



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

“MODELO GRAVIMETRICO GEOLOGICO-ESTRUCTURAL  
DE LA SUBCUENCA DE CHALCO”

RECIBIDO EN

**T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE  
**ING. GEOFISICO**

PRESENTA :

**JOSE DEL C. GUTIERREZ HERNANDEZ**

MEXICO, D. F.

1989

FALLA DE ORIGEN



## **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.

## RESUMEN

En los últimos años se han realizado una serie de estudios en la Cuenca de México, con el objeto de tener un mejor conocimiento del subsuelo y de la hidrodinámica del sistema acuífero para planificar la gran demanda de suministro de agua de las grandes poblaciones, por lo que este trabajo pretende contribuir con un granito de arena para el conocimiento de la Subcuenca de Chalco. En este trabajo se presenta un modelo geológico del subsuelo de la zona de estudio, de acuerdo a la información geofísica analizada y la modelación gravimétrica en 3 dimensiones. El modelo presenta básicamente 3 unidades que se correlacionan con:

La unidad de material lacustre, constituida principalmente por arcillas e intercalaciones de arena y con una densidad promedio de  $1.60 \text{ gr/cm}^3$ .

La unidad volcánica superior, compuesta esencialmente por tobas, conglomerados y algunas brechas, con coladas de basalto, y una densidad de  $2.10 \text{ gr/cm}^3$ .

La unidad volcánica inferior, constituida principalmente por basaltos y algunos piroclastos, de densidad  $2.50 \text{ gr/cm}^3$ .

La modelación gravimétrica, se realizó con una aproximación de prismas rectangulares, utilizando un programa de computadora.

## CONTENIDO

	Pag. No.
RESUMEN	1
CONTENIDO	11
<b>I INTRODUCCION</b>	
I.1 Antecedentes	1
I.2 Objetivos	2
<b>II DESCRIPCION DEL AREA</b>	
II.1 Localización	3
II.2 Fisiografía	3
II.3 Vías de Comunicación	6
II.4 Clima y Vegetación	6
<b>III GEOLOGIA</b>	
III.1 Geología Regional	8
III.2 Estratigrafía	10
III.3 Geomorfología	18
III.4 Tectónica	19
III.5 Geología estructural	20
<b>IV GEOFISICA</b>	
IV.1 Fundamentos Teóricos	24
IV.2 Efecto de Rotación y Achatamiento de la Tierra	27
IV.3 Potencial Grávímétrico	28
IV.4 Densidad	29
IV.5 Corrección de los Datos Grávímétricos	30
IV.5.1 Corrección de Aire Libre	30

IV.5.1 Corrección de Bouguer	30
IV.5.2 Corrección Topográfica	32
IV.6 Anomalia de Bouguer	33
IV.7 Anomalia Regional y Residual	33
<b>V MODELACION</b>	
V.1 Trabajos Previos	37
V.2 Información en la Zona de Estudio	39
V.3 Elección de los parámetros del modelo	40
V.4 Información Gravimétrica	43
V.5 Interpretación Gravimétrica	45
V.5.1 Modelación Bidimensional	47
V.5.2 Modelación Tridimensional	48
<b>CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b>	58
<b>BIBLIOGRAFIA</b>	61
<b>APÉNDICE I DESARROLLO MATEMATICO DEL MODELO BIDIMENSIONAL</b>	
<b>APÉNDICE II DESARROLLO MATEMATICO DEL MODELO TRIDIMENSIONAL</b>	
<b>APÉNDICE III COORDENADAS DE LOCALIZACION DE LOS PRISMAS</b>	

## CAPÍTULO I

### INTRODUCCION

El constante crecimiento demográfico en las grandes urbes y en especial la Cd. de México, ha propiciado grandes problemas por el suministro de agua, ya que cada vez se tiene que traer de más lejos y como consecuencia la búsqueda de nuevos acuíferos en la Cuenca de México, que sirvan de fuentes de abastecimiento de agua a las poblaciones. Este hecho ha originado una serie de estudios con la finalidad de obtener un mejor conocimiento, tanto del subsuelo como de la hidrodinámica del sistema acuífero de la Cuenca de México. El conocimiento de esta información es importante en la toma de decisión y explotación de los nuevos suministros de agua, así como la planeación de los ya existentes en la región.

#### I.1 ANTECEDENTES

En la Cuenca de México se han realizado muy pocos estudios geofísicos, entre los cuales destacan el levantamiento gravimétrico efectuado en 1953, por la compañía Servicios Geofísicos (Marsal y Mazari, 1959), los levantamientos de gravimetría, magnetometría y sísmica de refracción realizados por la Secretaría Hacienda y Crédito

Público (SHCP), en 1969 como apoyo al proyecto Taxaco, los levantamientos geoelectricos de resistividad realizados por el Instituto de Geofísica de la UNAM (IGF.) en 1985 en la zona de Chalco y recientemente en los años de 1986 y 1987 los levantamientos geoelectricos de resistividad, sismológico de reflexión y la perforación de 4 pozos profundos de sondeo estratigráfico, efectuados por la CFE y PEMEX, con el objetivo de conocer mejor la estructura y composición del subsuelo profundo de la Ciudad, como consecuencia de los daños ocasionados por los sismos de septiembre de 1985 en la Ciudad de México.

## 1.2 OBJETIVO

El objetivo de esta tesis es tratar de contribuir al conocimiento, de un área densamente poblada, carente de servicios y con muchas necesidades de suministro de agua, localizada al Sur de la Cuenca de México (subcuenca de Chalco), mediante el establecimiento de un esquema geológico de las formaciones del subsuelo, a partir del análisis de información geofísica y la modelación de información gravimétrica en 3 dimensiones.

## CAPITULO II

### DESCRIPCION DEL AREA

El área de estudio se encuentra ubicada en la parte Sur de la Cuenca de México, en la zona denominada subcuenca de Chalco, cubre una superficie de  $117 \text{ km}^2$ , que abarca casi toda la subcuenca y con una altura promedio de 2240 m.s.n.m.

#### II.1 LOCALIZACION

La zona de estudio se localiza al Sureste de la Cd. de México, dentro del Estado de México, cerca de los límites con los Estados de Puebla y Morelos. Comprende los poblados de San Pedro Tláhuac, Chalco y alrededores.

El área queda enmarcada entre los paralelos  $19^{\circ}15'$  y  $19^{\circ}19'$  de latitud Norte y los meridianos  $98^{\circ}55'$  y  $99^{\circ}01'$  de longitud Oeste; su límite, al Norte es la Sierra de Santa Catarina y el volcán la Caldera, al Sur la Sierra de Chichinautzin, al Este el Cerro de Tiapacoya y el poblado de Chalco, y al Oeste el poblado de Tláhuac. (Fig. 1)

#### II.2 FISIOGRAFIA

La región estudiada forma parte de la subprovincia fisiográfica denominada Subcuenca de Chalco que pertenece a la provincia del Eje Neovolcánico Transmexicano



(Demant, 1976). El Eje Neovolcánico Transmexicano (ENT) es una extensión alargada que cruza el territorio nacional a la altura del paralelo 19° de latitud Norte, con una altura promedio superior a los 2300 m. sobre el nivel del mar (Mooser, 1975). Esta situada en la parte Sur de la Mesa Central (Ordoñez, 1946) y esta compuesta principalmente de material volcánico de carácter lávico y piroclástico, predominando el tipo andesítico. La altura sobre el nivel del mar del ENT está formada principalmente por los productos de las emisiones que se han venido sucediendo a través de profundas y anchas fracturas evidenciadas por los alineamientos de los elementos volcánicos, así como los diferentes sistemas hidrológicos que permiten dar una idea muy completa de los bloques y fosas mayores que la forman (Lorenzo, 1986).

El ENT tuvo su origen en el Cenozoico superior, conformando una gran faja volcánica derivada de emisiones de aparatos volcánicos, de los cuales sobresalen entre otros el Pico de Orizaba, Popocatepetl, Iztaccihuatl, Nevado de Toluca y Nevado de Colima, constituidos primordialmente de emisiones alternas de derrames lávicos y productos piroclásticos, conformando los grandes estratovolcanes. Esta estructuras están acompañadas de otras más pequeñas, tales como conos cineríticos distribuidos a todo lo largo de dicha

estructura.

### II.3 VIAS DE COMUNICACION

La parte Norte del área esta comunicada por la autopista 190, México-Puebla, en tanto que la carretera federal 115 atraviesa la zona de NW a SE comunicando diversos poblados, y a partir de la cual se derivan un gran número de caminos vecinales que enlazan otros poblados menores.

La comunicación por vía aérea es nula, debido a la cercanía con la Cd. de México.

El ferrocarril México-Cuautla cruza la parte media del área en dirección NW-SE, aunque no se encuentra ninguna estación cercana.

En cuanto a la comunicación por vía telefónica, telegráfica y correo, solo las poblaciones de mayor importancia cuentan con estos servicios.

### II.4 CLIMA Y VEGETACION

En base al sistema de clasificación climática de W. Köppen, modificada por Enriqueta García (1988) y adaptada a la República Mexicana, se tiene un clima subhúmedo templado cuya clasificación es: C(W<sub>0</sub>)(W)b(1'), donde:

C(W<sub>0</sub>)- El régimen de los temporales subhúmedos con lluvias en verano, con un coeficiente P/T < 43.2.

(W)- Régimen de lluvias de verano; con un porcentaje de lluvias invernal entre 5 y 10.2 % de la total anual.

(b)- Verano largo y fresco, con temperatura media del mes más caliente entre 19 y 22 °C.

(1')- Con poca oscilación entre 5 y 7 °C.

La temperatura media anual varía entre 12 y 16 °C, con una máxima de 25.5 y una mínima de 6.9 °C. La precipitación media anual varía entre 600 y 900 mm.

El clima se torna más frío y húmedo hacia las partes altas de las sierras.

Debido a este régimen térmico se encuentran asociados a él, comunidades vegetativas tales como: encinos, maguey, nopal y bisnaga. También se encuentran cultivos de maíz, frijol, calabaza, cebada, alfalfa, pastos y otros.

## CAPITULO III

### GEOLOGIA

#### III.1 GEOLOGIA REGIONAL

Derivados de los diferentes eventos geológicos, en distintas épocas, en la parte sur de la Cuenca de México, se encuentran rocas de origen ígneo, sedimentos volcanoclásticos y suelos aluviales (Mooser, 1956). (Fig. 2)

En la Subcuenca de Chalco se encuentran lavas, tobas y cenizas interestratificadas de composición andesítica y basáltica, de edad Mioceno y Plioceno, que constituyen, en su parte Norte la sierra de Santa Catarina (Rodríguez, 1987). Pertenece a esta Sierra el volcán La Caldera, el cual es una prominente estructura que se eleva directamente del antiguo lago, y está constituido por material piroclástico, con muchas características de los anillos de tefra. En el cerro de Tlapaceya se encuentran las rocas más antiguas de la región, que consisten principalmente de derrames andesítico-dacítico del Terciario y que están cubiertas por sedimentos lacustres y piroclastos (Rodríguez y González, 1989).

La sierra de Chichinautzin, localizada al Sur, esta constituida por un conjunto de derrames de lavas de composición variable (de basáltica hasta dacítica y

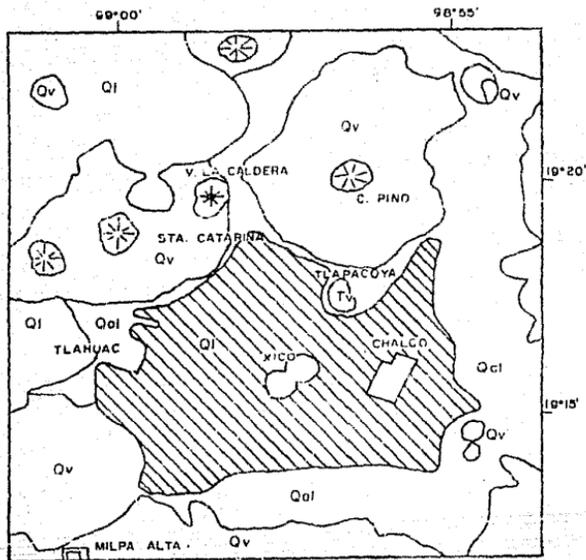


Fig. 2 Mapa Geológico Regional  
 (Tomado de Rodríguez y González, 1989)



EXPLICACION

- |   |  |     |   |
|---|--|-----|---|
| D<br>E<br>P<br>O<br>S<br>I<br>T<br>O<br>S | C<br>U<br>L<br>T<br>U<br>R<br>A<br>L<br>I<br>D<br>A<br>D | Ql  | Depósito lacustre   |
|   |  | Qal | Aluvión alrededor de zonas lacustres  |
|   |  | Qv  | Lavas, cenizas y depósitos epiclásticos de composición basáltica o basáltico-andesítica |
|   |  | Tv  | Derrames de lava de composición andesítica-dacítica                                     |
- Rocas del Terciario

riclítica), y tobas con material piroclástico asociado. Estos materiales se identifican como del Plioceno (Rodríguez, 1987).

Al Este se localiza la sierra Nevada, la cual esta constituida por series volcánicas andesíticas no diferenciables, correspondiendo a capas de material volcanoclástico, formadas principalmente por lahares (Lorenzo, 1986). También se encuentran lavas dacíticas y andesíticas, así como lavas y cenizas interdigitadas de composición dacítica y andesítica de edad Oligoceno-Mioceno (Schlaepfer, 1968).

Al Oeste y al Centro del área se encuentran sedimentos lacustres, formados por material arcilloso con contenido variable de sales y numerosas intercalaciones de cenizas, tobas y brechas. Este material se identifica como de edad reciente (Lorenzo, 1986). Dentro del área cubierta por el antiguo lago de Chalco se encuentra el volcán Xico, que es un anillo de tefra de 100 m. de altura y 1500 m. de diámetro, resultado de la interacción del magma basáltico con agua. Esta estructura se encuentra fusionada con otra semejante llamada Xico viejo (Francis and Thorpe, 1974).

### III.2 ESTRATIGRAFIA

A continuación se presenta la descripción del marco estratigráfico de la Cuenca de México, basado en estudios de

geología superficial (Hooser, 1975; Schiapfer, 1966) y a la información de los pozos perforados en diferentes localidades, dentro de la Cuenca.

De acuerdo a lo anterior se pone de manifiesto que la distribución y litología de las rocas del subsuelo es muy diversa, y con una edad que oscila del Cretácico Superior al Reciente (De Cserna et al, 1987). (Fig. 3)

#### Depósitos del Cretácico Superior (Ks).

Este periodo esta representado por la formación Cuautla (Fries, 1960), del Turoniano, que consiste en calizas de color gris claro en estratos medianos a grueso con desarrollo de montículos arrecifales de rudistas y su espesor máximo al Sur de la Cuenca alcanza 750 m., a diferencia de la parte Norte donde alcanza unos 200 m. También esta incluida la formación Mexcala (Fries, 1960) del Conaciano-Santoniano y que corresponde a una secuencia rítmica de turbiditas (areniscas de tipo grauvaca) interestratificados con limonitas y lutitas. El espesor máximo de esta formación es de unos 1000 m. y constituye una secuencia de flysch (De Cserna et al, 1987).

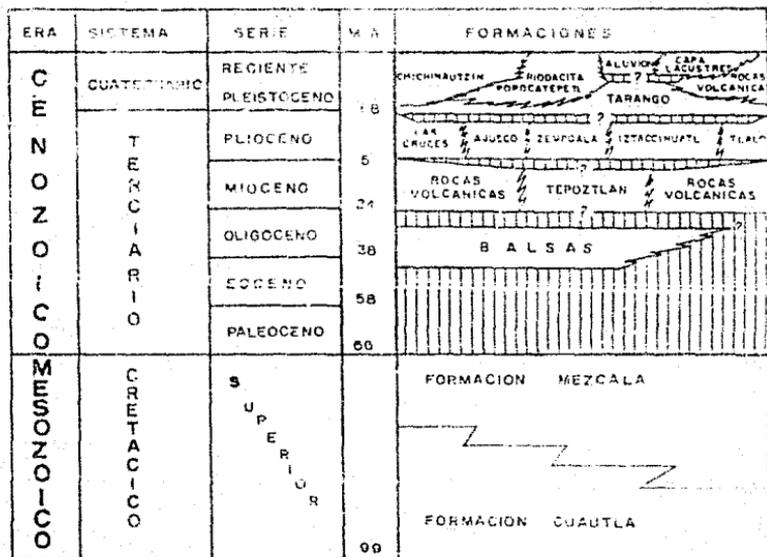


Fig. 3 Columna Estratigáfica de la Cuenca de México

(C. J. Schlapfer, 1968)

## Depósitos Clásticos Continentales del Terciario

### Inferior (Iic).

El conjunto de estos depósitos constituye una secuencia post-orogénica (molasa) continental, que se acumuló en áreas estructuralmente bajas, después del plegamiento de las rocas Mesozoicas marinas. Hacia la parte media de la Cuenca, los depósitos tienen una edad Paleocénica-Eocénica. Consisten en conglomerados cuyos clastos, predominantemente están constituidos por calizas Cretácicas; no obstante, pueden estar constituidos por areniscas o rocas metamórficas, dependiendo de la naturaleza del terreno de donde se derivaron estos clastos. Junto con el conglomerado, generalmente se presentan areniscas, arcosas, limolitas y hasta lutitas, cuyos colores pueden variar desde rojo hasta amarillo y gris verdoso.

Estos depósitos clásticos en algunas áreas se presentan interestratificados con rocas volcánicas o contienen pequeños cuerpos intrusivos, la composición de estas rocas ígneas es andesítica, aunque también están presentes basaltos, diabasas y hasta riolitas.

El material continental y las rocas volcánicas del Terciario Inferior se ha denominado formación Balsas (Fries, 1960) hacia el sur de la Cuenca.

De acuerdo a la información del pozo Texcoco 1 (Hacienda

y Crédito Público, 1969; se tiene unos 600 m. de la Formación Balsas, constituida por conglomerado calizo cubierto por limolitas rojas con intercalaciones de tobas (Schlaepfer, 1968).

#### Rocas Volcánicas Terciarias (T<sub>v</sub>).

En este periodo quedan incluidos todos los productos volcánicos de la región cuya edad se considera como Oligocénica-Miocénica y su composición es predominantemente andesítica a dacítica y hasta riolacita (De Cserna et al, 1987).

Forman parte de estas rocas la formación Tepoztlán y Andesita Buenavista (Fries, 1960), que consisten en tobas, lahares y derrames de lavas cuya composición varía de basalto a latita cuarcífera con predominio de la andesita. Estos depósitos varían en espesor, desde unos 200 a 700 m. y sus edades se establecieron con base en sus posiciones estratigráficas.

Dentro de la Cuenca de México existen afloramientos de tobas, brechas y complejos volcánicos profundamente erosionados, situados en la sierra de Xochitepec, en algunas partes de la sierra de Guadalupe, así como en varios sitios, sobre la vertiente Nororiental de la sierra del Ajusco y en los cerros de Tlapacoya y Coatepec, pertenecientes al Mioceno (Mooser, 1975) y de composición que varía desde

andesitas basálticas e traquiandesita y dacitas. Se le ha denominado Serie Volcánica Xochitepec (Fries, 1956). En el pozo Texcoco 1 se atravesó un espesor de 623 m. de rocas correspondientes al Terciario Medio.

#### Depósitos Plio-Cuaternarios.

Las rocas incluidas en este periodo se dividen en dos grupos, correspondiendo uno, a rocas netamente volcánicas (TQv), y el otro a rocas volcánicas epiclásticas (TQc). Tanto las rocas netamente volcánicas, como las epiclásticas, en las partes nororiental y septentrional de la Cuenca y sus alrededores, probablemente representan al Plio-Pleistoceno, mientras que en las partes Occidental y Suroriental al Pleistoceno-Holoceno (De Cserna et al, 1987).

Dentro de las rocas volcánicas (TQv) se encuentra la formación Tarango (Bryan, 1948), que esta ampliamente distribuida en la parte Occidental de la Cuenca de México. Consiste de tobas, aglomerados, grava volcánica de origen fluvial y capas delgadas de pómez de edad Pleistoceno. En el pozo Texcoco 1 se atravesó un intervalo de 325m. En cambio en la sierra que separa la Cuenca de México del Valle de Toluca, formada por las sierras de las Cruces, del Ajusco y Zempoala, se presentan rocas andesíticas y dacíticas que cubren rocas andesíticas del terciario Medio profundamente erosionadas. La sierra de las Cruces, está formada por rocas

dacíticas del Mioceno Superior - plioceno (Mooser, 1966b, Schlaepfer, 1968) cuyo espesor es aproximadamente 600 m.. Estas rocas dacíticas se presentan como derrames de lava, derrames de piroclásticos y lahares.

#### Depósitos Cuaternarios.

Estos depósitos se dividen en tres, una de estas divisiones corresponde a rocas volcánicas, mientras que las otras dos a depósitos sedimentarios clásticos. Los depósitos Cuaternarios cubren una topografía disecada que permite inferir que, después de la acumulación de los depósitos Plio-Cuaternarios, la región de la Cuenca de México sufrió una erosión que perduró probablemente durante un lapso importante del Pleistoceno (De Cserna et al, 1987).

El vulcanismo del Pleistoceno y Holoceno de la comarca de la Cuenca ha sido de tipo monogenético, formado por centenares de conos cineríticos, unos cuantos domos volcánicos y derrames de lavas asociados. Las rocas resultado de esta actividad volcánica se clasifican como andesitas o andesitas basálticas (Nogendank, 1972). Los volcanes Iztaccihuatl y Popocatepetl son las únicas estructuras que no son de origen monogenético. Estas rocas cubren la sierra de Chichinautzin, dando origen a la formación Chichinautzin (Frtes, 1960). Las rocas de esta

formación cubren en forma discordante unidades estratigráficas, indistintamente desde cretácicas marinas hasta cuaternarias lacustres. Debido a la actividad volcánica durante el Cuaternario Superior se formó en la parte Sur la sierra de Chichinautzin, que provocó el cierre de la Cuenca de México, y como consecuencia de este cierre se formaron varios lagos someros, como el de Chalco y Xochimilco y que posteriormente se azolvieron (Lorenzo, 1986).

Los materiales aluviales que circundan los vasos de los antiguos lagos de la Cuenca de México, consisten en su parte inferior de material aluvial y lahérico retrabajado en forma de gravas, provenientes de depósitos Plio-Cuaternarios. Estas gravas están cubiertas, interstratificadas o interdigitadas con tobas eólicas y aluviales y brechas de pómez que cambian lateralmente a arenas, arenas limosas y arcillas volcánicas (Zeevaert, 1951). En el pozo Texcoco 1 se identificaron estos depósitos debajo de otros netamente lacustres, entre 53 y 180 m.

Los depósitos lacustres, consisten en arcillas desarrolladas a partir de tobas y cenizas volcánicas, acumuladas en aguas tranquilas. Estas arcillas localmente contienen lentes de turba. En el pozo Texcoco 1 se atravesó un espesor de 53 m.

### III.3 GEOMORFOLOGIA

Hacia la porción Centro-oriental del ENT se localiza la Cuenca de México; una estructura geomorfológica con límites espaciales precisos, rodeada por todos lados por conjunto de montañas jóvenes y antiguas.

La geomorfología de la parte Sur de la Cuenca de México esta representada por un paisaje de cerros y conos volcánicos de tipo cinerítico, estratovolcanes y coladas de lavas andesíticas y andesítico-basálticas, todas ellas afectadas por erosión reciente (Lorenzo, 1986).

En los cerros más antiguos, la topografía se observa con pendientes suavizadas, pero no se excluyen las barrancas y zonas escarpadas de construcción volcánica o fluvial, o los perfiles simétricos de los conos cineríticos que se confunden en las partes bajas con las zonas planas de antiguos fondos lacustres y planicies aluviales, formadas por sedimentos de origen principalmente volcánico, aunque presentan material orgánico, va sea mezclado o interestratificado en capas (Lorenzo, 1986).

Entre las laderas montañosas y la planicie de origen lacustre se extienden mantos de acumulación volcánica y de acarreo, formando una piedemonte irregular en su extensión y composición (Lugo, 1984).

Los suelos que cubren las áreas circundantes al cerro de Tlapacoya son muy jóvenes; están en proceso de desarrollo y

son de origen lacustre o de depósitos aluviales que en la actualidad muestran un alto contenido de sales. Sin embargo también se presentan algunas zonas con material orgánico, dando origen a los suelos orgánicos característicos de regiones lacustres (Lorenzo, 1986).

#### III.4 TECTONICA

La formación de la actual Cuenca de México esta asociada a la actividad tectónica, volcánica y sedimentológica de diferentes eventos en distintas épocas.

Los mayores eventos tectónicos en esta zona ocurrieron durante el Cenozoico, caracterizándose por un extraordinario vulcanismo; desde el alto del pacifico oriental, zona de creación y expansión de la corteza marina, que en el Terciario inferior se situaba muy al Oeste del continente Americano, con rumbo N-S avanzaba una placa que se hundía muy cercana a la costa, produciendo una trinchera, la cual a su vez generaba fuerte vulcanismo de composición ríolítico en el continente, sobre todo en las partes Oeste y Sur de México (Mooser, 1975).

Simultáneamente la placa de Cocos, mucho más al Sur, también se hundía, generando el vulcanismo del Sur de México en el Mioceno, en el ENT (Mooser, 1975).

La Cuenca de México debe su formación al tectonismo y

vulcanismo de dos grandes fallas de fracturamiento profundo que la cortan (Mooser y Maldonado, 1961).

El alineamiento del Sur forma parte de la línea de Humboldt, que atraviesa el territorio desde el Golfo de México al Océano Pacífico, internándose en éste por más de 1000 km. El otro alineamiento es el Chapala-Acambay, caracterizado por numerosos conos volcánicos y por violentos y repetidos temblores y es considerado como un ramal de la fractura del mar de Cortés (Mooser, 1961). (Fig. 4)

### III.5 GEOLÓGIA ESTRUCTURAL

Es característico del ENT, el sistema básicamente ortogonal de fracturas que controlan el ascenso de los magmas dentro de la corteza terrestre y gobiernan la formación de bloques, los cuales se manifiestan como Horsts y Grabens. Los horsts lo constituyen las grandes elevaciones que circundan la cuenca y los grabens las grandes depresiones, las cuales han sido rellenadas al paso del tiempo.

Entre los rasgos estructurales más estables se encuentran:

- En el Norte de la Cuenca domina el fracturamiento de dirección ESE, mientras que en el centro, se observa el fracturamiento fundamental que origina el ENT (Lorenzo, 1986).

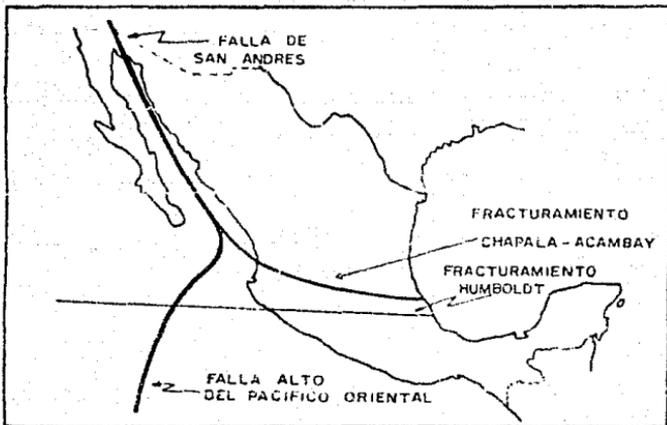


Fig. 4 Tectónica del Eje Neovolcánico Transmexicano  
(Mooser, 1963)

- El sistema de fracturamiento NE-SW y NW-SE, que se localiza en las Sierras de las Cruces, Zempoala, Nevada y Río Frio (Cortés, 1987).

- un sistema de 4 fallas en el área del cerro de Tlapacoya. Dos de las cuales son paralelas, con dirección NE-SW, formando una fosa (graben), la cual está afectada en el centro por la tercera, de dirección N-S; la cuarta falla es independiente a las anteriores y tiene una dirección NW-SE (Lorenzo, 1986). (Figura 5)



## CAPITULO IV

### GEOFISICA (GRAVIMETRIA)

#### IV.1 FUNDAMENTOS TEORICOS

La prospección gravimétrica, como la mayoría de los métodos geofísicos, aprovechan las variaciones de los campos de fuerzas naturales de la Tierra, y su relación con las propiedades físicas de los materiales. Así el método gravimétrico aprovecha la relación que existe entre las variaciones de la gravedad medida sobre la superficie de la Tierra y las estructuras geológicas en el subsuelo a través de la densidad de las rocas.

Los fundamentos matemáticos se desarrollaron a partir de la ley de Newton. Esta ley establece que dos partículas de masas  $m_1$  y  $m_2$ , de dimensiones muy pequeñas comparadas con la separación  $r$  de los centros de masa, se atraen con la fuerza  $F$  igual a:

$$F = \gamma \frac{m_1 m_2}{r^2} \dots\dots\dots (IV.1)$$

donde  $\gamma$  es la constante de gravitación universal es:

$$\gamma = 6.67 \times 10^{-8} \text{ [cm}^3\text{/gr. seg}^2\text{]}$$

Por otra parte, de la segunda ley de Newton  $F = m.a$ , se puede calcular la aceleración de una masa debido a la fuerza

de atracción, es decir

$$a = \frac{F}{m_2} \dots\dots\dots (IV.2)$$

sustituyendo el valor de F se tiene que:

$$a = \gamma \frac{m_1}{r^2} \dots\dots\dots (IV.3)$$

De acuerdo a lo anterior, un caso particular es la fuerza de atracción gravitacional (G), que ejerce la masa de la Tierra sobre los cuerpos que se encuentran sobre la superficie de la Tierra, y que se conoce como Gravedad

$$G = \gamma \frac{M_T m}{R^2} \dots\dots\dots (IV.4)$$

donde  $M_T$  = Masa de la Tierra

$R$  = Radio promedio

La aceleración que produce esta fuerza de gravedad sobre los cuerpos es:

$$g = \gamma \frac{m}{R^2} \dots\dots\dots (IV.5)$$

El valor promedio, sobre la unidad de masa de la aceleración de la gravedad es:

$$g = 980 \text{ [cm/seg}^2\text{]} \text{ ó [gal]}$$

La unidad práctica utilizada en la prospección es el miligal [mgal].

Cuando los cuerpos son de dimensiones considerables, se subdividen en elementos de masa, por lo que para obtener la

atracción total en un punto, se calcula la atracción de cada elemento de masa individualmente y al final se suman cada uno de estos efectos de atracción (Fig. 6).

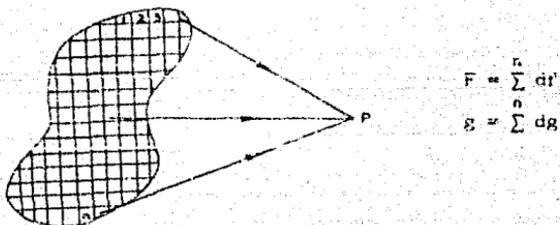
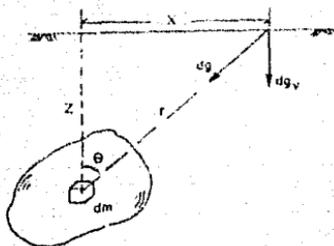


Fig. 6 Atracción de los elementos de masa de un cuerpo de dimensiones considerables, en un punto.

Además, como la aceleración de la gravedad por definición es vertical, de manera que para determinar los efectos que produce sobre la gravedad la presencia de cualquier masa, debe obtenerse la componente vertical (Fig. 7).



$$dg = \gamma \frac{dm}{r^2}$$

$$dg_v = \gamma \frac{dm}{r^2} \cos \theta$$

$$g_v = \gamma \sum \frac{dm}{r^2} \cos \theta$$

o

$$g_v = \gamma \int \frac{dm}{r^2} \cos \theta$$

Fig. 7 Expresión general para calcular la componente vertical de la aceleración en un punto.

#### IV.2 EFECTO DE ROTACION Y ACHATAMIENTO DE LA TIERRA

También en el cálculo de la aceleración de la gravedad se toman en cuenta, tanto, el efecto de la rotación de la Tierra, como el achatamiento de los polos.

La rotación de la Tierra genera en la superficie una fuerza centrífuga, que tiene una componente que es colineal a la gravedad, de sentido contrario, y que es igual a:

$$\omega^2 x \cos \varphi$$

El efecto de esta fuerza se calcula por medio de:

$$g_{\varphi} = g_n \left[ 1 + \frac{g_p - g_n}{g_e} \sin^2 \varphi \right] \dots \dots \dots (IV.6)$$

Tomando en cuenta el factor de achatamiento, la aceleración de la gravedad de la tierra es:

$$g_{\varphi} = g_0 \left[ 1 + \frac{g_p - g_e}{g_0} \text{sen}^2 \varphi - f \left( \frac{g_p - g_e}{g_0} - \frac{1}{8} f \right) \text{sen}^2 2\varphi \right] \quad (IV.7)$$

que se acostumbra a expresar como:

$$g_{\varphi} = A(1 + B\text{sen}^2 \varphi - C\text{sen}^2 2\varphi) \quad \dots \dots \dots (IV.8)$$

dónde A, B y C son constantes que dependen de los valores de la aceleración en el polo y el ecuador, y del factor de achatamiento. Sustituyendo los valores de las constantes aceptados internacionalmente se tiene:

$$g_{\varphi} = 978.049(1 + 0.0052884 \text{sen}^2 \varphi - 0.0000059 \text{sen}^2 2\varphi) \dots (IV.9)$$

Esta es la fórmula internacional de la gravedad y que es utilizada para calcular la aceleración de la gravedad teórica en la superficie de la Tierra a cualquier latitud.

### IV.3 POTENCIAL GRAVIMETRICO

Como la intensidad del campo gravitatorio depende únicamente de la posición y no del tiempo, se puede hacer uso del concepto de potencial, para facilitar el cálculo de la fuerza del campo, además es útil para entender conceptos como el de gradiente, curvatura, y superficies equipotenciales.

Se define como potencial gravimétrico en un punto de un

campo, a la energía gravitatoria que se requiere para mover una unidad de masa desde un punto arbitrario de referencia (infinito), hasta el punto anterior.

#### IV.4 DENSIDAD

La densidad es la propiedad física de la materia más importante de la prospección gravimétrica y se define como la relación de la materia en la unidad de volumen.

$$\text{densidad } (\rho) = \frac{\text{masa (m)}}{\text{volumen (v)}} \quad [\text{gr/cm}^3]$$

La densidad de las rocas depende de su composición química-mineralógica, de la porosidad, de la humedad y de la temperatura. Los factores que más influyen en la densidad de las rocas, son las partículas que forman la masa rocosa, la porosidad y el fluido en los poros. Otro factor importante para la densidad es la profundidad; hay un aumento progresivo de la densidad con la profundidad a causa de la compacidad de las rocas de la corteza terrestre (Aguilar, 1984).

Independientemente del método que se utilice para determinar la densidad, lo importante es tomar el valor de la densidad más representativo para la zona en estudio.

#### IV.5 CORRECCION DE LOS DATOS GRAVIMETRICOS

Para poder interpretar la información gravimétrica, se deben hacer algunas correcciones debido al efecto de las mareas, a la deriva del aparato, a la latitud, elevación de las estaciones, y de la influencia de la topografía circundante, en este trabajo solo se mencionan algunas (Fig. 8).

##### IV.5.1 Corrección de "Aire Libre"

Esta corrección se debe a la variación de la gravedad con la altura, es decir, que si se cambia de posición vertical en un mismo lugar, la aceleración de la gravedad que se mida será diferente (Fig. 9). Esta variación se determina a partir de:

$$\frac{dg}{dR} = - \frac{2g}{R} \dots\dots\dots(IV.10)$$

El signo negativo en esta expresión indica que las variaciones de la gravedad son en sentido contrario a las de la altura.

##### IV.5.2 Corrección de Bouguer

En esta corrección se toma en cuenta el material rocoso que se encuentra entre el nivel del mar y la estación

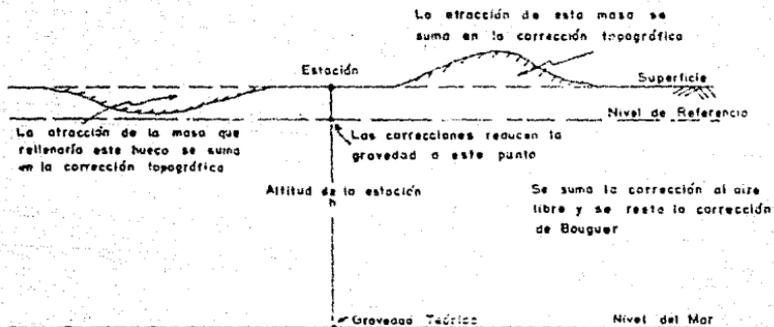


Fig. 8 Reducción del valor de la gravedad observada al plano de referencia (Dobrin, 1969).

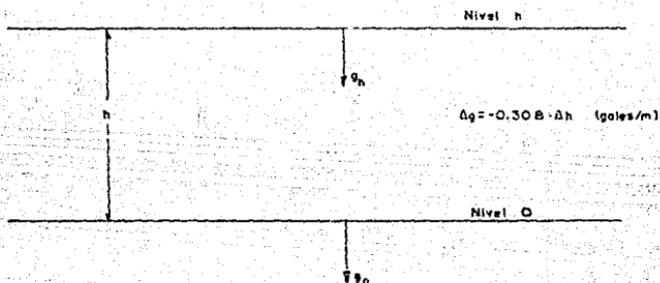


Fig. 9 Variación de la gravedad con la altura (Dobrin, 1969).

situada a la altura  $h$ , y que no se tomó en cuenta en la corrección anterior.

Esta corrección se calcula por medio del efecto que produce una capa infinita de espesor  $h$ , cuya expresión es:

$$C_b = 2\pi\gamma h \quad \dots\dots\dots(IV.11)$$

sustituyendo el valor de  $\gamma$  se tiene que:

$$C_b = 0.0419\rho h \quad [\text{mgal/m}] \quad \dots\dots(IV.12)$$

#### IV.5.3 Corrección por Topografía

La corrección por topografía toma en cuenta la atracción de las masas situadas por encima de la estación y corrige los defectos de masa situadas abajo del nivel de la estación. (Fig. 10)

Estos excesos y defectos de masas, producen atracciones gravitacionales que se manifiestan como una disminución de la gravedad, por lo tanto la corrección por topografía siempre se suma independientemente de que el accidente topográfico cercano a la estación sea un montículo o una depresión.

El método más utilizado para calcular la corrección topográfica es por medio de plantillas especiales, que se superponen a los planos de curvas de nivel, en donde los efectos por sectores están previamente calculados, aplicando

coeficientes para cada caso en particular (Hammer, 1939).

#### IV.6 ANOMALIA DE BOUGUER

El objetivo de los trabajos de gravimetría es llegar a obtener un cierto valor de gravedad que represente las variaciones del campo gravitatorio sobre la superficie del terreno donde fueron hechas las observaciones; este valor de gravedad es conocido como anomalía de Bouguer. A estos valores se le correlaciona en la interpretación gravimétrica con los cambios de densidad, de las diferentes estructuras geológicas del medio. (Fig. 11)

La anomalía de Bouguer es la diferencia de la gravedad observada y corregida y el valor teórico de la gravedad en el esferoide para la latitud de la estación.

De acuerdo a la definición de la anomalía de Bouguer ( $A_B$ ), esta se calcula a partir de:

$$A_B = \text{Grav. obs.} \pm \text{correc. elev.} + \text{correc. topog.} - \text{Grav. Teórica}$$

#### IV.7 ANOMALIA REGIONAL Y RESIDUAL

La anomalía de Bouguer representa el efecto de todas las inhomogeneidades del subsuelo, constituidas por los cuerpos y estructuras geológicas y a la vez corresponde a la

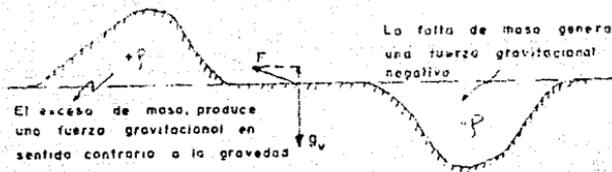


Fig. 10 Efecto de la topografía (Del Valle, 1987).

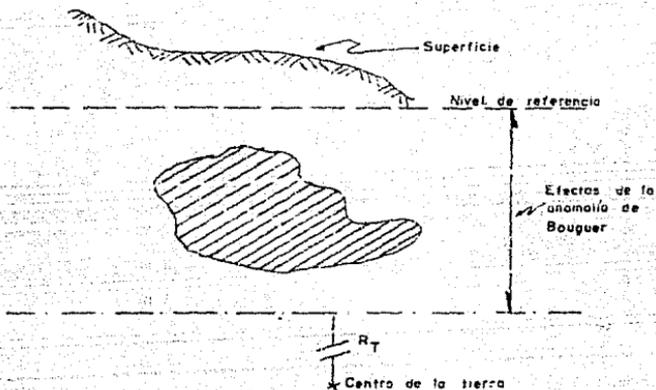


Fig. 11 Efecto de la anomalía de Bouguer (Del Valle, 1987).

suma de las anomalías producidas por masas locales ó superficiales y de carácter regional ó profundo. (Fig. 12)

Para poder interpretar los efectos producidos por estructuras locales, es necesario separar los efectos de la anomalía de Bouguer ( $A_B$ ).

$$A_B = \text{anomalía regional} + \text{anomalía residual}$$

Se establece la tendencia de la anomalía regional y ésta se resta de los valores de la anomalía de Bouguer para obtener el efecto residual o local, es decir:

$$\text{Anom. residual} = \text{Anom. Bouguer} - \text{Anom. regional}$$

Existen diferentes métodos para obtener la anomalía regional, que pueden agruparse en métodos gráficos y analíticos. Dentro de los métodos analíticos los más usuales son:

- Cálculo directo con técnicas de promedios pesados.
- Método de perfiles
- Promedios aritméticos simples.
- Los ajustes polinomiales, por mínimos cuadrados.

En general los procedimientos matemáticos son métodos que interpretan a la anomalía regional como el promedio estadístico de los valores de la anomalía de Bouguer.

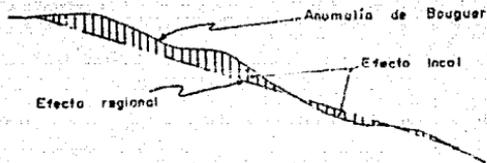


Fig. 12 Efecto regional y local ó residual  
(Del Valle, 1987).

## CAPITULO V

### MODELACION

#### V.1 TRABAJOS PREVIOS

De los pocos estudios realizados en la Cuenca de México, se pudo obtener información de las características del subsuelo, que posteriormente fué utilizada para la calibración del modelo geológico-estructural presentado en este trabajo. Dentro de ellos podemos mencionar:

El estudio sísmico de refracción del proyecto Texcoco (SHEP, 1969), localizado al Norte de cd. Netzahualcoyotl, revela la presencia de 4 capas en los primeros 1500m. de profundidad. Las capas presentan un relieve suave a lo largo de los perfiles y variación lateral de la velocidad. Las velocidades de las capas son correlacionadas con:

- Depósitos de arcillas lacustres muy compresibles y saturada de agua con una velocidad de 60 m/s.
- Una formación arcillo-arenosa poco compacta y saturada de agua con una velocidad de 1700 m/s.
- Trazo con horizontes de arena con velocidad de 2900 m/s
- y una roca compacta posiblemente ígnea con velocidad de 4500 m/s. (Mem. de las obras del sist. del drenaje prof., DDF, vol. 4)

En 1988, Pérez Cruz, en el estudio sísmológico de

reflexión del subsuelo de la Ciudad de México presenta un modelo geológico del subsuelo de la Ciudad, basado en la interpretación de los datos del levantamiento sísmológico de reflexión, realizado por PEMEX en 1986. Estos estudios consistieron en 26 líneas con longitudes entre 2 y 28 km. a lo largo de calles y avenidas de la Ciudad, cubriendo un total de 243 km.; el modelo fué apoyado con la información de los 4 pozos profundos perforados (PEMEX), en los cuales se obtuvieron muestras de canal, núcleos, registros sísmicos de porosidad y densidad compensado. El modelo propone básicamente la división de las rocas del subsuelo en cuatro unidades estratigráficas principales que son:

- Unidad de Arcillas Lacustres con densidades entre 1.25 y 1.85 gr/cc.
- Unidad Volcánica Superior que se subdivide en 5 secuencias estratigráficas, constituidas predominantemente por tobas, conglomerados y brechas y en menor proporción de rocas efusivas (basaltos). Las densidades varían de 1.75 a 2.65 gr/cc.
- Unidad Volcánica Inferior constituida por productos volcánicos efusivos como basaltos y andesitas y poco material piroclástico (tobas, brechas). Las densidades varían de 2.0 a 2.70 gr/cc.
- Finalmente la Unidad de Calizas Marinas que sirven de

basamento a las unidades anteriores y con una densidad de 2.70 gr/cc.

## V.2 INFORMACION EN LA ZONA DE ESTUDIO

La información con que se cuenta en el área de estudio consiste en:

- a) Un levantamiento gravimétrico que forma parte del estudio que cubre la mayor parte de la ciudad de México (Co.Serv.Geof.,1953).
- b) La geología regional de la zona, (Fig. No. 2)
- c) Un levantamiento geoelectrico de resistividad, realizado en 1985, por el IGF, como parte del proyecto Perfiles Geofisicos al Sur del Valle de México, solicitado por la Comisión de Aguas del Valle de México (CAVM) y que consta de 38 sondeos electricos verticales (sev's), con aberturas electródicas máximas AB de 1600 y 2000 m., (Fig. 13).
- d) El levantamiento geoelectrico de resistividad realizado en 1986, por la CFE, como parte de los estudios hechos como consecuencia de los sismos de 1985, y que consta de 54 sev's, con abertura electródica máxima AB de 2000 m., (Fig. 13).
- e) En la zona existe una batería de 14 pozos de extracción, perforados, en 1981, a una profundidad de 400 m. cada uno y en el cual se tomaron registros eléctricos, (Fig. 13).

f) En la línea de la batería de pozos el ICF, realizó, en 1985, 12 sev's con abertura electródica máxima AB de 1600m., (Fig. 13).

g) También se contó con información consistente en 3 secciones sísmicas de refracción interpretadas por Araujo (1987), (Fig. 13).

### V.3 ELECCION DE LOS PARAMETROS DEL MODELO

Basándose en la interpretación de los estudios antes mencionados y en la información geológica del área, se correlacionaron los valores de las densidades, obtenidos en los estudios realizados en la Cuenca de México, con los de las rocas que se tienen en el área, debido a que en la zona de estudio no se cuenta con valores representativos de densidad. Uno de los pozos profundos perforados, el Tulyehualco-1, se encuentra ubicado en el límite Este del área. La historia geológica del área indica la presencia de una zona que en el pasado, estaba cubierta por un lago somero, conocido como el antiguo lago de Chalco, con características similares a las condiciones geológicas, de la zona donde se localiza el pozo Tulyehualco-1.

Los valores más representativos de la densidad obtenidos del trabajo de Pérez Cruz (1988), se presentan en la siguiente tabla:



MATERIAL	DENSIDAD ( $\rho$ ) gr/cm <sup>3</sup>
ARC. LACUSTRES	1.25
ARC. ARENOSA	2.00 - 2.20
ARENA	1.90 - 2.00
CALIZA	2.70
BRECHA CALC.	2.50 - 2.70
CONGLOMERADO	1.75 - 2.10
BRECHA VOLC.	1.90 - 2.45
TOBAS	1.85 - 2.65
BASALTOS	2.50 - 2.70

Tabla 1

De acuerdo con los antecedentes existentes se puede considerar un modelo sencillo de 3 capas, concordante con la geología de la región. Las densidades de estas capas (Tabla 2), están basados en promedios de los constituyentes identificados en los pozos profundos realizados por PEMEX (tabla 1).

MATERIAL	DENSIDAD ( $\rho$ ) gr/cm <sup>3</sup>
capa 1	1.60
capa 2	2.10
capa 3	2.50

Tabla 2 Densidad de las capas del modelo geológico propuesto

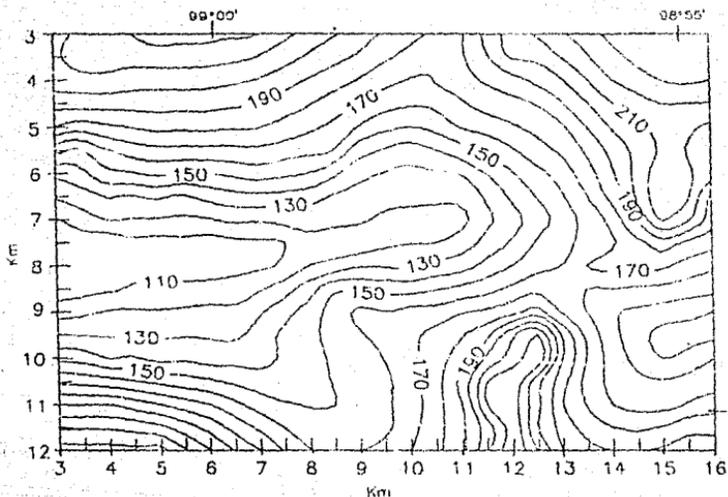
La primera capa con densidad de 1.60 gr/cc esta asociada al material lacustre, compuesto principalmente por arcillas e intercalaciones de arena.

La segunda capa esta asociada a la unidad volcánica superior, constituida esencialmente por tobas, conglomerados y algunas brechas, con algunas coladas de basaltos.

La tercera capa correlacionada con la unidad volcánica inferior, constituida principalmente por basaltos y algunos piroclastos.

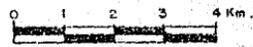
#### V.4 INFORMACION GRAVIMETRICA

Partiendo del mapa de anomalía de Bouguer (Co.Serv. Geof., 1959), al que se le habia incorporado información adicional (Fig. 14), se obtuvo el mapa de anomalía regional, ajustando por minimos cuadrados la mejor superficie polinomial a la información digitalizada, en un área de 1480 Km<sup>2</sup> (González, 1959).



100 ISOLINEAS CADA 10 U.C.

ESC. 1:100,000



ESCALA GRAFICA

Fig. 14 Mapa de anomalia de Bouguer

Después de eliminar una tendencia lineal a nuestras observaciones se obtuvo la anomalía residual (Fig. 15).

El mapa de anomalía residual no difiere mucho del mapa de anomalía de Bouguer, sin embargo se define claramente una anomalía negativa, que puede correlacionarse con una zona de baja densidad asociada a la zona lacustre que ocupaba el antiguo lago de Chalco. Por otra parte se observan una serie de anomalías positivas, asociadas a estructuras geológicas bien conocidas: El Xico, la Sierra de Sta. Catarina, el cerro del Pino y Tlapacoya.

#### V.5 INTERPRETACION GRAVIMETRICA

Muchas veces en la interpretación gravimétrica ha sido necesario trabajar con cuerpos geométricos sencillos (esfera, cilindro vertical, cilindro horizontal, losa infinita, etc.), cuyas fórmulas de atracción gravitacional sean conocidas. En general, se supone un modelo y su efecto gravitatorio se compara con la anomalía obtenida en el campo

El problema, es que en la naturaleza no siempre podemos aproximar las estructuras geológicas, a formas geoméricamente simples, por lo que es necesario calcular en general, el efecto producido por un cuerpo de forma irregular, y así conocer el efecto producido por cualquier cuerpo sin importar su forma geométrica. Este método de

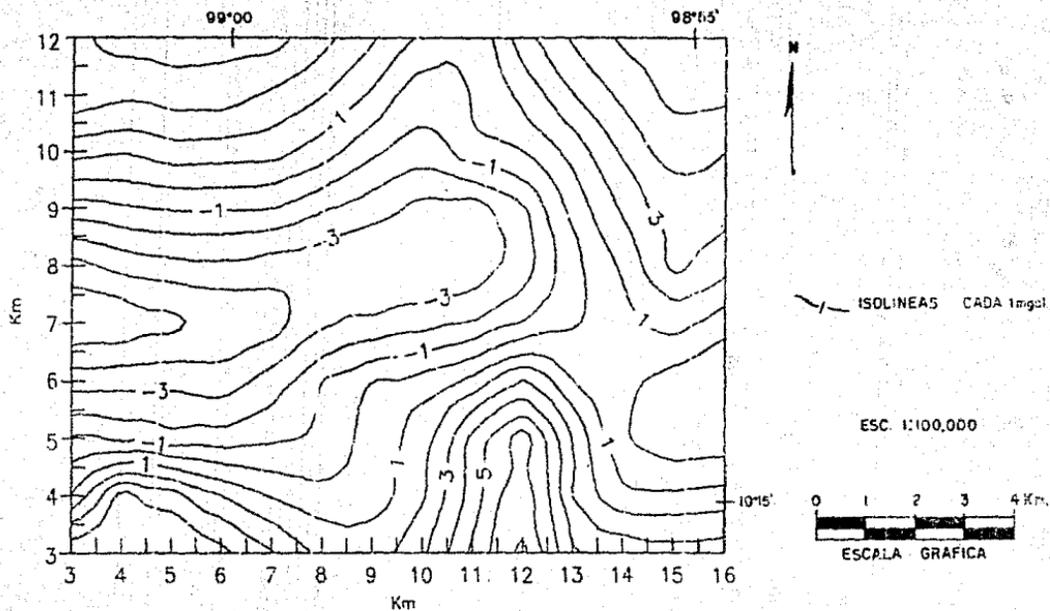


Fig. 15 Mapa de anomalía residual observado

cálculo de la atracción gravitacional para cuerpos irregulares ha sido estudiado por muchos investigadores (M.K. Hubbert, 1948; M. Talwani, 1959, etc.).

Cabe mencionar que la interpretación de datos gravimétricos es ambigua, debido a que mientras una determinada masa subterránea origina un único y predecible efecto gravitatorio sobre un punto cualquiera de la superficie; el efecto producido por una anomalía gravimétrica determinada puede ser ocasionada por un número infinito de distribuciones posibles de masas a diferentes profundidades (Skeel, 1947). Afortunadamente esta incertidumbre en la interpretación se reduce considerablemente, teniendo un buen conocimiento geológico de la zona de estudio y el apoyo de otro tipo información como: registros eléctricos, datos sísmicos, sondeos eléctricos, etc.

#### V.5.1 Modelación bidimensional

El método utilizado en las etapas iniciales de este trabajo fué desarrollado por M. Talwani, (1959) obteniendo la fórmula de atracción gravitacional, producida por un cuerpo de forma arbitraria, aproximado por un polígono de  $n$  lados.

El desarrollo matemático del algoritmo de interpretación de Talwani se presenta en el apéndice I. Este algoritmo fué

implementado en un programa de computadora para realizar las interpretaciones de los perfiles.

Se seleccionaron una serie de perfiles, Fig. 16, como preparación para el modelo tridimensional. La interpretación esta basada en un modelo de 3 capas, cuyas densidades fueron obtenidas de acuerdo a los trabajos previos (tabla 1). El ajuste de los perfiles permitió tener una idea aproximada de la distribución espacial de las profundidades de las capas y que sirvieron como primera aproximación del modelo tridimensional.

La calibración de los perfiles se realizó en base a la información recabada en la batería de pozos de Sta. Catarina (L-1NS), debido a que en esta línea se tiene la mayor información.

La Fig. 17 muestra el ajuste entre la anomalía observada y la calculada. El modelo geológico-estructural proporciona un excelente ajuste, minimizando el error. El modelo ha sido intencionalmente extendido lateralmente, con el objeto de minimizar el efecto de los bordes.

El resto de los perfiles ajustados, que no se muestran en el trabajo, presentan un ajuste semejante.

#### V.5.2 Modelación Tridimensional

Con base a la información geológica, los perfiles



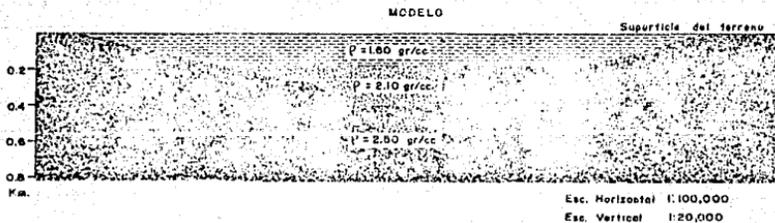
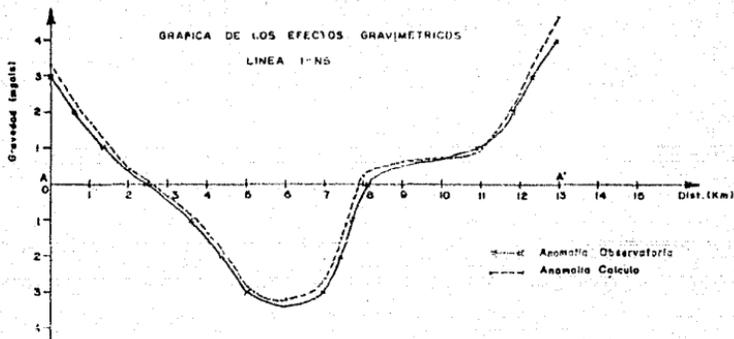


Fig.17 Modelo geologica-estructural de la zona de zonas de Sta. Catarina, y la comparacion entre el perfil observado y el calculado.

interpretados con anterioridad y al análisis cualitativo de las anomalías gravimétricas, se propuso una configuración espacial basada en el modelo geológico-estructural de 3 capas, antes mencionado, utilizando un algoritmo que calcula la atracción gravitacional de prismas rectangulares finitos. En general se propone un modelo inicial, basado en información geológica y/o geofísica, que es ajustado, lo mejor posible, por una colección de prismas rectangulares de diferentes dimensiones y densidad. El ajuste de la anomalía calculada y la anomalía observada se realizó por ensayo y error, modificando los parámetros de los prismas. El proceso se realizó con un programa de computadora, implementado para pc's y basado en el algoritmo Banerjee y Das Gupta, (1977), apéndice II.

El modelo final propuesto consta de 162 prismas (apéndice III), los cuales se extendieron lateralmente con el fin de minimizar los efectos de bordes. De estos, 112 constituyen la superficie de la tercera capa (Fig. 18), asociada a la Unidad Volcánica Inferior; Los 50 prismas restantes (Fig. 19), se encuentran en la segunda capa. Cabe notar que en cada prisma se ha considerado el contraste de densidad de cada una de las formaciones, respecto de la primera, ya que se pretende resaltar el efecto de las formaciones volcánicas.

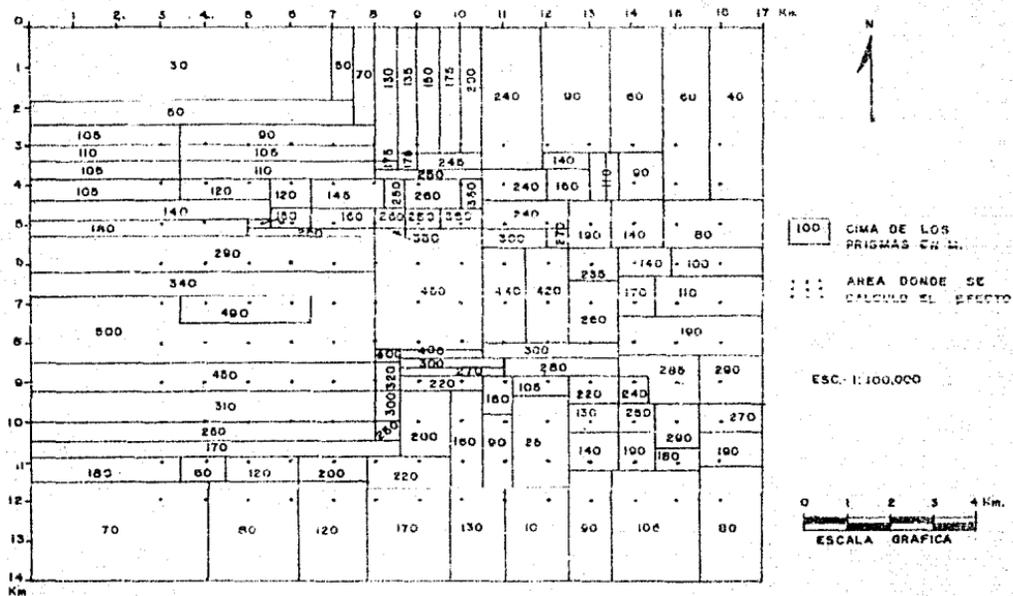


Fig. 18 Localización de los prismas para la copa 3

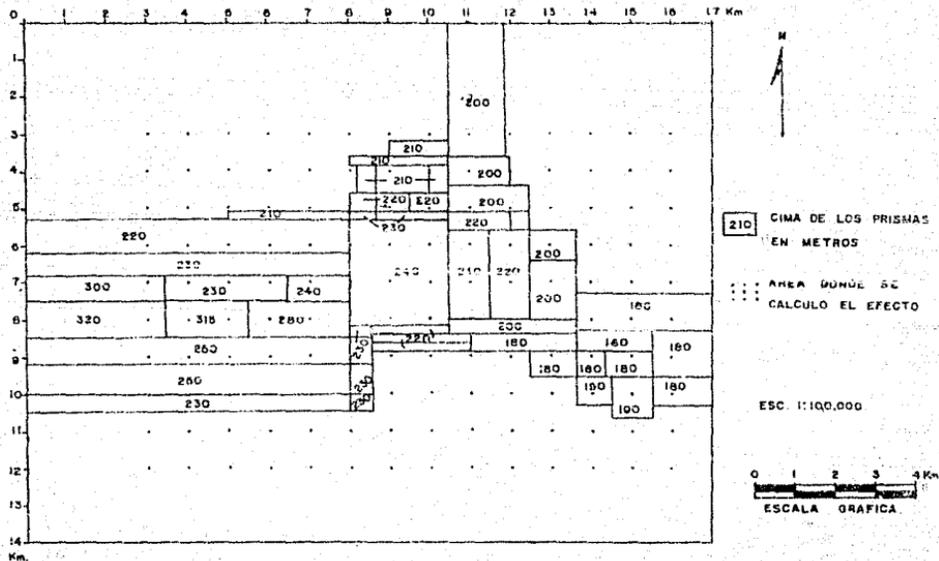


Fig. 10 Localización de las prismas para la capa 2

La fig. 20, muestra el efecto producido por el modelo final de 162 prismas. Como puede observarse este modelo reproduce de forma satisfactoria el plano de anomalía residual observado. La figura 21 muestra las diferencias entre la anomalía residual observada y la anomalía generada por el modelo en los puntos donde se cálculo el efecto.

Con el fin de visualizar las diferentes capas que constituyen el modelo, se realizó la representación de las superficies de las formaciones volcánicas (Fig. 22).

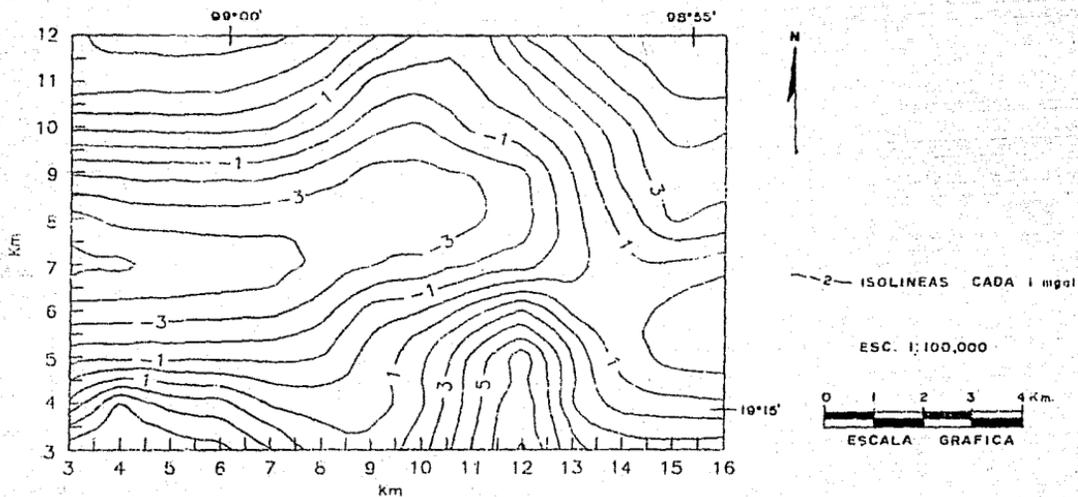


Fig. 20 Mapa de anomalia residual calculada

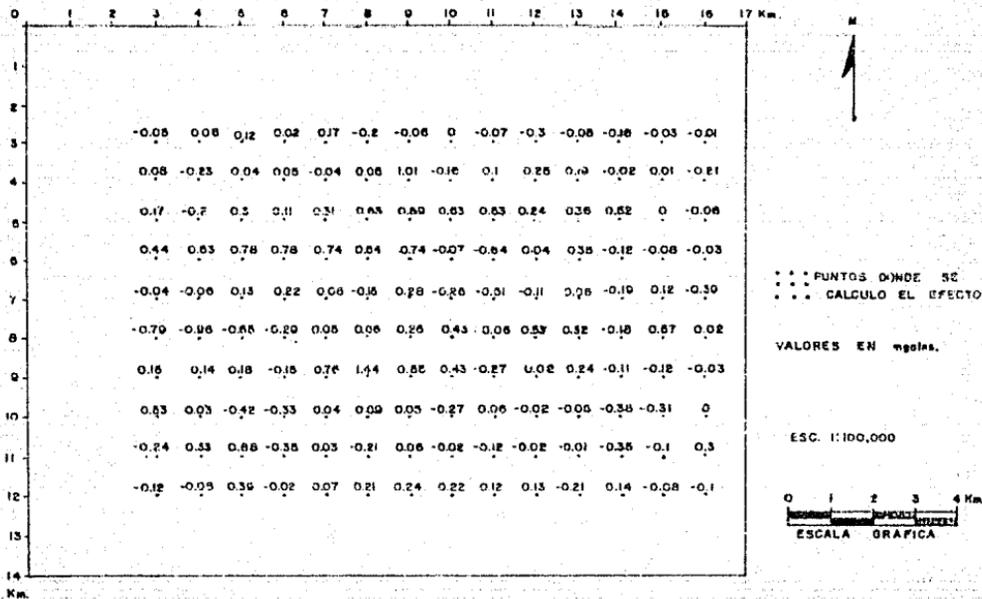


Fig. 21 Diferencias entre la anomalía observada y la calculada

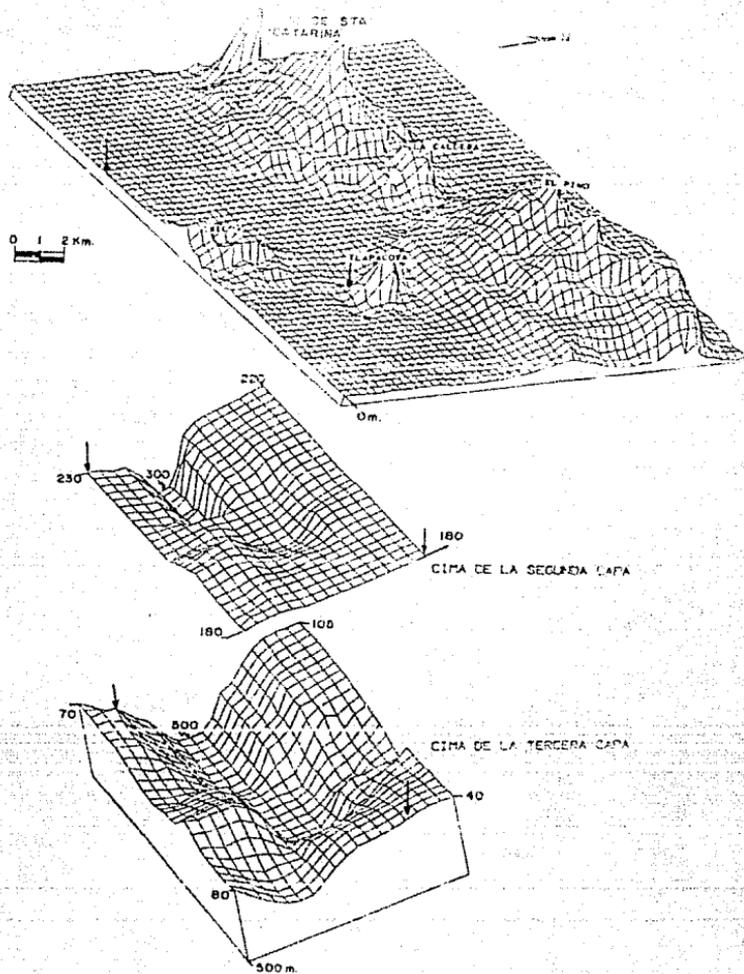


Fig. 22 Esquema en 3 dimensiones del modelo geológico-  
estructural

## CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Tal como se menciono anteriormente el modelo de prismas proporciona un excelente ajuste para la anomalía residual observada, por lo que el modelo se considero adecuado a la geología de la zona. Este modelo, esta constituido por 3 capas; La primera capa esta formada por materiales sedimentarios, principalmente arcillas e intercalaciones de arena, a los cuales se le asignó una densidad promedio de  $1.60 \text{ gr/cm}^3$ ; La segunda constituida por material volcánico, esencialmente, tobas, conglomerados y brechas, con algunas coladas de basaltos, asignándoseles una densidad promedio a esta capa de  $2.10 \text{ gr/cm}^3$  y la última capa constituida por rocas basálticas y depósitos piroclásticos, a los cuales se le asignó una densidad promedio de  $2.50 \text{ gr/cm}^3$

En el modelo propuesto se observa que:

1) Las formaciones volcánicas, se profundizan, de la parte central del área, hacia el Oeste (Tláhuac). Este hecho concuerda con los resultados obtenidos por Rodriguez y Gonzalez, (1989), donde se establecen las máximas profundidades, para la base del paquete arcilloso, en la zona de Tláhuac. Esta es la zona de máximo relleno sedimentario, asociada a las formaciones de los antiguos

lagos someros existentes en la Cuenca de México, como el de Chalco - Xochimilco en el área.

2) En la parte NW se observa un adelgazamiento del paquete sedimentario, conforme nos acercamos a las estribaciones de la sierra de Sta. Catarina, este mismo efecto se observa en la parte SW, en las faldas del volcán Teóhtli.

3) En el NE, el efecto producido por el cerro el Pino y la antigua isla de Tlapacoya, se evidencia en el modelo por los grandes espesores de las formaciones volcánicas, al igual que en el volcán Xico, al SE del área, que proporciona un alto relativo en el plano de anomalías.

4) Por otra parte al ESE se puede observar la evidencia de otra zona de baja densidad, más somera, que posiblemente formaba parte del sistema Chalco-Xochimilco y cuya conexión, seguramente fué interrumpida por efecto de los procesos tectónicos y volcánicos ocurridos en el área, asociados principalmente al volcán Xico.

Aunque el modelo geológico-estructural presentado es muy simple, correlaciona muy bien con las estructuras de la región, sin embargo, este modelo es factible de modificarse, en el momento en que se tenga nueva información del subsuelo

a profundidad (Estudios de magnetometría, sismología de reflexión y pozos profundos), y dar lugar a un modelo geológico, aún más representativo localmente.

Hay que recalcar, que existen muchas maneras de colocar los prismas; el modelo propuesto consta de 162 de ellos, aunque hubiera sido posible, tal vez, conseguir un modelo equivalente, uniendo algunos prismas. El proceso es difícil, ya que cada vez que se modifican los parámetros de algun prisma, se alteran tanto los parámetros de los prismas vecinos y los de las capas superiores, como el efecto gravimétrico producido.

## BIBLIOGRAFIA

- ABDELRAHMAN, E. M., et al., 1985. On the least-squares residual anomaly determination. Geophysics, vol.50 Num.3
- AGOCS, W. B., 1951. Least square residual anomaly determination. Geophysics, Vol.16 pp. 606-696.
- AGUILAR, M. L., 1984. Procedimientos para la determinación de la densidad en la exploración gravimétrica. Tesis licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- ARAUJO, M. A., 1987. Estudio geofísico del cono volcánico El Xico, Mpio. de Chalco, Edo. de México. Tesis licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- BANERJEE, B. Y DAS GUPTA, P., 1977. Gravitational attraction of a rectangular parallelepiped. Geophysics, Vol. 42, pp. 1053-1055.
- CORTES, S. A., et al., 1987. Análisis de flujo de agua subterránea del Valle de México mediante trazadores isotópicos. Reporte interno I.G.F., UNAM.
- DE CSERNA, Z. et al, 1987. Estructura geológica, gravimétrica, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México. Bol. 104 Inst. de Geología, UNAM.
- DEL VALLE, T. E. 1987. Introducción a los métodos geofísicos de exploración. Facultad de Ingeniería, UNAM.
- D.D.F., 1984. Anuario estadístico del DDF tomo I. Editado por S.S.P.
- DOBRIN, M. B. 1969. Introducción a la prospección geofísica. Editorial Omega, Barcelona.

- FRANCIS, W. P. and R. S. THORPE, 1974. Significance of lithologic and variations of pyroclastic cones. Geol. Soc. Am. Bull, 85, pp. 927-930.
- GARCIA, E., 1988. Modificación al sistema de clasificación climática de Köppen. Inst. de Geografía, UNAM.
- INSTITUTO DE GEOFISICA, 1986. Perfiles geofísicos al Sur del Valle de México. Rep. Int., Area Roc. Nat., UNAM.
- KANE, M. F., 1962. A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. Geophysics Vol.27, Num. 4, pp. 455-462.
- LORENZO, J. L., et al., 1986. Tlapacoya 35,000 años de historia. INAH.
- LUGO, H. J., 1984. Geomorfología del Sur de la Cuenca de México. Serie varia T.1, Nua. 8, Inst. de Geog., UNAM.
- MONTAÑO, F. J.R., 1987. Estudio geohidrológico regional de la zona de Chalco-Amecameca Edo. de México. Tesis licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- MOOSER, F., 1962. Bosquejo geológico del extremo Sur de la Cuenca de México. XX Congreso Geol. Int., libro-guia Exc. C-9, pp. 9-16.
- MOOSER, F., 1963. Historia tectónica de la Cuenca de México. Bol. de la Asoc. Mex. de Geol. Petroleros, Vol. XV.
- MOOSER, F., 1975. Historia geológica de la Cuenca De México. Memorias de las obras del sistema del drenaje profundo del D.F., tomo I y IV.
- NAGY, D., 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism. Geophysics, Vol. 31, pp. 362-371.

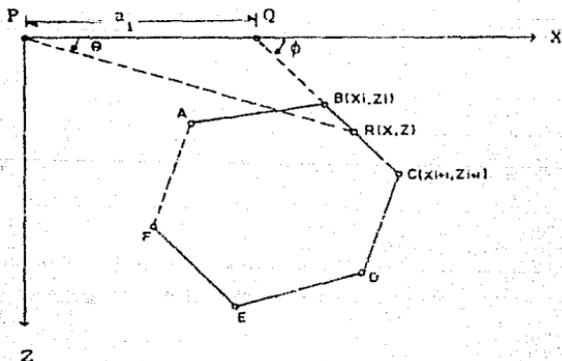
- NETTLETON, L. L., 1939. Determination of density for reduction of gravimeter observations. *Geophysics*, Vol. 4 pp. 176-183.
- PEREZ, C. G. 1988. Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la Cd. de México. Tesis M. I., DEPTI, UNAM.
- RODRIGUEZ, C. R. Y GONZALEZ, M. T., 1989 Comportamiento hidrodinámico del sistema acuífero de la Subcuenca de Chalco. *Geofísica Internacional* Vol. 28 Num. 2.
- RODRIGUEZ, C. R., 1987. Consideraciones preliminares, basadas en resultados geoelectrónicos, sobre interfase agua mineralizada, agua dulce en el Área de Sta. Catarina Yecahuitzotl D.F.. *Geofísica Internacional* Vol. 26 Num. 4 pp. 573-583.
- SCHLAEPFER, C. J., 1968. Resumen de la geología de la hoja México, Distrito Federal y Edos. de México y Morelos. Esc. 1:100000, Inst. de Geol., UNAM.
- SKEELS, D. C., 1947. Ambiguity in gravity interpretation. *Geophysics*, Vol. 12 pp. 43-56
- TALWANI, M. et al., 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture zone. *Journal of Geophysical Research* Vol. 64, Num. 1 pp. 49-59.

## APENDICE I

### DESARROLLO MATEMATICO DEL MODELADO BIDIMENSIONAL

Desarrollo matemático del modelado bidimensional

Tomando en cuenta el polígono de la siguiente figura:



donde:

P- es el punto en el cual se calcula el efecto.

Z- es positivo hacia abajo

$\theta$ - medido a partir del eje positivo X hacia Z positivo.

La componente vertical de la atracción gravitacional producida por un cuerpo bidimensional, en el origen es igual a:

$$2\gamma\rho \int z d\theta \quad \dots (A1.1)$$

La componente horizontal es:

$$2\gamma\rho \int x d\theta \quad \dots (A1.2)$$

Se calcula primero la contribución de  $f$   $z$   $d\theta$  del lado BC de el polígono. La proyección de CB en el eje X es Q con un ángulo  $\phi_1$ .

entonces  $FG = a_1$   
 y si  $z = x \tan \theta$  ..... (AI.3)

para cualquier punto arbitrario P sobre BC. También

$$z = (x - a_1) \tan \phi_1 \quad \dots (AI.4)$$

de (AI.3) y (AI.4) se tiene que:

$$z = \frac{a_1 \tan \theta \tan \phi_1}{\tan \phi_1 - \tan \theta} \quad \dots (AI.5)$$

entonces  $Z_1$  a lo largo de BC es:

$$Z_1 = \int_{BC} z d\theta = \int_B^C \frac{a_1 \tan \theta \tan \phi_1}{\tan \phi_1 - \tan \theta} d\theta \quad \dots (AI.6)$$

de forma similar se calcula  $X_1$

$$X_1 = \int_{BC} x d\theta = \int_B^C \frac{a_1 \tan \phi_1}{\tan \phi_1 - \tan \theta} d\theta \quad \dots (AI.7)$$

La componente vertical (V) y horizontal (H), de la atracción gravitacional para todo el polígono están dadas por:

$$V = 2\gamma\rho \sum_{i=1}^n Z_i \quad \dots (AI.8)$$

$$H = 2\gamma\rho \sum_{i=1}^n X_i \quad \dots (AI.9)$$

La suma se hace sobre los n lados del polígono. Las integrales de las expresiones (AI.6) y (AI.7), se resuelven

mediante las siguientes expresiones:

$$Z_1 = a_1 \operatorname{sen} \phi_1 \cos \phi_1 \left[ \theta_1 - \theta_{1+1} + \tan \theta_1 \log_e \frac{\cos \theta_1 (\tan \theta_1 - \tan \phi_1)}{\cos \theta_{1+1} (\tan \theta_{1+1} - \tan \phi_1)} \right] \quad \dots \dots \dots \text{(AI. 10)}$$

$$X_1 = a_1 \operatorname{sen} \phi_1 \cos \phi_1 \left[ \tan \phi_1 (\theta_{1+1} - \theta_1) + \log_e \frac{\cos \theta_1 (\tan \theta_1 - \tan \phi_1)}{\cos \theta_{1+1} (\tan \theta_{1+1} - \tan \phi_1)} \right] \quad \dots \text{(AI. 11)}$$

donde:

$$\left. \begin{aligned} \theta_1 &= \tan^{-1} \frac{z_1}{x_1}, \\ \phi_1 &= \tan^{-1} \frac{z_{1+1} - z_1}{x_{1+1} - x_1}, \\ \theta_{1+1} &= \tan^{-1} \frac{z_{1+1}}{x_{1+1}}, \end{aligned} \right\} \dots \dots \text{(AI. 12)}$$

y

$$a_1 = x_{1+1} + z_{1+1} \frac{x_{1+1} - x_1}{z_1 - x_{1+1}},$$

Las ecs. (AI.8), (AI.9), (AI.10), (AI.11) y las relaciones (AI.12), son las expresiones para calcular la atracción gravitacional por un cuerpo de forma irregular.

## APENDICE II

### DESARROLLO MATEMATICO DEL MODELADO TRIDIMENSIONAL

## APENDICE II

### Desarrollo matemático del modelado tridimensional

El algoritmo que se presenta, es el desarrollado por Banerjee y Das Gupta en 1977.

La componente vertical de la atracción gravitacional en el origen, debido a un paralelepípedo rectangular cuyos planos límites son (Fig. 23):

$$\begin{array}{lll} X = X_1 & Y = Y_1 & Z = Z_1 \\ X = X_2 & Y = Y_2 & Z = Z_2 \end{array}$$

esta dada por

$$g_z(0,0,0) = g_z = \gamma \rho \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} \int_{z_1}^{z_2} \frac{z \, dx \, dy \, dz}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} \quad \dots (AII.1)$$

donde:

$\gamma$  = constante de gravitación universal

$\rho$  = densidad

resolviendo la ecuación (AII.1), se tiene que:

$$g_z = \gamma \rho \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} \left[ \frac{1}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} \right]_{z_1}^{z_2} dx \, dy \quad \dots (AII.2)$$

$$g_z = \gamma \rho \int_{x_1}^{x_2} \left[ \ln \left( y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} \right) \right]_{y_1}^{y_2} \left[ \frac{z}{z_1} \right]_{z_1}^{z_2} dx \quad \dots (AII.3)$$

para resolver la integral hacemos

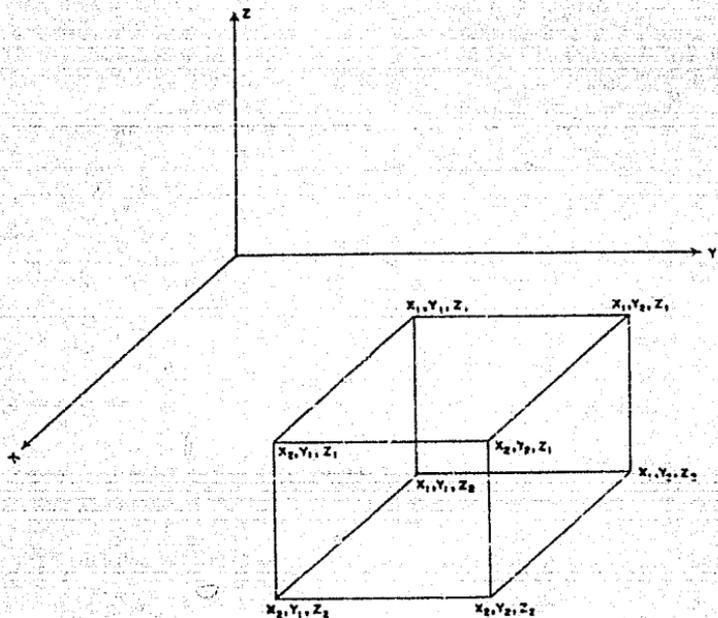


Fig. 23 Diagrama de un prisma rectangular recto, en un sistema de coordenadas XYZ

$$I = \int \ln(y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}) dx \quad \dots (AII.4)$$

resolviendo la integral

$$I = x \ln(y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}) - I_1 \quad \dots (AII.5)$$

donde:

$$I_1 = \int \frac{x^2}{(y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}) \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} dx \quad \dots (AII.6)$$

ó

$$I_1 = \int \frac{x^2}{x^2 + z^2} dx - y \int \frac{x^2}{(x^2 + z^2) \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} dx \quad \dots (AII.7)$$

El primer término de la ecuación (AII.7) es cero para los límites de  $y$  por lo que  $I_1$  puede escribirse como:

$$I_1 = -y \int \frac{x^2}{(x^2 + z^2) \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} dx \quad \dots (AII.8)$$

$$I_1 = -y \left[ \int \frac{dx}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} - z^2 \int \frac{dx}{(x^2 + z^2) \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} \right] \quad \dots (AII.9)$$

finalmente  $I_1$  es

$$I_1 = -y \left[ \ln(x + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}) - I_2 \right] \quad \dots (AII.10)$$

donde  $I_2$  es

$$I_2 = z^2 \int \frac{dx}{(x^2 + z^2) \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} \quad \dots (AII.11)$$

ahora si hacemos  $x = \sqrt{x^2 + y^2} \tan \theta$  y  $\sec \theta = p$   $I_2$  es:

$$I_2 = \frac{z}{y} \tan^{-1} \frac{xy}{z \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} \quad \dots (AII.12)$$

sustituyendo las ecuaciones (AII.5), (AII.10) y (AII.12) en la ecuación (AII.3) se obtiene finalmente el valor de  $g_x$

$$g_x = \gamma \rho \left[ x \ln \left( y + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} \right) + y \ln \left( x + \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} \right) - z \tan^{-1} \frac{xy}{z \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} \right] \left| \begin{matrix} x_2 \\ x_1 \end{matrix} \right| \left| \begin{matrix} y_2 \\ y_1 \end{matrix} \right| \left| \begin{matrix} z_2 \\ z_1 \end{matrix} \right| \quad \dots (AII.13)$$

La ecuación (AII.13) es la expresión con la cual se calcula la componente vertical de la atracción gravitacional producida por un prisma rectangular recto (Fig. No. 23). Esta ecuación también se puede escribir como:

$$g_x = \frac{1}{2} \gamma \rho \left[ x \ln \frac{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2} + y}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2} - y} + y \ln \frac{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2} + x}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2} - x} - z \tan^{-1} \frac{xy}{z \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} \right] \left| \begin{matrix} x_2 \\ x_1 \end{matrix} \right| \left| \begin{matrix} y_2 \\ y_1 \end{matrix} \right| \left| \begin{matrix} z_2 \\ z_1 \end{matrix} \right| \quad \dots (AII.14)$$

La ec. (AII.14) es la expresión que se utiliza para la evaluación numérica de la atracción gravitacional ya que presenta muchas ventajas en el procedimiento de computadora.

### APENDICE III

## COORDENADAS DE LOCALIZACION DE LOS PRISMAS UTILIZADOS EN EL MODELO DE 3 DIMENSIONES

APENDICE III

Coordenadas de los prismas utilizados en el programa del  
modelado tridimensional.

PRISMA	DEM.	X1	Y1	Z1	X2	Y2	Z2
1	.90	0	0	30	7000	1900	500
2	.90	7000	0	50	7500	1900	500
3	.90	7500	0	70	8000	2500	500
4	.90	0	1900	50	7500	2500	500
5	.90	0	2500	105	8500	3000	500
6	.90	3500	2500	90	8000	3000	500
7	.90	0	3000	110	3500	3400	500
8	.90	3500	3000	105	8000	3400	500
9	.90	0	3400	105	3500	3500	500
10	.90	3500	3400	110	8000	3900	500
11	.90	0	3900	105	3500	4400	500
12	.90	3500	3900	120	5500	4400	500
13	.90	5500	3900	120	6500	4600	500
14	.90	6500	3900	145	8200	4600	500
15	.90	0	4400	140	5500	4900	500
16	.90	0	4900	180	5000	5300	500
17	.90	5000	4900	150	5500	5100	500
18	.90	5500	4600	150	6500	5100	500
19	.90	6500	4600	160	8000	5100	500
20	.90	5000	5100	250	8000	5200	500
21	.90	0	5300	290	8000	6200	500
22	.90	0	6200	340	8000	6800	500
23	.90	3500	6800	490	6500	7500	500
24	.90	0	8500	450	8000	9200	500
25	.90	0	9200	310	8000	10000	500
26	.90	0	10000	250	8000	10500	500
27	.90	0	10500	170	8600	10900	500
28	.90	0	10900	180	3500	11500	500
29	.90	2500	10900	60	4500	11500	500
30	.90	4500	10900	120	6200	11500	500
31	.90	6200	10900	200	7800	11500	500
32	.90	0	11500	70	4100	14000	500
33	.90	4100	11500	80	6200	14000	500
34	.90	6200	11500	120	7800	14000	500
35	.90	8000	0	130	8500	3400	500
36	.90	8500	0	135	9000	3200	500
37	.90	9000	0	150	9500	3200	500
38	.90	9500	0	175	10000	3200	500
39	.90	10000	0	200	10500	3200	500
40	.90	8000	3400	175	8500	3600	500
41	.90	8500	3200	175	9000	3600	500
42	.90	9000	3200	245	10500	3600	500
43	.90	8000	3600	250	10500	3900	500
44	.90	8200	3900	250	8700	4600	500
45	.90	8700	3900	260	10000	4600	500
46	.90	10000	3900	350	10500	4600	500
47	.90	8000	4600	260	8700	5100	500

PRISMA	DEN.	X1	Y1	Z1	X2	Y2	Z2
48	.90	8700	4600	280	9500	5100	500
49	.90	9500	4600	360	10500	5100	500
50	.90	8000	5100	450	10500	8200	500
51	.90	8000	5100	350	8700	5300	450
52	.90	8000	8200	400	8600	8500	500
53	.90	8600	8200	400	10500	8400	500
54	.90	8000	8500	320	8600	9200	500
55	.90	8600	8400	300	11000	8600	500
56	.90	8600	8600	270	11000	8800	500
57	.90	8600	8800	220	10500	9200	500
58	.90	8000	9200	300	8600	10000	500
59	.90	8000	10000	250	8600	10500	500
60	.90	8600	9200	200	9800	10900	500
61	.90	9800	9200	160	10500	11700	500
62	.90	7800	10900	220	9800	11700	500
63	.90	7800	11700	170	9800	14000	500
64	.90	10500	0	240	11900	3200	500
65	.90	11900	0	90	13500	3200	500
66	.90	13500	0	60	14700	3200	500
67	.90	14700	0	60	17000	4400	500
68	.90	15800	0	40	17000	4400	60
69	.90	10500	3600	240	12000	4400	500
70	.90	11900	3200	140	13000	3600	500
71	.90	12000	3600	160	13000	4400	500
72	.90	13000	3200	110	13400	4400	500
73	.90	13400	3200	110	13700	4400	500
74	.90	13700	3200	90	14700	4400	500
75	.90	10500	4400	240	12500	5100	500
76	.90	10500	5100	300	12000	5600	500
77	.90	12000	5100	270	12500	5600	500
78	.90	12500	4400	190	13500	5600	500
79	.90	13500	4400	140	14700	5600	500
80	.90	14700	4400	80	17000	5600	500
81	.90	10500	5600	440	11500	8000	500
82	.90	11500	5600	420	12500	8000	500
83	.90	12500	5600	235	13700	6400	500
84	.90	13700	5600	140	14900	6300	500
85	.90	14900	5600	100	17000	6300	500
86	.90	12500	6400	260	13700	8000	500
87	.90	13700	6300	170	14500	7300	500
88	.90	14500	6300	110	17000	7300	500
89	.90	13700	7300	190	17000	8300	500
90	.90	10500	8000	300	13700	8400	500
91	.90	11000	8400	280	13700	8800	500
92	.90	10500	8800	160	11200	9300	500
93	.90	11200	8800	105	12500	9300	500
94	.90	12500	8800	220	13700	9500	500
95	.90	13700	8300	285	15500	9500	500
96	.90	13700	8800	240	14300	9500	285
97	.90	15500	8300	290	17000	9500	500
98	.90	10500	9800	90	11200	11700	500
99	.90	11200	9300	25	12500	11700	500
100	.90	12500	9500	130	13700	10300	500

PRISMA	DEN.	X1	Y1	Z1	X2	Y2	Z2
101	.90	13700	9500	260	14500	10300	500
102	.90	14500	9500	290	15500	10700	500
103	.90	15500	9500	270	17000	10300	500
104	.90	12500	10300	140	13700	11200	500
105	.90	13700	10300	190	14500	11200	500
106	.90	14500	10700	180	15500	11200	500
107	.90	9800	11700	130	11000	14000	500
108	.90	11000	11700	10	12500	14000	500
109	.90	12500	11200	90	13500	14500	500
110	.90	13500	11200	105	15500	14000	500
111	.90	15500	10300	190	17000	11100	500
112	.90	15500	11100	80	17000	14000	500
113	.50	5000	5100	210	8000	5300	250
114	.50	0	5300	220	8000	6200	290
115	.50	0	6200	230	8000	6800	340
116	.50	0	6800	300	3500	7500	500
117	.50	0	7500	320	3500	8500	500
118	.50	3500	6800	230	6500	7500	490
119	.50	6500	6800	240	8000	7500	500
120	.50	3500	7500	315	5500	8500	500
121	.50	5500	7500	280	8000	8500	500
122	.50	0	8500	250	8000	9200	450
123	.50	0	9200	250	8000	10000	310
124	.50	0	10000	250	8000	10500	250
125	.50	9000	3200	210	10500	3600	245
126	.50	8000	3600	210	10500	3900	250
127	.50	8200	3900	210	8700	4600	250
128	.50	8700	3900	210	10000	4600	260
129	.50	10000	3900	210	10500	4600	350
130	.50	8000	4600	220	8700	5100	260
131	.50	8700	4600	220	9500	5100	280
132	.50	9500	4600	220	10500	5100	360
133	.50	8000	5100	230	8700	5300	350
134	.50	8700	5100	230	10500	5300	450
135	.50	8000	5300	240	10500	8200	450
136	.50	8000	8200	230	8600	8500	400
137	.50	8600	8200	220	10500	8400	400
138	.50	8600	8400	220	11000	8600	300
139	.50	8600	8600	220	11000	8800	270
140	.50	8000	8500	230	8600	9200	320
141	.50	8000	9200	230	8600	10000	300
142	.50	8000	10000	230	8600	10500	250
143	.50	10500	0	200	11900	3600	240
144	.50	10500	3600	200	12000	4400	240
145	.50	10500	4400	200	12500	5100	240
146	.50	10500	5100	220	12000	5600	300
147	.50	12000	5100	210	12500	5600	270
148	.50	10500	5600	240	11500	8000	440
149	.50	11500	5600	220	12500	8000	420
150	.50	12500	5600	200	13700	6400	235
151	.50	12500	6400	200	13700	8000	260
152	.50	15700	7300	180	17000	8300	150
153	.50	10500	8000	200	13700	8400	300

PRISMA	DEN.	X1	Y1	Z1	X2	Y2	Z2
154	.50	11000	8400	180	13700	8800	280
155	.50	12500	8800	180	13700	9500	220
156	.50	13700	8800	180	14300	9500	240
157	.50	13700	8300	180	15500	8800	285
158	.50	14300	8800	180	15500	9500	285
159	.50	15500	8300	180	17000	9500	290
160	.50	13700	9500	190	14300	10300	260
161	.50	14500	9500	190	15500	10700	290
162	.50	15500	9500	180	17000	10300	270

Las coordenadas de los prismas están en metros. La  
columna DEN, establece el contraste de densidad en gr/cc.