son muy similares a los obtenidos en el perfil E₂.

La seudosección (Fig. 31) presenta una zona superficial poco más resistiva que el paquete conductor que lo subyace.

WNW

Perfil E5

ESE

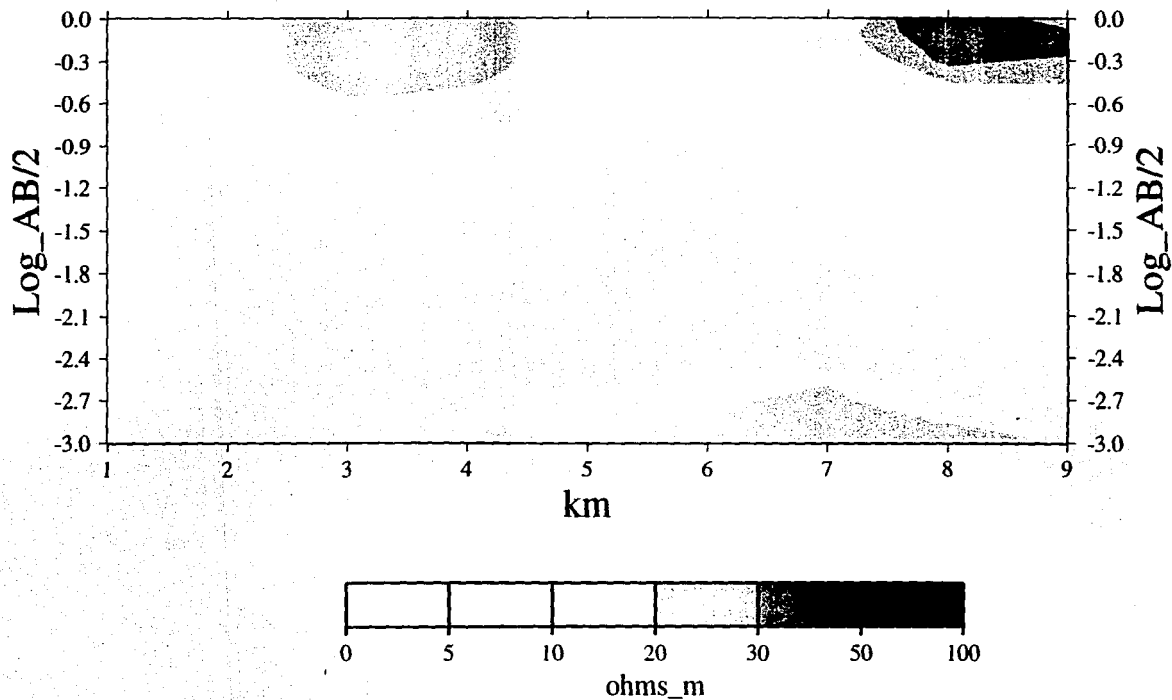


Figura 31: Corte de iso-resistividades del perfil E5.

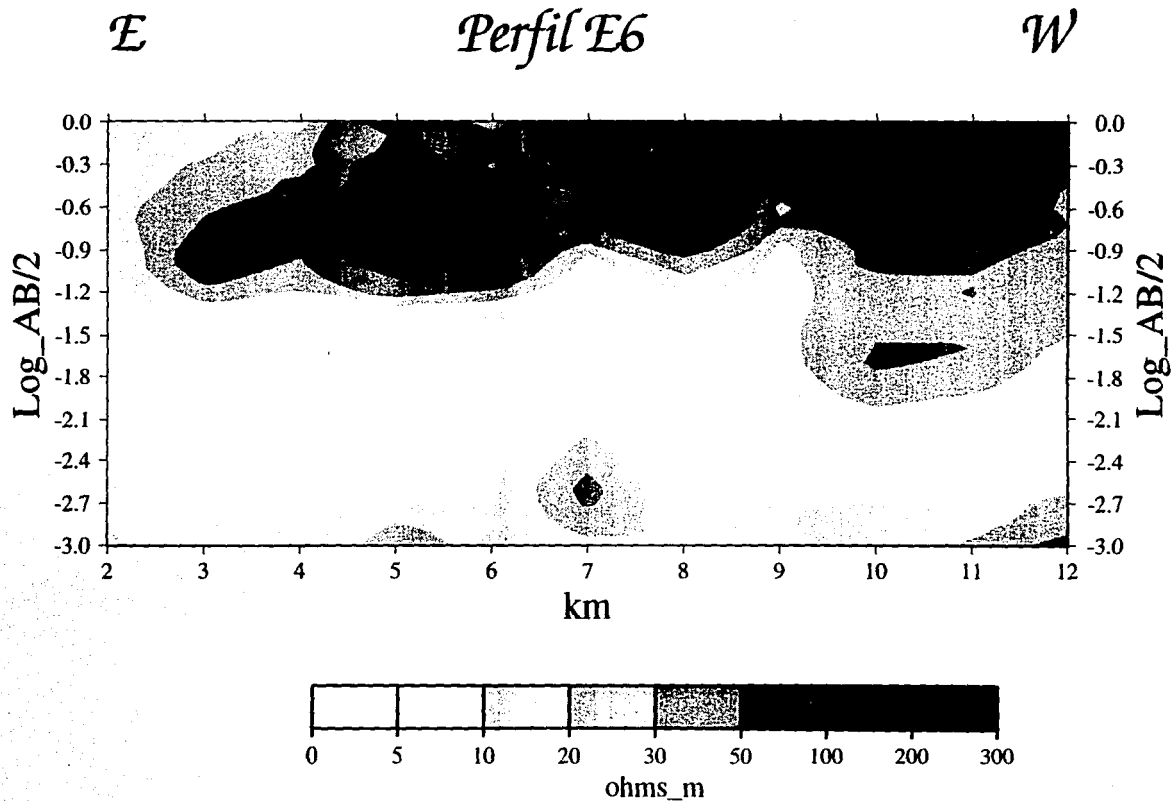


Figura 32: Corte de iso-resistividades del perfil E₆.

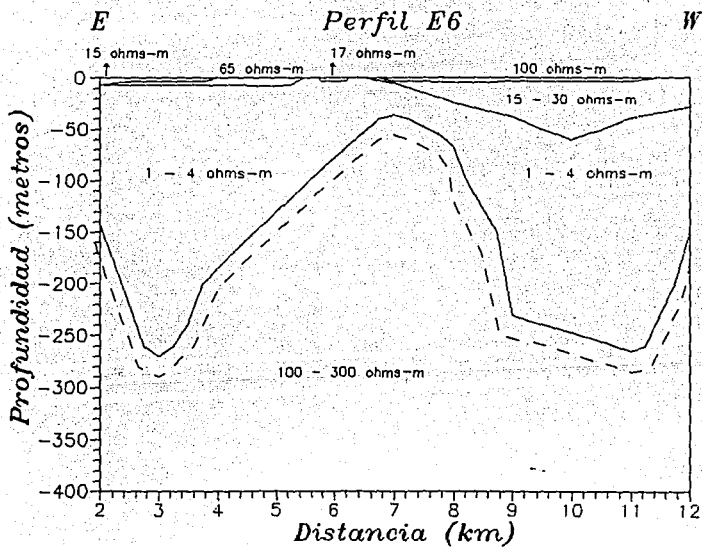
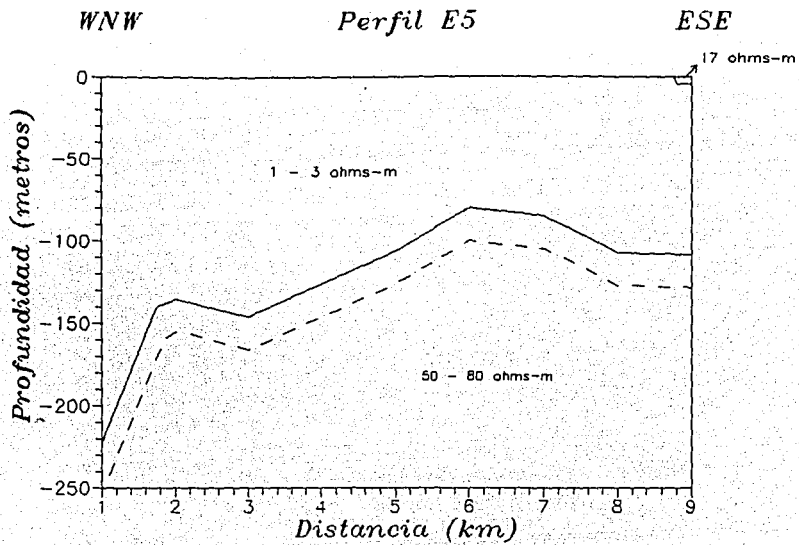


Figura 33: Modelos geoelectricos correspondientes a los perfiles E5 y E6.
 - - - Profundidad de investigacion.

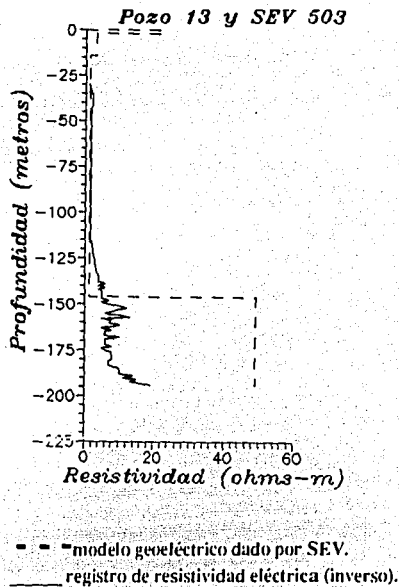


Figura 34: Comparación entre el modelo obtenido con el SEV 503 y el registro de ρ del pozo 13.

Esta zona superficial está representada en el modelo (Fig. 33) como un pequeño cuerpo superficial en el extremo ESE de resistividad 17 ohms-m. La interfase que se registra a lo largo del perfil tienen una explicación similar a la dada para el perfil E₂, solo se podría agregar que esta interfase alcanza su mínima profundidad (75 m) en el punto donde el perfil se acerca más al alto estructural del volcán Xico.

También se realizó (al igual que para el perfil E₂) una comparación entre el modelo geoelectrico obtenido mediante el SEV 503 y el registro electrico del pozo 13 (Fig. 34), obteniéndose una buena correspondencia, aunque se observa al igual que para el perfil E₂, la no determinación en el modelo geoelectrico del SEV 503 de la interfase que delimita al acuitardo del acuífero, la explicación de la cual creemos que sea la misma expuesta para el caso del perfil E₂.

Perfil E₆

Este perfil atraviesa la parte Sur de la subcuenca de Chalco en una dirección aproximada W-E.

En la pseudosección (Fig. 32) se puede apreciar, en su parte superior, una zona de alta resistividad. Esta característica se manifiesta hasta un valor máximo de $\log(AB/2)=2.1$ en su extremo E. También se registra el paquete conductor que se ha observado en todos los perfiles anteriores.

Para valores mayores de $AB/2$ se observa un incremento de la resistividad. En la parte central del perfil. Este incremento se tiene a partir de $\log(AB/2)=2.1$, mientras que a ambos lados esto se observa a partir de valores mayores de $AB/2$. En el modelo geoelectrico correspondiente (Fig. 33) este incremento de la resistividad para valores mayores de $\log(AB/2)=2.1$ se interpreta como un estrato con resistividades entre los 100 y 300 ohms-m. Esto indica el predominio de las formaciones volcánicas, que en la parte central del perfil (al Sur del alto estructural del volcán Xico) se registra solo los 35 m de profundidad, incrementándose este parámetro hacia ambos lados del perfil.

4.- Resultados parciales geoelectricos

Una vez sintetizada la información se reconocieron, de manera general, tres estratos geoelectricos: 1) una fina capa conductora con resistividad media de 8 a 30 ohms-m, donde además se observan algunas heterogeneidades locales de mayor resistividad; 2) le sigue en profundidad una capa muy conductora caracterizada por una resistividad entre 2 y 4 ohms-m; y 3) al final del corte, una capa resistiva cuyo rango de resistividad varía grandemente; en la parte Oeste de la subcuenca esta presenta valores de resistividad entre 30 y 35 ohms-m, en el centro de la subcuenca el rango de valores para este estrato es de 50 a 100 ohms-m, mientras que en la parte Este y Sur está entre 100 y 300 ohms-m.

Creemos que la interfase geoelectrica más profunda no corresponda, en toda su totalidad a un contacto litológico único. Los valores de resistividad obtenidos estan controlados por la concentración de sales en el fluido contenido en la formación (segundo estrato) y el predominio de la formaciones basalticas (tercer estrato).

Se conoce que la concentración de sales en el acuífero aluvial-piroclástico se incrementa desde las zonas periféricas a la planicie lacustre (= 12 mg/l) a los

límites de la misma (≈ 36 mg/l) (Ortega-Guerrero et al., 1993). Teniendo en cuenta esto y observando la posición que ocupa el perfil E₁, suponemos que el aporte cercano adicional de minerales disueltos de las sierras que lo limitan en sus extremos (Sierra de Chichinautzin al Sur y Sierra de Santa Catarina al Norte), contribuyen a encontrar los valores menores para esta interfase en la subcuenca.

En las regiones donde se registran los mayores espesores del acuitardo y que es cortado por el perfil E₂, resulta de interés observar que la profundidad de esta interfase geoelectrica se ubica dentro del acuitardo, coincidiendo con los menores valores de resistividad registrados en todo el perfil. Cabe señalar que el paquete arcilloso conocido como acuitardo posee inter-estratificaciones de arena y ceniza volcánica que pueden provocar la existencia de esta interfase geoelectrica.

Existe muy buena correlación entre esta interfase geoelectrica y la segunda interfase sísmica (que divide al segundo y tercer estrato sísmico interpretado) definida por las líneas sísmicas S₄, S₅ y S₆.

Esta interfase comienza al Norte del perfil E₂, definiendo un cambio litológico, sin embargo al llegar a la zona donde es mayor el espesor del acuitardo, la interfase sísmica divide a este último estrato en dos capas de diferente grado de compactación.

Una correlación similar se observa para la interfase geoelectrica definida en el perfil E₅ y la misma interfase sísmica dadas por las líneas S₇, S₈ y S₉ (Figs. 20 y 35).

Este resultado, apoyado por la descripción litológica y los registros eléctrico de los pozos, nos señalan que, exceptuando la región donde el acuitardo alcanza los mayores espesores, las mediciones de SEV definen la interfase litológica que divide a los depósitos areno-arcillosos de las rocas volcánicas fracturadas (principales unidades del acuífero granular).

La frontera que separa al acuitardo del acuífero granular no se define, en general, en los modelos geoelectricos obtenidos a partir de los SEV, aunque en el caso de los sondeos 303 y 304 del perfil E₃, la interfase (cuyos valores de resistividad son los menores para el perfil) esta relacionada con el acuitardo.

Por lo que se puede concluir que las mediciones de SEV's utilizadas no son apropiadas para la determinación de la interfase que divide al acuitardo del acuífero. La causa fundamental de esto puede estar en la migración de sales desde un estrato superior salino (acuitardo) hacia el primer estrato correspondiente al acuífero (depósitos areno-arcillosos). Esto provoca una zona de transición que

enmascara el cambio litológico, de acuerdo a un cambio sustancial de los valores de ρ_a en la utilización de un método de superficie como lo es el SEV.

Todo esto hace que no se establezca un modelo geológico para los diferentes perfiles geoelectricos. Solo se puede establecer la posibilidad de modelar la interface que divide a los depósitos areno-arcillosos de las rocas volcánicas fracturadas, excluyendo las regiones donde se alcanzan los mayores espesores del acuitardo.

Solo en dos perfiles (perfil E₄ y E₆) se pudo detectar un estrato muy resistivo (valores entre 100 y 300 ohms-m). Esto se debe a la ubicación de estos perfiles en las regiones periféricas de la subcuenca, donde las formaciones volcánicas son más someras y disminuyen los espesores del acuífero.

En los cuatro restantes perfiles no se detecta un estrato tan resistivo debido a la presencia de grandes espesores de acuitardo y del acuífero, los cuales se caracterizan por ser muy conductores y limitan el poder de penetración de los SEV.

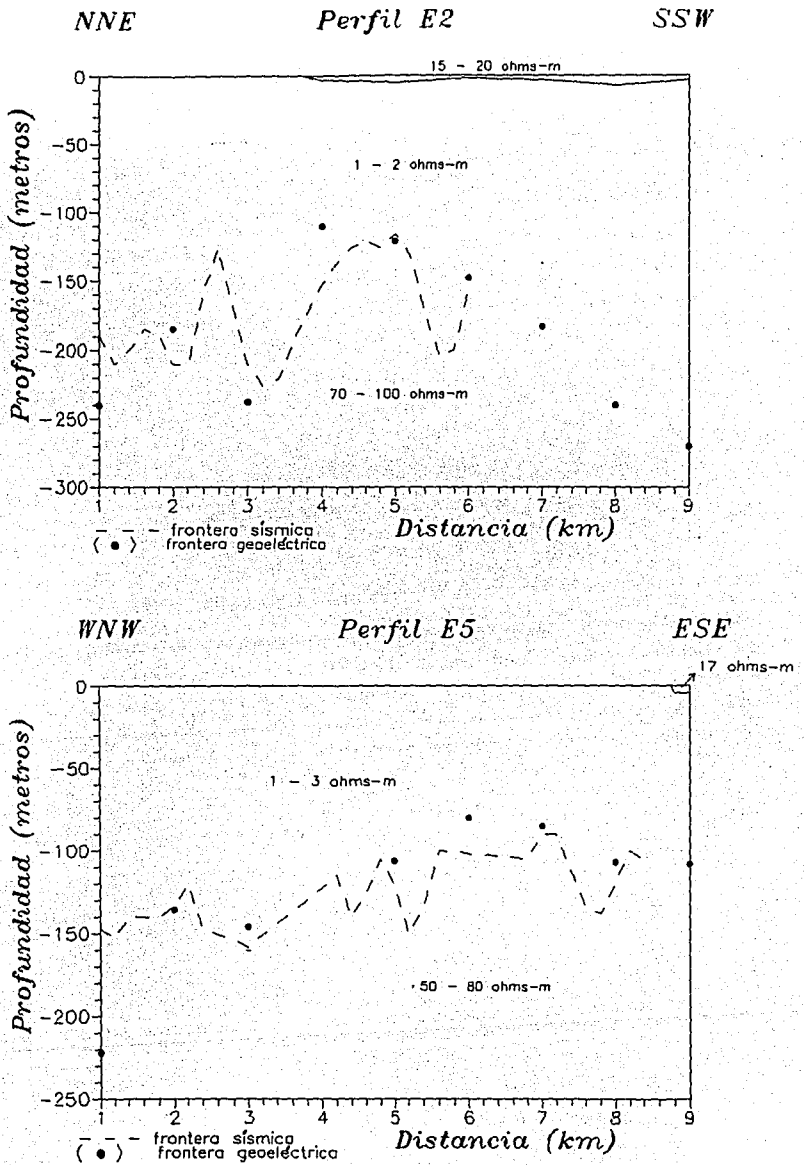


Figura 35: Correlación entre las interfases geoelectricas y sísmicas en los perfiles geoelectricos E₂ y E₅.

Interpretación de datos gravimétricos

1.- Resultados preliminares

Como ya se mencionó, en los años cincuenta se realizó un levantamiento gravimétrico que abarcó todo el valle de México (Hernández-Moedano y Grogüel, 1954), donde las estaciones estuvieron dispuestas cada 0.5 km y con una densidad promedio de 0.9 observaciones por km².

Para realizar la corrección de Bouguer se escogió una altura de 2,200 m.s.n.m. (nivel del ex-lago de Texcoco) y una densidad de 1.7 g/cm³. Los bajos gravimétricos corresponden a lugares donde la secuencia sedimentaria es más potente, mientras que los altos gravimétricos están asociados con estructuras volcánicas (Cerro de la Estrella y Cordillera de Santa Catarina al Norte, y Cordillera de Chichinautzin al Sur).

La subcuenca de Chalco está caracterizada por un bajo gravimétrico cuyos valores se encuentran entre 110 y 120 mGals; sus dimensiones aproximadas son de 15 y 8 km en las direcciones E-W y N-S respectivamente. Un alto gravimétrico relativo centrado alrededor del volcán Xico interrumpe este bajo gravimétrico E-W. Este alto gravimétrico relativo parece ser la señal de un alto estructural cubierto que conecta a la cordillera volcánica de Santa Catarina (hacia el Norte) con la cordillera de Chichinautzin (al Sur), además de que parece delimitar en profundidad a la subcuenca de Chalco en dos porciones (Fig. 36).

Basado en la teoría del "cuerpo ideal" (Parker, 1974; Huestis y Ander, 1983) se obtuvieron límites sobre: 1) los contrastes de densidad entre el relleno sedimentario y el basamento, y 2) acerca de su espesor. Se elaboró un diagrama del comportamiento de estos dos parámetros para un perfil de 14 km de longitud (Fig. 37).

Se asignó para los espesores que se encuentran por encima del basamento un contraste mínimo de densidad de -0.45 g/cm³. Mediciones directas de densidad en algunas muestras someras mostraron un rango entre 1.5 a 1.8 g/cm³ (Proyecto Texcoco, 1969).

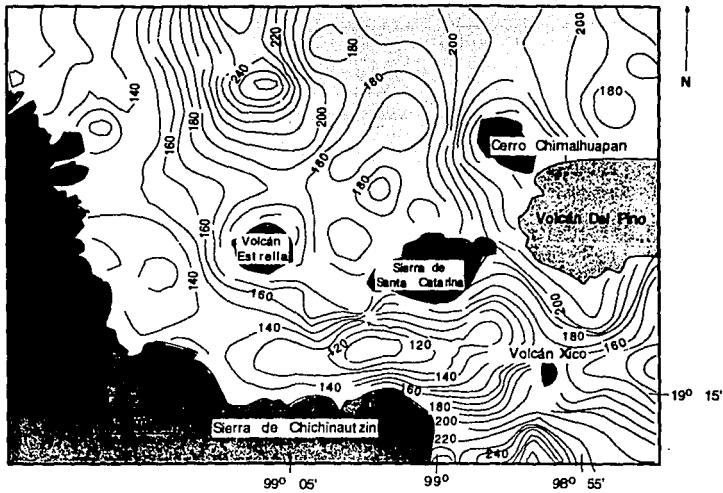


Figura 36: Anomalia de Bouguer en la región correspondientes a las subcuencas de Chalco y Xochimilco (los datos se encuentran en mGals).

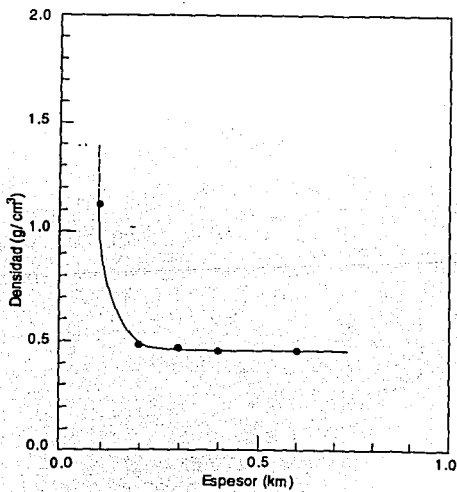


Figura 37: Relación entre el contraste de densidad y espesor.

De acuerdo a la relación entre la densidad de las rocas y la velocidad sísmica de la onda P dada por Nafe y Drake, el horizonte volcánico superior, 3° estrato de Benhumea-León y Vázquez-Contreras (1988), con velocidades sísmicas (V_p) entre 1700 y 2500 m/s (depósitos aluviales de origen piroclásticos; los valores mayores de V_p se refiere a coladas basálticas) y entre 1000 y 1600 m/s, (materiales blandos lacustres) corresponden a densidades de 2.05 y 1.6 g/cm³ respectivamente.

Si el horizonte volcánico superior descrito por Pérez-Cruz (1988) constituye el basamento como lo sugiere Mooser (1975) pudiera corresponder un valor de contraste mínimo de -0.48 g/cm³.

La anomalía residual (Fig. 38) fué invertida para obtener la topografía del basamento (Gómez-Cabrera, 1993) siguiendo la técnica descrita por Oldenburgh (1974). Se usó una profundidad media de 300 m y un contraste de densidad derivado de la optimización gravimétrica. Para asegurar la convergencia de la inversión, los datos fueron filtrados con un filtro pasa-bajas (frecuencia de corte= 4/32 ciclos/km).

En el relieve del basamento, mostrado en la Figura 25, se puede notar la existencia en profundidad de un alto estructural que divide la cuenca de Chalco en dos porciones.

Las profundidades máximas al basamento en la porción Oeste es alrededor de 520 m en concordancia con el pozo Tulyehualco-1 (Fig. 17). Sin embargo la porción Este es algo más superficial (480 m), mientras que el alto estructural está aproximadamente 100 m por encima del basamento en ambas porciones. Solo las principales características del relieve del basamento son obtenidas con el procedimiento de inversión de Oldenburg debido a que se necesita asegurar la convergencia con un filtro de pasa-bajas. Más detalle sobre la topografía del basamento se discutirá a partir de los modelos bi-dimensionales en párrafos posteriores.

Modelados gravimétricos 2-D fueron realizados por Urrutia et al. (1994) en varias secciones de la subcuenca de Chalco, presentando modelos simplificados que definen el posible contacto del relleno sedimentario.

También Gutiérrez (1989) realiza una modelación gravimétrica 2-D del perfil que contiene la batería de pozos de Santa Catarina, presentando un modelo geológico-estructural que define tres cuerpos fundamentales: 1) el material lacustre (1.6 g/cm³), 2) la unidad volcánica superior (2.1 g/cm³) y, 3) la unidad volcánica inferior (2.5 g/cm³), además de presentar un modelado 3-D en un área

que abarca casi toda la subcuenca de Chalco, presentando las características generales de la topografía de los tres estratos definidos en la interpretación 2-D, mediante una serie de prismas rectangulares.

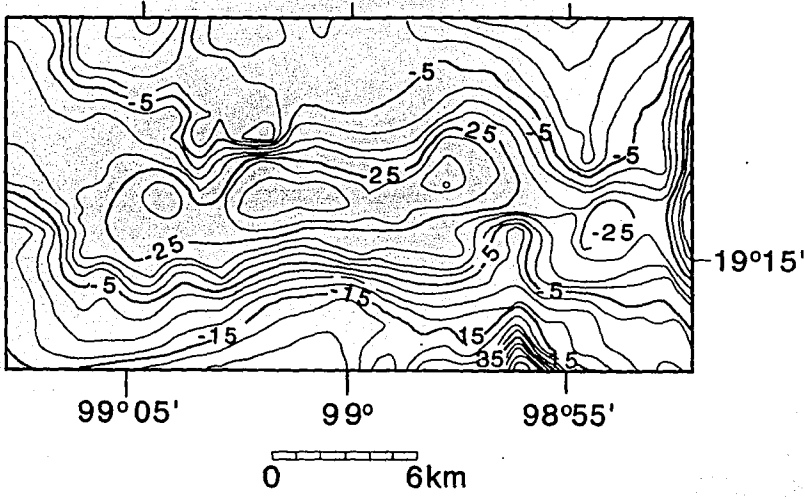


Figura 38: Anomalia residual en el área de las subcuencas de Chalco y Xochimilco (los datos se encuentran en mGals).

2.- Datos

Con el objetivo de poder detallar la topografía del basamento en algunas secciones de la subcuenca, se decidió extraer del mapa resultante del levantamiento gravimétrico del valle de México (Hernández-Moedano y Grogüel, 1954) 4 perfiles que por su ubicación estratégica en la subcuenca permitiera obtener un modelo más detallado.

Se determinó escoger 3 perfiles gravimétricos de manera que coincidieran con los perfiles geoelectricos E₁, E₂ y E₃, debido a su ubicación estratégica y para facilitar la correlación de ambos resultados. Un cuarto y último perfil se tomó en

la parte Este de la subcuenca, cruzando la región donde la información existente por otros métodos es pobre (Fig. 16).

Los cuatros perfiles son paralelos y estan orientados en la dirección NNE-SSW. Los datos fueron extraídos mediante digitalización manual de la información del plano de anomalías de Bouguer, garantizando un mayor número de puntos en las partes del perfil donde el gradiente del campo es alto.

3.- Metodología

El procesamiento de la información fué similar para todos los perfiles: los valores obtenidos del proceso de digitalización fueron interpolados, usando funciones tipo Spline Cúbico (Campos-Enríquez et al., 1983). Así se logra un suavizamiento de la curva de campo además de un intervalo constante entre los puntos del perfil. El intervalo de distancia entre punto para los cuatro perfiles oscila entre 0.45 a 0.50 km, lo cual es aceptable si se tiene en cuenta que la distancia entre las estaciones fué de 0.50 km.

Los valores de campo se refirieron a un nivel de campo regional de 180 mGals, determinado a partir del comportamiento del campo gravimétrico en el área que comprenden las subcuencas de Chalco y Xochimilco, logrando tener los valores de campo residual observados que serian sometidos al proceso de interpretación. Para interpretar cada uno de los perfiles se utilizó un programa de modelación directa basado en el algoritmo de Talwani et al. (1959), que presenta la ventaja de ser muy fácil y flexible en su manejo y, aunque el programa usado no permite tener en cuenta el efecto de la topografía, la superficie plana característica de la región de estudio no exige de este tipo de corrección.

Para la elaboración de cada uno de los modelos se utilizó la información geológica sobre los afloramientos en el área, además de la que aporta la batería de pozos de Santa Catarina y del mapa de espesores del acuitardo reportado por Rodríguez-Castillo y González-Morán (1989) y Ortega-Guerrero et al. (1993).

Los valores de densidad seleccionados para las diferentes formaciones fueron:

Litología	Densidad (g/cm ³)
Depósitos arcillo-arenoso (acuitardo)	1.6
Depósitos areno-arcilloso (acuifero granular sedimentario)	1.8
Cuerpos volcánicos fracturados y/o porosos	2.0
Rocas volcánicas fracturadas (acuifero volcánico)	2.0
Cuerpos volcánicos fracturados de textura más compacta	2.2
Cuerpo ígneo compuesto de basaltos y piroclastos. (Se supone en su parte superior la mayor presencia de fracturas y piroclastos, mientras que en profundidad predominen los basaltos sanos)	2.5

Tabla 5: Valores de densidad utilizados en los modelos gravimétricos y su relación con las litologías existentes en el área de estudio.

Estos datos de densidad se fundamentan en los estudios realizados por Petróleos Mexicanos en 1986 (Bellia et al., 1992).

En todos los casos se logró un buen ajuste entre las curvas de campo gravimétrico observadas y calculadas, y fueron obtenidas las gráficas correspondientes para cada uno de los modelos construídos.

Los perfiles gravimétricos seleccionados poseen las siguientes características:

Perfil	Longitud Total	Ubicación del Perfil Geoelectrico	Ubicación del perfil sísmico
1	7.0 km	entre el kilómetro 2 y 7	no incluye
2	12.5 km	entre el kilómetro 2 y 10	entre el kilómetro 1.6 y 6.4
3	13.0 km	entre el kilómetro 3 y 9.5	no incluye
4	12.5 km	no incluye	no incluye

Tabla 6: Características de los perfiles gravimétricos modelados.

4.- Análisis de los resultados obtenidos

Perfil G₁

Este perfil se encuentra ubicado en la región que conecta a las subcuencas de Chalco y Xochimilco. El modelo resultante de la interpretación (Fig. 39) refleja una estructura bastante simétrica, donde se puede observar que el cuerpo caracterizado por una densidad de 2.5 g/cm^3 se encuentra a una profundidad máxima de 430 m en el centro del perfil, mientras que a ambos lados del mismo este valor decrece.

En ambos extremos se modelan cuerpos superficiales y finos dados por lavas, tobas y material piroclástico proveniente tanto de la Sierra de Santa Catarina como de la Sierra de Chichinautzin.

Se observa que existe una buena correspondencia entre la estructura propuesta por este modelo gravimétrico y el modelo geoelectrico obtenido en el perfil E₁ (Fig. 23). Solo existe una diferencia considerable para el primer punto de medición de SEV (kilómetro 2 del perfil); asociando esta diferencia al problema ya mencionado del efecto 2-D en la interpretación geoelectrica.

Se puede apreciar que la profundidad máxima (270 m) a la interfase geoelectrica (kilómetro 3 del perfil geoelectrico) se corresponde en el mismo punto (kilómetro 4 del perfil gravimétrico) a la profundidad máxima registrada para la interfase que divide a los depósitos areno-arcillosos de las rocas volcánicas fracturadas.

Perfil G₂

Este perfil incluye al perfil geoelectrico E₂, a la batería de pozos de Santa Catarina y a las líneas sísmicas S₄, S₅ y S₆ (Fig. 16).

La existencia de la batería de pozos permitió modelar el tramo del perfil entre el kilómetro 1.6 a 6.4. En este tramo se puede apreciar el comportamiento de la interfase geoelectrica y sísmica y su relación con la frontera litológica que divide a los depósitos areno-arcillosos de las rocas volcánicas fracturadas, lo que permitió modelar esta frontera en el resto del perfil.

En el modelo obtenido (Fig.40) se observa que a diferencia del analizado para el perfil G₁, este es asimétrico. En su porción Norte se presentan los mayores espesores del acuitardo (Fig. 24) y el acuífero (Fig. 25), en correspondencia con

los valores mínimos del campo gravimétrico en esta porción (Fig. 36). Se observa además en esta parte Norte del perfil los mayores valores de profundidad al basamento (450 m), correspondiendo con los resultados preliminares obtenidos por Gómez-Cabrera (1993), (Fig. 25).

Del kilómetro 5.7 hasta el final del perfil los espesores del acuitardo y del acuífero, así como de la profundidad al basamento, decrecen considerablemente alcanzando este último una profundidad máxima de 310 m. Estas dos porciones del perfil están relacionadas mediante una falla de tipo normal, casi vertical.

La porción Norte está limitada en el primer kilómetro del perfil por una pequeña falla normal, por lo que se puede definir, desde el punto de vista tectónico-estructural, como un pequeño graben.

Se modelaron además, de acuerdo a la información geológica, algunos derrames lávicos con densidades entre 2.0 y 2.2 g/cm³.

Perfil G₃

Este perfil cruza la subcuenca de Chalco en la región más próxima al volcán Xico por el lado Oeste del mismo, incluyendo al perfil geoelectrico E₃.

Se observa en el modelo (Fig.41) una angosta depresión en el centro del perfil limitada por fallas normales. Esta depresión corresponde a una continuación del graben modelado en el perfil G₂, solo que su amplitud decrece en dirección W (de 5 km en el perfil G₂ a 2.5 km en el perfil G₃). Sobre este graben se encuentra el mayor desarrollo del acuífero y del acuitardo, mientras que el basamento alcanza una profundidad máxima de 480 m.

Hacia el NNE de esta depresión la profundidad decrece abruptamente debido a una falla normal casi vertical, repitiéndose el mismo proceso entre el kilómetro 2 y 3 del perfil, logrando que en el extremo NNE del perfil exista una profundidad al basamento de solo 130 m y una ausencia de los depósitos arcillo-arenosos (acuitardo).

Hacia el SSW del perfil también decrece la profundidad al basamento por la existencia de una falla normal, solo que entre el kilómetro 7 y 10 del perfil se manifiesta un alto (valor mínimo de profundidad de 220 m en el kilómetro 8.5) en las proximidades del volcán Xico. Esto bien puede corresponder a la continuación al Oeste del alto estructural sobre el que se desarrolla este volcán. En esta porción decrecen los espesores del acuitardo considerablemente de acuerdo al mapa de espesores del acuitardo (Fig. 24).

A partir del kilómetro 10 continúa el ascenso escalonado del basamento (fallas normales) y la disminución del espesor del acuífero.

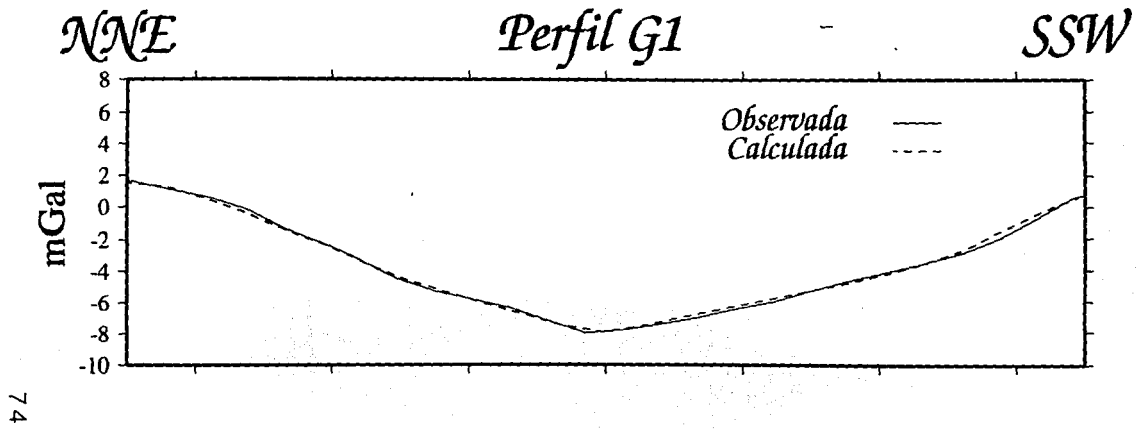
Perfil G₄

Es el único perfil ubicado en la porción Este de la subcuenca, en las proximidades del volcán Xico y el cerro del Elefante (por el lado Este de estas estructuras).

El modelo interpretado (Fig. 42) es casi simétrico (menos que el modelo del perfil G₁) respecto a una depresión tipo graben aún más angosta que la observada en el perfil G₃ con menos de 2 km de ancho, ubicada entre los kilómetros 5.2 y 7 del perfil. Para este perfil se alcanza, en esta depresión, la mayor profundidad al basamento (425 m) y el mayor desarrollo del acuitardo. A partir de esta depresión hacia el NNE se tiene una brusca disminución de la profundidad al basamento (debido a la falla normal que delimita este graben), continuando con un ligero ascenso por aproximadamente 4 km, en la porción corresponde con la continuación del alto estructural del volcán Xico hacia el Este.

En el extremo NNE se observa otro brusco ascenso del basamento por la presencia de una falla normal, disminuyendo también los espesores del acuífero. Hacia el SSW de la depresión el ascenso del basamento es más suave y las fallas normales modeladas en esta parte son menos inclinadas que las presentes en la porción Norte del perfil.

En ambos extremos del perfil se modelan pequeños derrames lávicos indicando la proximidad al cerro de la Estrella (al NNE) y a la Sierra de Chichinautzin (al SSW).



interfase geoelectrica ♦

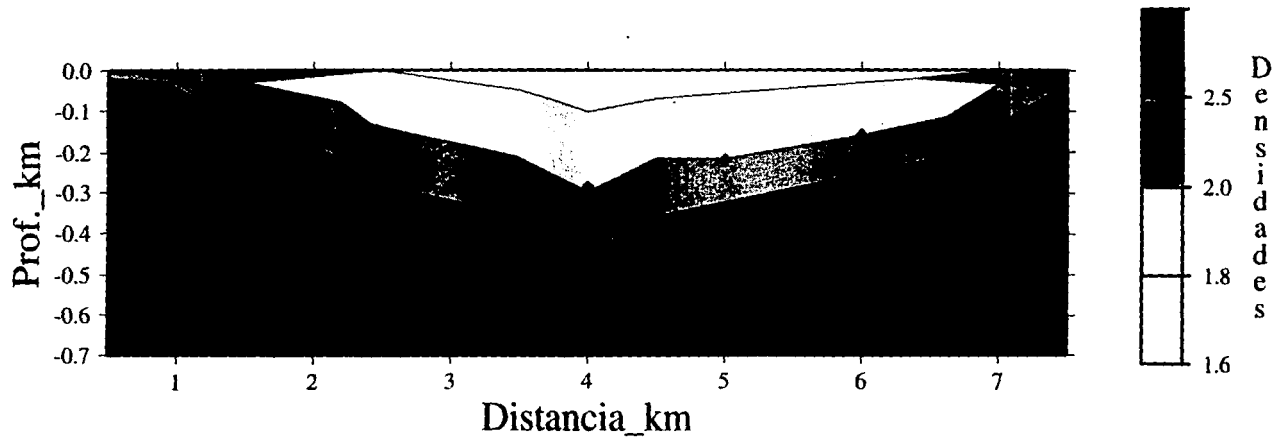


Figura 39: Modelo gravimétrico del perfil G₁. Los valores de densidad se encuentran en g/cm³ (ver Tabla 5 para una correspondencia entre las densidades modeladas y las litologías existentes).

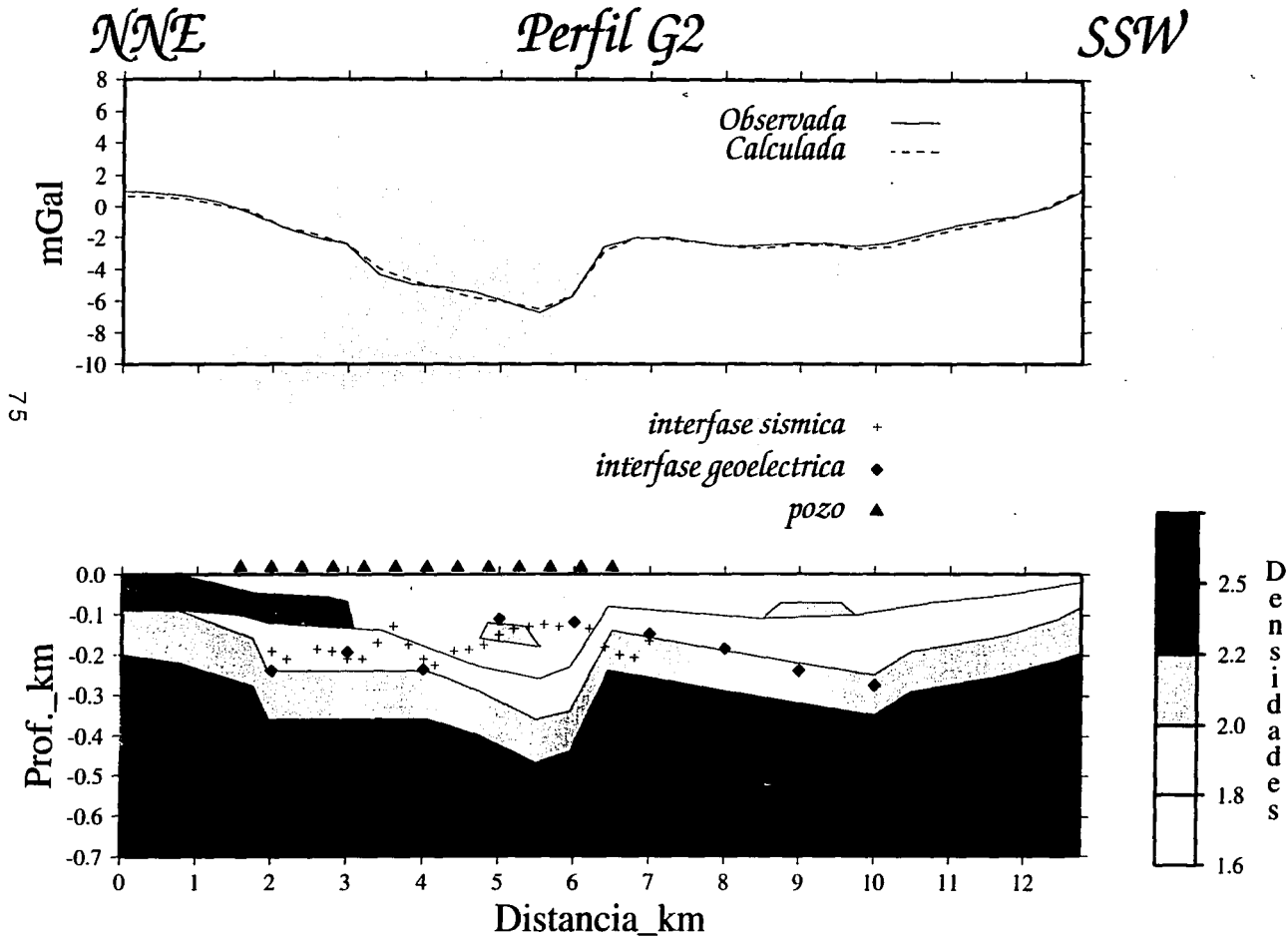
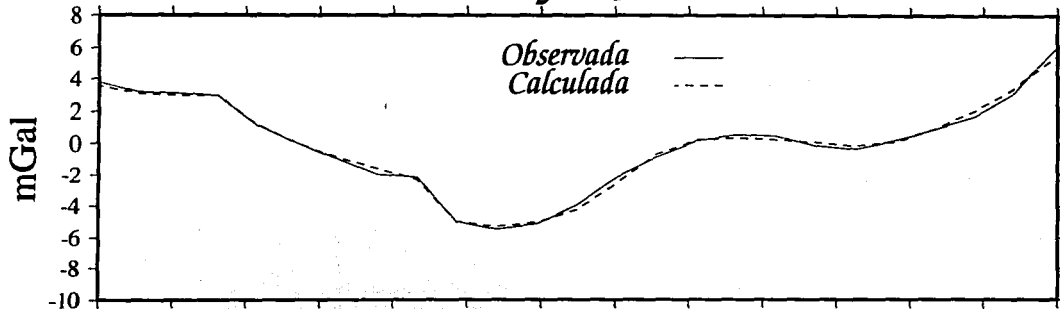


Figura 40: Modelo gravimétrico del perfil G₂. Los valores de densidad se encuentran en g/cm³ (ver Tabla 5 para una correspondencia entre las densidades modeladas v las litologías existentes).

NNE *Perfil G3* *SSW*



97

interfase geoelectrica ♦

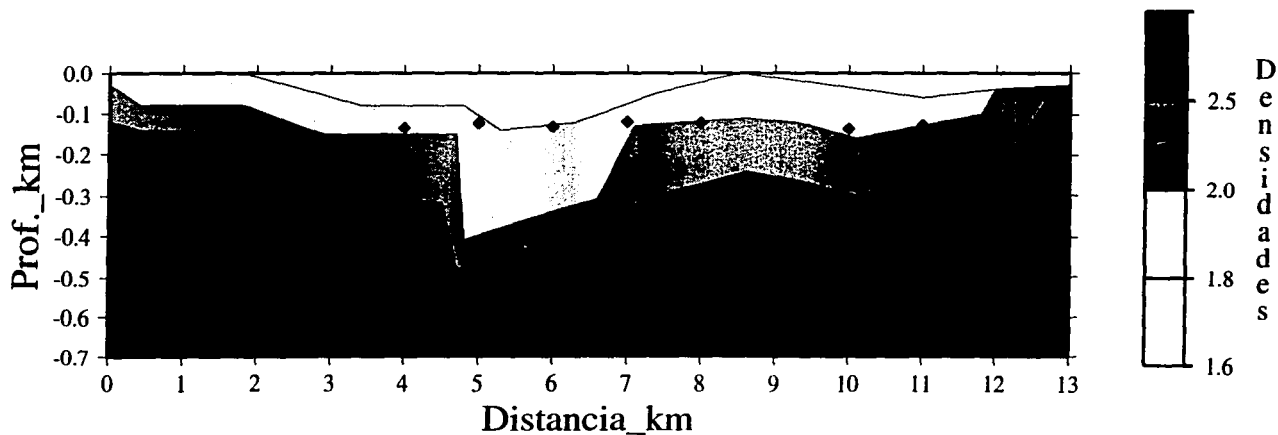


Figura 41: Modelo gravimétrico del perfil G₃. Los valores de densidad se encuentran en g/cm³ (ver Tabla 5 para una correspondencia entre las densidades modeladas v las litologías existentes).

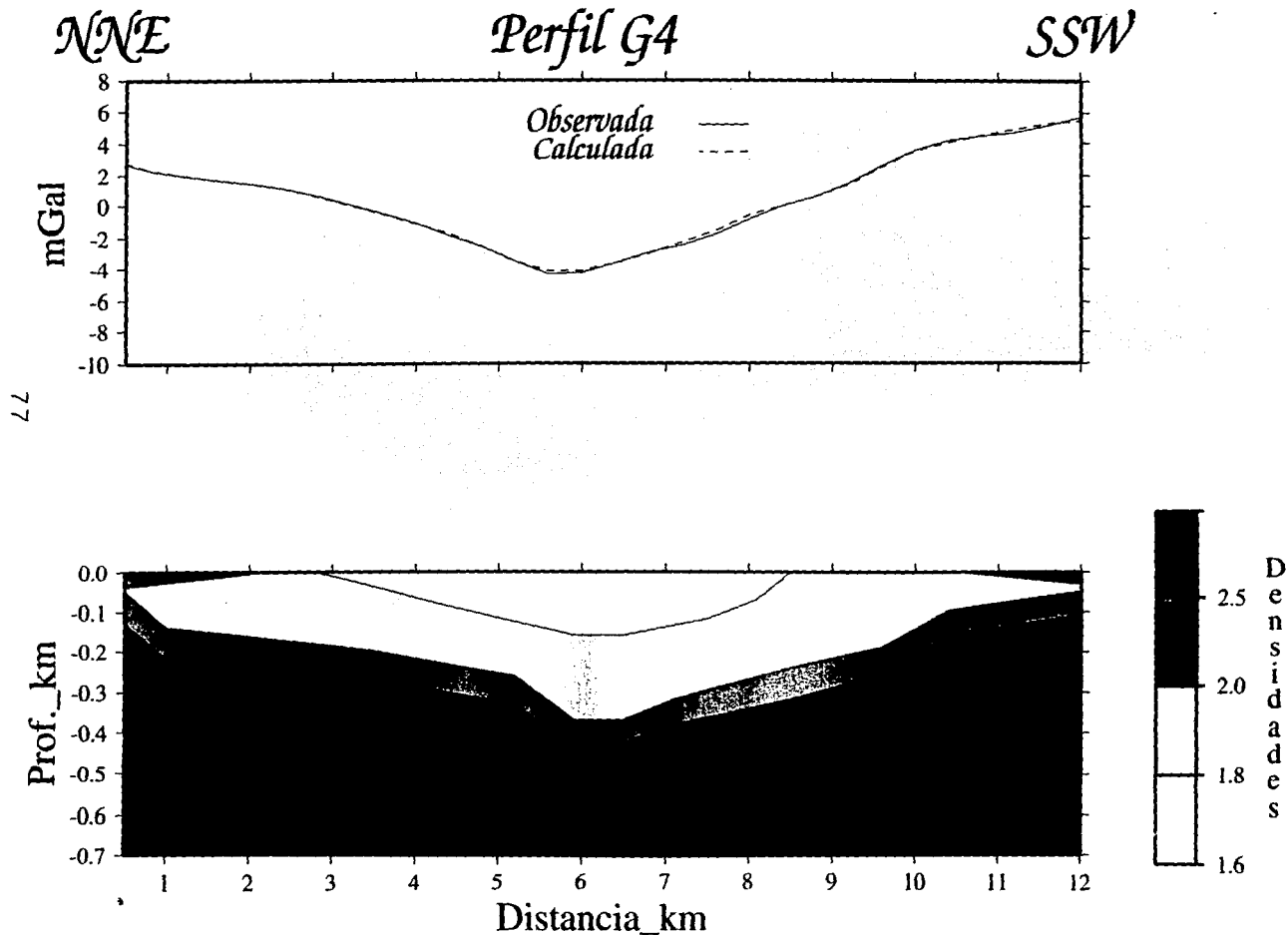


Figura 42: Modelo gravimétrico del perfil G4. Los valores de densidad se encuentran en g/cm^3 (ver Tabla 5 para una correspondencia entre las densidades modeladas y las litologías existentes).

4.- Resultados parciales gravimétricos

Los modelos gravimétricos indican la existencia de 3 unidades fundamentales que constituyen el relleno sedimentario. La primera capa corresponde al acuitardo lacustre.

La segunda capa representa a los depósitos areno-arcillosos y la tercera capa a las rocas volcánicas fracturadas. El último estrato representa el predominio de los basaltos; en su parte superior este cuerpo parece estar algo fracturado (según la información de la batería de pozo de Santa Catarina), pero se espera que a medida que aumenta la profundidad predominen los basaltos sanos.

Por lo que los modelos gravimétricos brindan (a diferencia de los modelos geoelectrónicos) una interfase que separa los sedimentos lacustres que constituyen el acuitardo del acuífero granular (aluvial-piroclásticos).

La frontera entre los depósitos areno-arcillosos y las rocas volcánicas fracturadas (principales unidades del acuífero) representados por cuerpos de 1.8 y 2.2 g/cm³ respectivamente, estuvo apoyada, en los perfiles gravimétricos G₁, G₂ y G₃, por los resultados geoelectrónicos obtenidos en los perfiles E₁, E₂ y E₃.

La última interfase no representa necesariamente la ubicación del basamento, sobre todo en la zona central de la subcuenca, pero sí es válido asegurar que la forma del basamento está dada por la forma de esta interfase. Los modelos gravimétricos confirman las principales características del basamento obtenidas de la inversión gravimétrica, sin embargo estos modelos establecen diferentes valores máximos de profundidad para cada porción de la subcuenca (480 m para la porción Oeste y 425 m para la Este). Los modelos indican que la subcuenca de Chalco no es simétrica en profundidad. Para la porción Oeste la mayor depresión del basamento se observa en la mitad Norte de su porción central, de acuerdo a los modelos obtenidos (perfiles G₂ y G₃). Esta depresión está limitada por una falla sub-vertical que no aflora, constituyendo un graben. El basamento es mucho más somero en la porción Sur.

Sin embargo en la porción Este de la subcuenca de Chalco la depresión es más simétrica, como se observa en el perfil G₄.

Interpretación conjunta

Para caracterizar el relleno sedimentario se realizó una interpretación conjunta de los datos provenientes 1) del estudio sísmico de refracción, 2) del estudio de resistividad por corriente continua, 3) de los registros geofísicos de pozos y 4) de los cuatro perfiles gravimétricos orientados en la dirección NNE-SSW.

La interpretación estuvo también apoyada por la información geológica, geohidrológica y geoquímica (Rodríguez-Castillo y Lara-Guerrero, 1988; Rodríguez-Castillo y González-Morán, 1989; Bellia et al., 1992 y Ortega-Guerrero et al., 1993).

Como ya se mencionó, tres de los cuatro perfiles gravimétricos (perfil G_1 , G_2 y G_3) fueron dispuestos de manera que coincidieran con los perfiles eléctricos E_1 , E_2 y E_3 , mientras que el cuarto se ubicó en la región Este de la cuenca. El perfil G_1 (incluyendo al perfil geoelectrico E_1) y se localiza en los límites de las subcuencas de Chalco y Xochimilco.

El perfil E_2 coincide con la batería de pozos de Santa Catarina, la cual consta de 14 pozos, donde la profundidad máxima perforada por los mismos fué de 400 m, existiendo registros eléctricos (resistividad y potencial espontáneo) para todos los pozos de la batería.

1.- Relleno sedimentario

Se observa en el modelo sísmico-geológico (Fig. 20) (coincidente con el perfil geoelectrico E_2 y perfil gravimétrico G_2), de NNE a SSW, una interfase a lo largo de todo el corte, la cual comienza como interfase litológica y que a partir del kilómetro 1.5 se manifiesta sólo como una interfase sísmica que divide a los depósitos arcillo-arenosos en un estrato superior menos compactado ($V_p=1000-1200$ m/s) de un medio inferior más compactado ($V_p=1500-1600$ m/s).

Esta diferencia en valores de V_p pudiera implicar un contraste de densidad dentro del acuitardo, sobre todo en la región donde este material arcilloso toma los espesores mayores (entre el kilómetro 4.5 y 6 del perfil gravimétrico).

Se observó para el modelo geoelectrico perteneciente al perfil E_2 , que la interfase geoelectrica que separa un estrato superior con una resistividad eléctrica comprendida entre 1 y 2 ohms-m, de una capa inferior con valores de resistividad variando entre 70 y 100 ohms-m, guarda cierta correlación con esta misma interfase sísmica. Si consideramos en la interfase geoelectrica sólo los

puntos donde se realizaron los SEV's (coínciden con las unidades en kilómetros), entonces la correlación es aceptable.

Esta correlación también se observa entre el modelo geoelectrico E₅ y los modelos sísmicos S₇, S₈ y S₉ (Fig. 35).

Esta correspondencia ya fué analizada en párrafos anteriores. Se comprobó que estas interfases (tanto sísmicas como geoelectricas) definen en su mayor parte la frontera litológica que separa a los depósitos areno-arcillosos de las rocas volcánicas fracturadas.

Mediante los modelos gravimétricos G₂ y G₃ se pudo detallar un pequeño graben en la mitad Norte de ambos perfiles. En esta zona se encuentran los mayores espesores del relleno sedimentario.

Separado por el alto estructural del Xico, se modelan también en la parte Este de la subcuenca, un gran espesor de relleno sedimentario, esto es en la parte central del perfil G₄, aunque ligeramente menor que los espesores registrados en la porción Norte de la parte Este de la subcuenca.

2.- Basamento

El modelo 3-D presentado por Gómez-Cabrera (1993) (Fig. 25) nos presenta las características más generales del basamento en el área de estudio: la existencia de un alto estructural que divide a la subcuenca en dos porciones. La porción Oeste posee una profundidad algo mayor (520 m) que la porción Este (480 m).

A partir de los modelos 2-D se pudo detallar la topografía del basamento en secciones claves de la subcuenca. Fué posible, además de confirmar estas características generales, establecer particularidades para cada sección:

a) La existencia en la parte Norte de la porción Oeste de una depresión en forma de graben (perfil G₂ y G₃), con profundidad máxima de 480 m. Este resultado establece la existencia de este tipo de estructura de manera mucho más precisa que la suposición dada por Benhumea-León y Vázquez-Contreras (1988), de que las subcuencas de Chalco y Xochimilco pudieran constituir una estructura tipo graben.

b) La estructura del corte, en la región donde se conecta las subcuencas de Chalco con la de Xochimilco, es simétrica (perfil G₁, profundidad máxima de 430 m).

- c) La existencia de una depresión muy angosta en la porción Este de la subcuenca con profundidad máxima de 425 m (perfil G₄).
- d) Se pudo definir que, en la parte Sur de la subcuenca (en ambas porciones), las profundidades al basamento y los espesores del acuífero son mucho menores.

Aplicación

En este párrafo se muestra una posible aplicación de los resultados obtenidos en este trabajo. En ningún momento se pretende establecer una rígida metodología, sin embargo consideramos que estos ejemplos puedan exhortar a los especialistas en hidrogeología al aprovechamiento de resultados obtenidos en este trabajo. Las aplicaciones presentadas son:

Estimación del volumen de fluido en la subcuenca

Para obtener la estimación de este parámetro se contó con la siguiente información: 1) concentración iónica de sales en el acuífero (estratos superiores), 2) registros de resistividad eléctrica de los estratos fundamentales del acuífero y 3) los modelos gravimétricos obtenidos en la subcuenca.

La salinidad del fluido en el acuífero fue obtenida a partir de las concentraciones iónicas de las sales, determinadas por análisis químico de las aguas de los pozos de la batería de Santa Catarina (Ortega-Guerrero et al., 1993). En estos trabajos se analizaron los iones Ca, Mg, Na, K, Mn, Cl, SO₄ y HCO₃.

Se conoce la dependencia que existe entre la salinidad de una solución determinada y su resistividad eléctrica. Se han planteado relaciones entre estos dos parámetros para una solución salina en particular y para una temperatura dada (Keller y Frischknecht, 1966). Es muy frecuente utilizar las gráficas existentes para una solución de NaCl a una temperatura de 18 °C.

Para esto se deben reducir las concentraciones iónicas calculadas antes mencionadas a iones de NaCl, de acuerdo a los coeficientes de equivalencia establecidos (Orellana E., 1982).

De esto resultó una concentración de NaCl total equivalente de 1.1 g/l, correspondiéndole una resistividad eléctrica de 4 ohms-m.

De los registros eléctricos de pozos se pudo observar una resistividad promedio de 12.5 ohms-m para los depósitos areno-arcillosos y de 80 ohms-m para las rocas volcánicas fracturadas (ver ejemplos en las Figuras 26 y 34).

El factor de formación F, está expresado por:

$$F = \frac{\rho_r}{\rho_w} \quad (1)$$

donde ρ_r es la resistividad eléctrica de la formación

ρ_w es la resistividad eléctrica del fluido contenido en la formación.

Para los depósitos areno-arcillosos se tiene:

$$F_{\text{ar-arc}} = \frac{12.5}{4} = 3.125$$

Para las rocas volcánicas fracturadas se tiene:

$$F_{\text{vol-frac}} = \frac{80}{4} = 20$$

La ecuación de Winsaver (derivada de la ley de Archie) se expresa:

$$\rho_r = a \times P^{-m} \times \rho_w$$

donde m: factor de cementación

a: coeficiente dependiente de la textura de la roca.

P: porosidad de la formación

de acuerdo con (1) y despejando P, tenemos:

$$P = \left(\frac{a}{F} \right)^{\frac{1}{m}} \quad (2)$$

Un valor de $m=1.4$ será usado en ambas formaciones, por caracterizar a las formaciones poco cementadas y a las lavas porosas. El valor de a será tomado como 0.7 para los depósitos areno-arcillosos y de 1 para las rocas volcánicas fracturadas por ser las primeras más friables que las últimas (Orellana, 1982).

Por lo que se puede calcular la porosidad para cada formación según (2):

$$P_{\text{ar-arc}} = \left(\frac{0.7}{3.125} \right)^{\frac{1}{1.4}} = 0.34 = 34\%$$

$$P_{\text{vol-frac}} = \left(\frac{1.4}{20.0} \right)^{\frac{1}{1.4}} = 0.15 = 15\%$$

De ser posible determinar el volumen de rocas contenidas en cada formación, se pueden estimar los volúmenes de fluidos por la sencilla expresión:

$$V_w = V_{\text{roca}} \times P \quad (3)$$

Para resolver este aspecto fueron considerados los modelos gravimétricos analizados en párrafos anteriores, las áreas se calcularon a partir de los polígonos que definen los diferentes estratos en los modelos.

Se determinaron las áreas modeladas de las formaciones areno-arcillosa y volcánica fracturada en cada perfil, cuyos resultados se exponen en la Tabla 7.

Áreas (km ²)		
	Dep. areno-arcillosos	Rocas volcánicas fracturadas
Perfil G ₁	0.656	0.832
Perfil G ₂	1.178	1.530
Perfil G ₃	1.690	1.067
Perfil G ₄	1.833	1.620

Tabla 7: Áreas de los depósitos areno-arcillosos y de las rocas volcánicas fracturadas determinadas en los modelos gravimétricos.

Alrededor del alto estructural del Xico fueron determinadas las áreas complementarias, basándose en los resultados obtenidos en los perfiles vecinos G₃ y G₄, estas son:

Porción centro-Norte al Oeste del alto estructural:

Depósitos areno-arcillosos —> 0.929 km²

Rocas volcánicas fracturadas —> 0.663 km²

Porción centro-sur al Este del alto estructural:

Depósitos areno-arcillosos —> 1.318 km²

Rocas volcánicas fracturadas —> 0.587 km²

De acuerdo a las distancias entre los diferentes perfiles, se determinaron volúmenes parciales. Finalmente se estimó un volumen total para estas formaciones:

$$V_{\text{ar-arc}} = 19.19 \text{ km}^3$$

$$V_{\text{vol-frac}} = 16.94 \text{ km}^3$$

Luego el volumen de fluido estimado para cada formación, según (3), es:

$$V^w_{(\text{ar-arc})} = 19.19 \times 0.34 = 6.52 \approx 6.5 \text{ km}^3$$

$$V^w_{(\text{vol-frac})} = 16.94 \times 0.15 = 2.54 \approx 2.5 \text{ km}^3$$

No se pretende que estos resultados, en ninguna manera, sean considerados como definitivos y puedan ser utilizados en aplicaciones que exijan una precisión considerable, sino más bien se pueden tomar como resultados preliminares que indican el potencial hidrológico de la subcuenca.

Podemos asegurar algunas fuentes de errores que afectan estos resultados:

El valor de la salinidad utilizado en los cálculos fué obtenido de los análisis químicos realizados en la parte superior del acuífero (Orterga-Guerrero et al., 1993) Se espera que las concentraciones iónicas sean algo inferior a las esperadas en los niveles inferiores de la subcuenca. Por lo que se considera que de haber incorporado el análisis químico de las aguas en los estratos que les corresponden a las rocas volcánicas fracturadas, sería muy probable que la salinidad resultante fuera menor y el cálculo correspondiente de su porosidad y volumen de fluido se incrementara en algunas décimas de unidades.

De acuerdo a la información geológica existente sobre las formaciones contenidas en el acuífero, se asumieron los valores de los coeficientes α y m para el cálculo del factor de formación. Un conocimiento más adecuado de la textura y consistencia de estas formaciones, permitirá una elección menos arbitraria de los coeficientes antes mencionados.

Los errores antes mencionados, y que afectan el cálculo de la porosidad de las formaciones, serían eliminadas si se contara con mediciones directas de porosidad; por lo que es conveniente, de ser posible, utilizar mediciones directas

de este parámetro en los depósitos areno-arcillosos y en las rocas volcánicas fracturadas, para una estimación más precisa del volumen de fluido.

Los volúmenes de rocas fueron calculados a partir de las áreas obtenidas de los modelos gravimétricos bidimensionales. Sin embargo, creemos que un número mayor de perfiles gravimétricos interpretados incrementarían la precisión de estos resultados.

Conclusiones y recomendaciones

Los resultados geoelectricos marcan una interfase, que en su mayor parte corresponde a la frontera que separa a los depósitos areno-arcillosos de las rocas volcánicas fracturadas (principales formaciones del acuífero). Esta correspondencia no se cumple en la porción centro-Norte de la parte Este de la subcuenca, donde los espesores del acuitardo se incrementan al punto de impedir un estudio geoelectrico, mediante el método SEV, de los estratos correspondiente al acuífero. Se supone como causa la poca resolución del método SEV ante un contraste ligero de los valores de resistividad eléctrica entre ambas unidades.

Este resultado limita la utilización de los modelos geoelectricos para establecer modelos hidrogeológicos que definan la interfase entre el acuitardo del acuífero granular.

Se recomienda utilizar para este fin mediciones de SEV cuya distribución AB/2 seleccionada sea apta para definir las curvas p_a observadas, de manera que sea posible interpretar la interfase que divide al acuitardo del acuífero granular.

Se observó una correspondencia entre esta interfase geoelectrica definida y la segunda interfase sísmica interpretada en trabajos anteriores, marcando el cambio litológico (acuitardo arcillo-arenoso y depósitos areno-arcillosos) no solo por un contraste en las propiedades eléctrica, sino por diferencias en las características elásticas de ambos materiales. En las regiones donde existen un gran espesor del acuitardo la interfase sísmica (que se corresponde con la geoelectrica) se interpreta como un cambio en el grado de compactación del material.

Los modelos gravimétricos 2-D confirman las principales características estructurales obtenidas a partir de la inversión 3-D presentada por Gómez-Cabrera (1993) (Fig. 25).

Los modelos gravimétricos de los perfiles G_1 y G_3 estuvieron apoyados por los resultados geoelectricos de los perfiles E_1 y E_3 respectivamente. Esto es de

acuerdo a las correlaciones establecidas entre los resultados geoelectrónicos obtenidos en el perfil E₂ y la información geoelectrónica y litológica de los pozos de la batería de Santa Catarina.

Además fué posible detallar la forma del basamento de la subcuenca, indicando una diferencia menor, que la observada en los modelos 3-D, entre los espesores máximos del relleno sedimentario de las dos porciones que divide el alto estructural del volcán Xico. La estructura sub-superficial de la subcuenca de Chalco plantea la existencia de un graben en su porción norte.

En profundidad se manifiesta un alto estructural localizado en la porción Sur. La diferencia en el espesor del relleno sedimentario hacia el Sur de esta depresión E-W pudiera implicar una subsidencia diferencial. La porción Este y Oeste de la subcuenca de Chalco se comunican en un nivel intermedio de esta depresión.

La falla que delimita la depresión en forma de semi-graben E-W pudiera ser la continuación de una serie de fallas E-W mapeadas en los límites de la Sierra de Nevada.

Se estimaron, a partir de los modelos gravimétricos, los volúmenes de material contenido en las dos unidades principales del acuífero, presentado una posibilidad de aplicación de los modelos 2-D determinados. A partir de los registros eléctricos de pozos y de la información geoquímica se determinaron los valores de porosidad, tanto para los depósitos areno-arcilloso como para las rocas volcánicas fracturadas.

Fue posible estimar además los volúmenes de fluido contenido en las dos unidades fundamentales que conforman el acuífero. Cabe señalar que estos valores deben ser considerados poco precisos y su utilización debe estar limitada solo a observaciones preliminales de este parámetro.

Se recomienda, para la estimación más precisa de los volúmenes de rocas en el acuífero, procesar un número mayor de perfiles gravimétricos NNE-SSW. Además, se recomienda, de ser posible, utilizar mediciones directas de porosidad de las unidades principales del acuífero o en su defecto, la información brindada por el análisis del agua proveniente de los niveles inferiores del acuífero (rocas volcánicas fracturadas) y una mayor información sobre las propiedades físicas (grado de cementación, friabilidad, etc) de las unidades principales del acuífero.

Referencias

-Alatorre-Zamora, M. A. y Campos-Enríquez, J. O. (1991): La Primavera caldera (Mexico): Structure inferred from gravity and hydrogeological considerations, *Geophysics*, Vol. 56, N. 7, p. 999-1002.

-Ballina, L., H. R. (1982): Estudio gravimétrico de la zona geotérmica de Pathé, Hgo., Comisión Federal de Electricidad, México, (inédito).

-Bellia, S., Cusimano, G., González-Morán, T., Rodríguez, R. y Giuta, G. (1992): El Valle de México: consideraciones preliminares sobre los riesgos geológicos y análisis hidrogeológico de la cuenca de Chálco. Quaderni ILLA, Serie SCIENZA, N. 3, Roma, Italia.

-Benhumea-León, M. y A. Vázquez-Contreras (1988): Estudios Geofísicos del Valle de México, Comisión Federal de Electricidad, Departamento de Estudios Geofísicos. 60 pp.

-Bravo, H., Ponce, M. L., Suárez, R. G. y Zuñiga, R. (1988): Potencial Sísmico de México. Estudios sobre sismicidad en el valle de México, Departamento del Distrito Federal, México, D.F.

-Campos-Enríquez, J. O. (1982): Estudio de magnetometría terrestre en la zona geotérmica de Taxidó, Estados de Hidalgo y Querétaro, Comisión Federal de Electricidad, México (inédito).

-Campos-Enríquez, J. O. (1983): Estimación preliminar de la profundidad a la isoterma de curie en el área del proyecto geotérmico Taxidó, Estados de Hidalgo y Querétaro, Comisión Federal de Electricidad, México (inédito).

-Campos-Enríquez, J. O., Thomann, J. y Goupillot, J. (1983): Applications of two-dimensional spline functions to geophysics, *Geophysics*, Vol. 48, N. 9, p. 1269-1273.

-Campos-Enríquez, J. O., Rodríguez, M., Delgado-Rodríguez, O. y Milán, M. (1995): A contribution to the tectonics of the northern portion of the central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt (between the Querétaro Fracture Zone and Mezquital Valley), sometido a *Journal of Geophysical Research*.

-Cantagrel, J. M. y Robin, C. (1979): K-Ar dating on Eastern Mexican volcanic rocks - Relations between the andesitic and the alkaline provinces, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, N. 5, p. 99-114.

-Carrasco-Núñez, G. (1988): Geología y Petrología de los Campos Volcánicos de Los Azufres (Mich.) , Amealco y El Zamorano (Qro.) , M. Eng. Thesis, UNAM, México, 157 pp.

-Chouteau, M., S. Krivochieva, R. Rodríguez Castillo, T. González Morán y V. Jouanne (1994): Study of the Santa Catarina aquifer system (Mexico basin) using magnetotelluric soundings. *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 31, p. 85-106.

-Danko, J. y Pavón-Azze A. (1969): Geoelectricidad I, Ed. CUJAE, La Habana, p. 159-256.

-De Anda, J. F. (1956): El campo de energía geotérmica en Pathé, Estado de Hidalgo, México. *Vulcanología del Cenozoico*, tomo II, XX Congr. Geol. Int. México (1957), p. 257-283.

-Engdahl, R. y Richter, W. A. (1988): Seismicity map of North America, Continental scale Map-004, Geol. Soc. Amer., Boulder, Colorado.

-Ferrari, L., Garduño-Monroy, V. H., Pasquarè, G. y Tibaldi, A. (1991): Geology of Los Azufres caldera, México, and its relationship with regional tectonics. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 47, p. 129-148.

-Ferrari, L., Garduño-Monroy, V. H., Pasquarè, G. y Tibaldi, A. (1994a): Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present, *Geofis. Intern.*, Vol. 33, N. 1, P. 91-105.

-Ferrari, L., Garduño-Monroy, V.H., Innocenti, F., Manetti, P., Pasquarè, G. y Vaggelli, G. (1994b): A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Querétaro, *Geofis. Intern.*, Vol. 33, N. 1, p. 107-123.

-Figueroa, J. (1970): Catálogo de sismos ocurridos en la República Mexicana, Series del Instituto de Ingeniería, UNAM, México, N. 272.

-Fries (1966): Geología del Edo. de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México, UNAM, Inst. de Geol., Vol. 112, p. 171-190.

-Garduño-Monroy, V.H. (1988): La caldera de los Azufres y su relación con el sistema regional E-W, *Geotermia, Rev. Mex. Geoenergía*, Vol. 4, p. 49-61.

-Gómez-Cabrera, P. T. (1993): Modelación de cuencas sedimentarias mediante un proceso de inversión gravimétrica en el dominio de Fourier, Tesis de Grado de Maestría, DEPMI-UNAM, 97 pp.

-González-Morán, T. (1992): Estudio hidrogeofísico de la subcuenca de Chalco; evaluación de impacto ambiental del basurero de Santa Catarina. Tesis Doctoral, IGF-UNAM, 275 pp.

-Gupta, V. K. y Ramani, N. (1980): Some aspects of regional-residual separation of gravity anomalies in Precambrian terrain, *Geophysics*, Vol. 45, p. 1412-1426.

-Gutierrez, J. (1989): Modelo gravimétrico geológico-estructural de la Subcuenca de Chalco. Tesis Profesional. Facultad de Ingeniería. UNAM.

-Henry, Ch.D y Aranda-Gómez, V. V. (1992): The real southern Basin and Range: Mid-to-Late Cenozoic extension in Mexico, *Geology*, Vol. 20, p. 701-704.

-Hernández-Moedano, G. y Grogüel (1954): Levantamiento gravimétrico en el valle de México, Technical report, INIC, 30 pp.

-Hildenbrand, T. G. (1983): FFTFIL: a filtering program based on a two-dimensional Fourier analysis of geophysical data. Open-File Rep.: 83-237, U.S. Geol. Surv.

-Huestis, S. P. y Ander, M. E. (1983): IDB2-A Fortran program for computing external bounds in gravity data interpretations, *Geophysics*, Vol. 48, N. 7, p. 999-1010.

-Huizar, A. R. (1989): Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la plaine de Chalco-Amecameca et son bassin versant (Mexique), Diplome de Docteur de l'Université de Bensaçon, France, 160 pp.

-Huizar, A. R. (1993): Simulación matemática del sistema acuífero de Chalco-Amecameca, México, *Geofís. Intern.*, Vol. 32, N. 1, p. 57-79.

-INTERPEX (1992): RESIX plus: Resistivity Data Interpretation Software. User Manual, Golden, Co.

-Johnson, C. A. y Harrison, C. G. A. (1990): Neotectonics in central México, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64, p.187-210.

-Keller, G. V. y Frischknecht, F. C. (1966): *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*. Ed. Rev., La Habana, p. 16-36.

-Koefoed, O. (1979): *Geosounding principles I*. Ed. Elseiver, 276 pp.

-López-Ramos, A. (1976): *Geología de México*, Tomo III. 2ª Edición.

- Lozano-García, M. S., Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda, M. y Urrutia-Fucugauchi, J. (1993): Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of Chalco Lake, Central México, *Quaternary Research*, Vol. 40.
- Milán, M. y Carrasco-Núñez, G. (1988): Las calderas de Huichapan y Amealco: Similitudes y diferencias, IX Conv. Nal., Resúmenes, p.58-59.
- Milán, M. y Herrera-F, J.J. (1987): Aspectos geológicos importantes de la exploración geotérmica del campo de Pathé, Estados de Hidalgo y Querétaro, *Geotermía, Rev. Mex. Geoenergía*, Vol. 3, p. 31-39.
- Milán, M., Carrasco-Núñez, G. y Verma, S.P. (1987): Geología y geoquímica de la caldera de Huichapan. Memorias 50 Aniversario de la creación de la carrera de Geología en la UNAM, Facultad de Ingeniería, UNAM, pp.66 (resumen).
- Milán, M., Yañez, C., Navarro-I, I., Verma, S.P. y Carrasco-Núñez, G. (1993): Geología y geoquímica de elementos mayores de la caldera de Huichapan, México, *Geofís. Intern.*, Vol. 32 N. 2, p.261-276.
- Mooser, F. (1975): Historia geológica de la Cuenca de México, Memorias Obras Sistema Drenaje Prof. del Distrito Federal, México D. F., Depto del D. F., T. I, p. 7-38.
- Morán Zenteno, D. J. (1984): Geología de la República Mexicana. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, Facultad de Ingeniería, UNAM, 88 pp.
- Nichols, R.C (1970): The geology and geochemistry of the Pathe geothermal zone, Hidalgo, Mexico, ph. D. Thesis, the University of Oklahoma, Graduate School, 116 pp.
- Oldenburg, D. W. (1974): The inversion and interpretation of gravity anomalies, *Geophysics*, Vol. 39, p. 526-536.
- O'Neil, D. J. (1975): Improved linear filter coefficients for application in apparent resistivity computations, *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.*, Vol. 6, p. 104-109.
- Orellana, E. (1982): Prospección geoelectrica en corriente continúa, Ed. Paraninfo, Madrid, 579 pp.
- Orellana, E. y Mooney, H. M. (1966): Master tables and curves for electrical soundings over layered structures. Ed. Interciencia, Madrid, Spain.

- Ortega-Guerrero, A., John A. Cherry y David L. Rudolph (1993): Large-scale aquitard consolidation near Mexico city. *Ground Water*, Vol. 31, N. 5, p. 708-718.
- Parker, R. L. (1974): Best bounds on density and depth from gravity data. *Geophysics*, Vol. 39, N. 5, p. 644-649.
- Pasquarè, G., Vezzoli, L. y Zanchi, A. (1987): Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt, *Geofis. Intern.*, Vol. 26, p. 159-176.
- Pasquarè, G., Garduño, V. H., Tibaldi, A. y Ferrari, M. (1988): Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt, *Tectonophysics*, Vol. 146, p. 355-364.
- Pasquarè, G., Ferrari, L., Garduño, V. H., Tibaldi, A. y Vezzoli, L. (1991): Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacán. *Geol. Soc. AM., Map and Chart series, Mch 072*, 20 pp.
- Pérez-Cruz, G. A. (1988): Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México. *DEPFI-UNAM*, 83 pp.
- Proyecto Texcoco (1969): Memoria de los trabajos realizados en el Ex-lago de Texcoco. *Sria de Hda. y Cred. Púb., México*, 215 pp.
- Rodríguez-Castillo, R. y C. Ochoa A. (1989): Estudios geoelectricos del sistema acuífero de la cuenca de México. *Geofis. Intern.*, Vol. 28, N. 2, p. 191-205.
- Rodríguez-Castillo, R. y G. P. Díaz (1986): Perfiles al Sur del Valle de México. *Reporte Técnico iL*, 279 pp., *IGF-UNAM, CAVM-SARH, México, D.F.*
- Rodríguez-Castillo, R. y F. Lara-Guerrero (1988): Proposal on the hydrodynamical behavior of the Sta. Catarina aquifer system, D.F. Mexico: Geoelectrical-Hydrogeological analysis. *Revista Geofísica*, N. 28, p. 193-202.
- Rodríguez-Castillo, R. y T. González-Morán (1989): Comportamiento hidrodinámico del sistema acuífero de la subcuenca de Chalco, México. *Geofis. Intern.*, Vol. 28, N. 2, p. 207-217.
- Sánchez-Rubio, G. (1978): The Amealco caldera. *Geol. Soc. Am., Abstr. Prog.*, 10, p. 145-145 (resumen).
- Sánchez-Rubio, G. (1983): Cenozoic Volcanism in Toluca-Amealco región, central México. *M.Sc. Thesis, Imperial college of Science and Technology, Univ. of London, U.K.*, 275 pp.

- Segerstrom, K. (1961): Geología del sureste del Estado de Hidalgo y del Noroeste del Estado de México, Bol. Asoc. Mex. de Geol. Petrol., Vol. XIII, 3-4, p. 147-168.
- Siebe, C., Komorowski, J.C y Sheridan, M. F. (1992): Morphology and emplacement of an unusual debris-avalanche deposit at Jocotitlán volcano, central México, Bulletin of Volcanology, 54, p. 573-589.
- Suárez, G. y Ponce, L. (1986): Intraplate seismicity and crustal deformation in Central Mexico, EOS, 67, Nov. 4, 1986.
- Suter, M., Carrillo-M., M. y López-M., M. (1992): Active faults in the Trans-Mexican Volcanic Belt - The Aljibes Half-graben structure, kinematics and seismic hazard estimate, GEOS, Bol. Unión Geofís. Mex., Vol. 12, N. 5, p. 12-12 (abstract).
- Talwani, M., Worzel, L. y Landisman, M. (1959): Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with applications to the Mendocine submarine fracture zone, Journal of Geophysical Research, Vol. 64, N. 1, p. 49-59.
- Tejero-Andrade, A., Sánchez-León, R. y González-Villavaso, P. (1987): Interpretación iterativa de sondeos, Geotermia, Rev. Mex. Geoenergía, Vol. 3, p. 155-169.
- Urrutia-Fucugauchi, J., S. Lozano-García, B. Ortega-Guerrero, M. Caballero-Miranda, R. Hansen, H. Böhnell and J. F. W. Negendank (1994): Paleomagnetic and Paleoenvironmental studies in the southern basin of Mexico-I. Volcanosedimentary sequence and basin structure of Chalco lake. Geofís. Intern., Vol. 33, N. 3, p. 421-430.
- Urrutia-Fucugauchi, J., S. Lozano-García, B. Ortega-Guerrero y M. Caballero-Miranda (1995): Paleomagnetic and Paleoenvironmental studies in the southern basin of Mexico-II. Late Pleistocene - Holocene Chalco lacustrine record. Geofís. Intern., Vol. 34, N. 1, p. 33-53.
- Vázquez-Sánchez, E. y R. Jaime Palomera (1989): Geología de la Cuenca de México. Geofísica Internacional, Vol. 28, N. 2, p. 133-190.
- Venegas, S., Herrera, J. J. y Maciel, F. R. (1985): Algunas características de la Faja Volcánica Mexicana y de sus recursos geotérmicos, Geofís. Intern., Vol. 24, N. 1, p. 47-83.
- Verma, S.P., Carrasco-Núñez, G. y Milán, M. (1991): Geology and geochemistry of Ameculco caldera, Qro., Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 47, p. 105-127.

-Wilson, B. W., Hernández, J. P. y Meave, E. (1955): Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del Estado de Querétaro, Sociedad Geológica Mexicana Boletín, 18, p. 1-10.

-Yañez, G. (1984): Exploración geológica de la Caldera de Huichapan, Estado de Hidalgo, Soc. Geo. Mex., VII Conv. Nal., p. 171-171(abstract).