



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

**EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION GEOFISICA**

**PRINCIPIOS FUNDAMENTALES Y UNIDADES**

M. en C. Osvaldo Sánchez Zamora

AGOSTO, 1982

## II. PRINCIPIOS FUNDAMENTALES Y UNIDADES.

Por: Ing. Góvaldo Sánchez.

Es de conocimiento general que la gravedad es la fuerza que hace que las cosas se mantengan adheridas a la superficie de la tierra. Un poco menos conocido es el hecho de que la gravedad sea mayor en los polos de la tierra que en el ecuador. Finalmente, menos conocido, es el que la gravedad varíe en pequeñas cantidades sobre toda la superficie de la tierra. En tales condiciones, este curso pretende investigar, entre otras cosas el campo gravitacional terrestre, qué es lo que causa dichas variaciones y cómo estas variaciones pueden ser usadas para estudiar la estructura de la corteza terrestre; así como la aplicación de estos conocimientos en la exploración geofísica.

### 1.- LEY DE LA GRAVITACION UNIVERSAL.

Newton formuló la ley de Gravitación Universal basado en las leyes empíricas de Kepler de movimiento de los planetas, mostrando que tales leyes eran evidencia de una fuerza entre cada planeta y el sol.

Asumiendo que las órbitas de los planetas fueran círculos en lugar de elipses, lo cual afortunadamente es una buena aproximación, tenemos que, para una partícula que se mueve en esa órbita,

El área cubierta por el radio en un tiempo  $dt$ , cuando ha recorrido un ángulo  $d\theta$  es:

$$dA = \frac{1}{2} R^2 d\theta \quad (2.1.1.)$$



derivando con respecto al tiempo:

$$\frac{dA}{dt} = \frac{1}{2} R^2 \frac{d\theta}{dt} = \frac{1}{2} R^2 \omega \quad (2.1.2.)$$

en donde  $\omega$  es la velocidad angular. Si recordamos la 2a. ley de Kepler (El radio vector del sol a un planeta, barre áreas iguales en tiempos iguales) vemos que  $\omega$  es constante; por lo tanto, la velocidad angular es constante y la velocidad tangencial solo cambiará de dirección, luego entonces la aceleración tangencial es cero.

La aceleración radial estará dada por

$$a_R = -\omega^2 R \quad (2.1.3.)$$

o sea que la fuerza ejercida por el sol sobre un planeta está dirigida a lo largo del radio hacia el sol.

Ahora bien la velocidad angular es

$$\omega = \frac{2\pi}{T} \quad (2.1.4.)$$

y recordando la 3a. ley de Kepler (El cuadrado del período de revolución es proporcional al cubo de la longitud del semieje mayor de la elipse de la órbita considerada). En este caso en que asumimos órbitas circulares.

$$T^2 \sim R^3 \quad / \quad T^2 = C R^3$$

sustituyendo en (2.1.4.) y en (2.1.3.)

$$\frac{F_R}{m} = -\frac{G}{C} \frac{M}{R^2} \frac{1}{R^2} = -\frac{K}{R^2} \quad (2.1.5.)$$

de aquí vemos que la aceleración de un planeta hacia el sol es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que los separa y el factor de proporcionalidad  $K = \frac{G M}{C}$  es igual para todos los planetas, en otras palabras, depende únicamente del sol. Por lo tanto la fuerza con que el sol atrae a los planetas está dada por

$$F_r = m a_r = -m \frac{K}{R^2} \quad (2.1.6.)$$

Poniendo a la constante K proporcional a la masa M del sol

$$(F_r = -\gamma \frac{M_m}{R^2}) \quad \text{donde } \gamma \text{ es la constante de Gravitación Universal.}$$

Newton postuló esa ley como válida para todas las masas puntuales del Universo.

"Toda masa puntual en el universo atrae a toda otra partícula con una fuerza que varía directamente con el pro-

ducto de las dos masas e inversamente con el cuadrado de la distancia entre ellas."

$$F = -\gamma \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (2.1.7.)$$

## 2.- FUERZA Y ACCELERACION.

La aceleración gravitacional es la fuerza que actúa sobre una masa unitaria. Por lo tanto si  $m_0$  es la masa unitaria en el punto P ( $x_0, y_0, z_0$ ) y m es una masa puntual en el punto Q ( $x, y, z$ ), la aceleración gravitacional en el punto P debido a m en el punto Q es:

$$a = \frac{F}{m_0} = \gamma \frac{m}{r^2} \quad (2.2.1)$$



por lo tanto la aceleración gravitacional es una fuerza por unidad de masa.

En el caso específico de la tierra dicha aceleración en la superficie se designa con la letra g

$$g = \gamma \frac{M}{R^2} \quad (2.2.2.)$$

en donde se considera que la tierra es una esfera uniforme de masa M, radio R, y en estado de reposo.

### 3.- LA CONSTANTE DE GRAVITACION.

El valor numérico de la constante  $\gamma$  no fue determinado en tiempos de Newton. Fue Cavendish en 1798 quien efectuó las primeras mediciones en el laboratorio utilizando el aparato que lleva su nombre.

Este bien conocido aparato hace uso de el hecho de que la atracción entre esferas es la misma que aquella entre partículas masa; y la medición de la fuerza es determinada por medio del par que actúa en la fibra suspendida. En estas condiciones el valor de la constante puede ser determinado utilizando los valores de las variables que intervienen en la ecuación (2.1.7.) o sea que

$$\gamma = \frac{F l^2}{m_0 m} \quad \text{--- (2.3.1.)}$$

El experimento de Cavendish ha sido repetido gran cantidad de veces con aparatos cada vez más perfeccionados, siendo el valor que más ampliamente se utiliza el obtenido por Heyl en 1930.

$$\gamma = 6.67 \times 10^{-8} \quad \text{unidades c.g.s.}$$

### 4.- ANALISIS DIMENSIONAL.

Utilizando como medidas fundamentales:

Longitud	- L
Tiempo	- T
Masa	- M

podemos situar en este marco de referencia a todas las entidades tales como:

$$\text{Densidad } M/L^3$$

$$\text{Aceleración } L/T^2$$

$$\text{Fuerza } M(L/T^2)$$

$$\text{Conat.Grav. } (M/L^3) L^2/M^2$$

$$= M^{-1} L^3 T^{-2}$$

### 5.- UNIDADES DE ACCELERACION USADAS EN GRAVIMETRIA.

El valor de la aceleración gravitacional  $g$  sobre la superficie de la tierra varía entre 978 y 983 cm./seg<sup>2</sup>. Esta unidad de aceleración es designada gal ( en honor a Galil ).  
 $1 \text{ gal} = 1 \text{ cm./seg}^2$ .

pero las variaciones de la aceleración gravitacional desde el punto de vista económico son del orden de milésimos o menores que esa unidad, en tales circunstancias es necesario introducir unidades más pequeñas que se usan en gravimetría:

$$1 \text{ miligal} = 1 \text{ mg.} = 0.001 \text{ gal} = 0.001 \text{ cm./seg}^2$$

$$1 \text{ unidad gravimétrica} = 1 \text{ U.G.} = 0.1 \text{ mg.}$$

### 6.- ENERGIA POTENCIAL Y POTENCIAL GRAVITACIONAL.

La energía potencial  $V$  en el punto P se define como el negativo del trabajo hecho por el campo de fuerza, es decir,  $V$  es la capacidad para hacer trabajo en contra del campo fuerza, esto es:

$$dW = Fr dr = -dv \quad (2.6.1.)$$

$$Fr = -\frac{\partial V}{\partial r} \quad (2.6.2.)$$

$$v = - \int_{r_1}^{r_2} Fr dr \quad (2.6.3.)$$

si tenemos un campo de fuerza conservativo, entonces el trabajo es independiente de la trayectoria de la integral de  $r_1$  a  $r_2$ .

El potencial gravitacional es la energía potencial por unidad de masa, es decir, el potencial gravitacional es el negativo del trabajo por unidad de masa, hecho por una componente del campo gravitacional al mover una masa en la dirección de dicha componente. Aplicando esto a la ecuación (2.6.1.)

$$\frac{dW}{m_0} = \frac{Fr}{m_0} dr = -\frac{dv}{m_0}$$

$$g_r dr = -du \quad (2.6.4.)$$

para una masa puntual esto puede ser escrito como

$$g = \gamma \frac{m}{r^2} = -\frac{\partial u}{\partial r} \quad (2.6.5)$$

lo cual satisface

$$-\frac{\partial u}{\partial r} = -\frac{\partial}{\partial r} \left( \gamma \frac{m}{r} \right) \quad (2.6.6.)$$

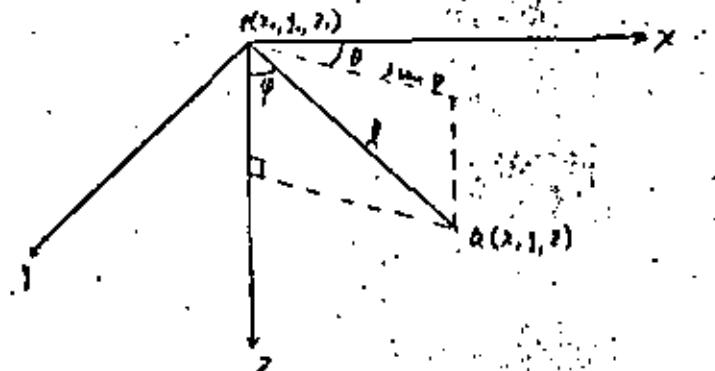
por consiguiente, el potencial gravitacional en P debido a la masa puntual m en Q es

$$u = \gamma \frac{m}{r} \quad (2.6.7.)$$

Observa que el potencial gravitacional es una cantidad escalar mientras que la aceleración es una cantidad vectorial. Una propiedad importante del potencial gravitacional es que el negativo de la derivada direccional del potencial gravitacional en el punto P en cualquier dirección, da la componente de la aceleración gravitacional en esa dirección.

Por ejemplo, poniendo Z positivo hacia abajo y

$$J = [(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 + (z-z_0)^2]^{1/2}$$



$$-\left. \frac{\partial u}{\partial x} \right|_{P(x_0, y_0, z_0)} = -\left. \frac{\partial u}{\partial x} \right. \left. \frac{\partial J}{\partial x} \right|_{P(x_0, y_0, z_0)} = \gamma \frac{m}{J^2} \cdot \frac{x-x_0}{J} = g \cos \theta = g \cos \varphi = J,$$

$$-\left. \frac{\partial u}{\partial y} \right|_{P(x_0, y_0, z_0)} = -\left. \frac{\partial u}{\partial y} \right. \left. \frac{\partial J}{\partial y} \right|_{P(x_0, y_0, z_0)} = \gamma \frac{m}{J^2} \cdot \frac{y-y_0}{J} = g \sin \theta \cos \varphi = g,$$

$$-\left. \frac{\partial u}{\partial z} \right|_{P(x_0, y_0, z_0)} = -\left. \frac{\partial u}{\partial z} \right. \left. \frac{\partial J}{\partial z} \right|_{P(x_0, y_0, z_0)} = \gamma \frac{m}{J^2} \cdot \frac{z-z_0}{J} = g \sin \theta \sin \varphi = g,$$

## 7.- PROPIEDADES DE LOS CAMPOS POTENCIALES.

De la ecuación (2.6.5.) vemos que

$$\bar{g} = - \text{grad } U \quad \dots \dots \dots \quad (2.7.1.)$$

y de aquí se deducen varias relaciones importantes.

Primeramente

$$\text{rot } \bar{g} = 0$$

ya que contiene términos de la forma

$$\left[ \frac{\partial' U}{\partial x \partial z} - \frac{\partial' U}{\partial z \partial y} \right]$$

los cuales son cero, puesto que  $U$  es una función continua del espacio.

A continuación se expresan sin deducir dos ecuaciones fundamentales en la teoría del potencial:

a) Ecuación de Laplace

$$\nabla' U = \frac{\partial' U}{\partial x^i} + \frac{\partial' U}{\partial y^i} + \frac{\partial' U}{\partial z^i} = 0$$

aplicable cuando no existe masa en la región considerada, y

b) Ecuación de Poisson

$$\nabla' U = 4\pi G \rho$$

aplicable en regiones donde si existe masa.

## TEOREMA DE GAUSS.-

Si  $F$  es una función vectorial analítica dentro de una superficie cerrada  $S$  contenido un volumen  $V$ , entonces:

$$\int_V \nabla \cdot F \, dv = \int_S F \cdot \bar{n} \, ds$$

donde  $\bar{n}$  es un vector normal en  $S$ .

Ley de Gauss.-

Definiendo flujo gravitacional,  $dN$ , a través de un elemento de superficie,  $dS$ , como el producto de la componente de atracción gravitacional normal a la superficie y la superficie, esto es

$$dN = \bar{g} \cdot d\bar{S}$$

Consideraremos el flujo a través de una superficie cerrada causada por una pequeña masa  $m$  dentro de ella.

$$dN = g \, dS \cos \theta$$

$$\therefore \frac{m}{r^2} \, dS \cos \theta$$

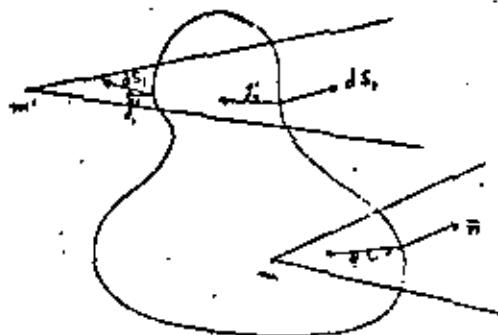
puesto que el ángulo sólido

$$d\Omega = \frac{dS \cos \theta}{r^2}$$

$$dN = m \, d\Omega$$

a través de toda la superficie

$$\int dN = \int -\gamma m dA \Rightarrow N = -4\pi \gamma m$$



El flujo total a través de la superficie debido a una pequeña masa  $m'$  fuera de la superficie es cero puesto que el flujo a través de  $dS_1$  es igual y de signo contrario al flujo a través de  $dS_2$ .

Por lo tanto el flujo total gravitacional a través de cualquier superficie cerrada es igual a  $-4\pi\gamma$  veces la masa encerrada por la superficie.

Para una distribución de masa podemos escribir

$$N = -4\pi\gamma \int_V \rho dv$$

Por definición

$$N = \int_S \bar{g} \cdot d\bar{s}$$

Por lo tanto

$$\int_S \bar{g} \cdot d\bar{s} = -4\pi\gamma \int_V \rho dv$$

aplicando el teorema de Gauss al lado izquierdo

$$\int_S \bar{g} \cdot d\bar{s} = \int_V \nabla \cdot \bar{g} dv = -4\pi\gamma \int_V \rho dv$$

$$\int_V (\nabla \cdot \bar{g} + 4\pi\gamma \rho) dv = 0$$

puesto que es válido para cualquier volumen

$$\nabla \cdot \bar{g} = -4\pi\gamma \rho$$

y puesto que hemos definido

$$\bar{g} = -\nabla U$$

entonces

$$\nabla^2 U = 4\pi\gamma \rho \quad \text{(Conocida como ecuación de Poisson en regiones conteniendo masa)}$$

$$\nabla^2 U = 0$$

Ecuación de Laplace



## EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION GEOFISICA

LEVANTAMIENTOS GRAVIMETRICOS EN LAS EXPLORACIONES GEOFISICAS

M. en C. Osvaldo Sánchez Zamora

AGOSTO, 1982

V. LEVANTAMIENTOS GRAVIMETRICOS EN LA EXPLORACION  
GEOFISICA.  
SEGUNDA PARTE.

LEVANTAMIENTOS GRAVIMETRICOS EN EL MAR.

Por: Ing. Osvaldo Sánchez Z.

Los levantamientos gravimétricos en el mar podemos dividirlos en dos tipos:

a) Levantamientos submarinos.

Dentro de esta categoría se ubican los efectuados en submarinos, utilizando el aparato de péndulos de Vening - Meinesz; el cual ya es muy raro que se utilice en la actualidad.

Después pasamos a los levantamientos llevados a cabo con gravímetros en submarinos. Debido a que dichos gravímetros fueron optimizados muy rápidamente, este método fue el que posteriormente llevó a la utilización de los gravímetros de superficie en barcos.

El tercero de este tipo de levantamientos es el que contribuyó en mayor proporción en la exploración petrolera y se trata de los levantamientos con gravímetros en fondo marino. Estos gravímetros son esencialmente gravímetros de tierra, operados a control remoto, aunque el trabajo bajo el agua involucra sustanciales problemas adicionales relacionados principalmente con la construcción del aparato, así como el movi-

miento sísmico en el fondo marino.

La exactitud en el último tipo de levantamientos depende en gran parte a la forma en que sea tratado el aparato. La precisión inherente del gravímetro es de aproximadamente 0.01 mg. En operaciones reales en el mar bajo condiciones normales, se han obtenido exactitudes de hasta 0.1 mg., aunque muy cuidadosos estudios se han obtenido con mejor exactitud.

Una exactitud de 0.1 mg. es generalmente adecuada ya que incertidumbres en la profundidad del agua y latitud, a menudo dan más grandes errores. La profundidad del agua es generalmente obtenida mediante aparatos para medir presiones los cuales no tienen una precisión mayor de 1/2 o/o. Un error en profundidad, corresponde aproximadamente a 0.1 mg. Un error de 150 m. en dirección Norte - Sur corresponde aproximadamente a 0.1 mg. a la latitud de 30°. Una exactitud promedio de aproximadamente 0.2 mg. es considerada buena en levantamientos de hasta 150 m. de profundidad.

Exploración gravimétrica para petróleo se ha llevado a cabo hasta 180 m. de profundidad, pero no a mayor profundidad debido a que se incrementan los costos y baja la exactitud de las mediciones en aguas profundas.

Como se puede observar, en este tipo de levantamientos una de las principales fuentes de error lo es la posición de

la estación, es decir, las coordenadas, las cuales no son tan fáciles de determinar como lo es en tierra.

Otro detalle que observar es que este tipo de gravímetros están bien adaptados para operar en aguas poco profundas, y por otro lado permiten que se obtenga más detalle puesto que las mediciones se obtienen más cerca de las fuentes anómalas.

#### b) Levantamientos en la superficie del mar.

Los levantamientos con gravímetros de superficie en barcos, se han llevado a cabo desde finales de la década de los cincuentas, pero sólo a mediados de los sesentas las mediciones obtenidas han sido consistentemente aceptables. Existen diferentes tipos de correcciones que se aplican a las observaciones, las cuales generalmente son ejecutadas por un sistema, en el cual el gravímetro solamente es una parte de él. Dichas correcciones son necesarias debido a las aceleraciones a que se encuentra sometido el barco y las cuales son muy difíciles de discriminar de la aceleración de la gravedad. Estas correcciones varían dependiendo de cada tipo de gravímetro que se utilice. Pero existe una corrección que es independiente del tipo de gravímetro llamada Corrección de Eotvos la cual se aplica en cualquier levantamiento en donde el gravímetro se mueva en relación a la tierra. De esta corrección se hablará posteriormente.

Para un levantamiento con gravímetro de superficie en barcos, estos son a grandes rasgos los pasos a seguir:

En primer lugar, una vez determinada el área por investigar, se diseñan los transectos en base al tipo de estudio que se va a realizar. Tomando en cuenta que en estos levantamientos las mediciones son continuas (aproximadamente cada 30 segundos) la densidad de datos estará en función de la velocidad del barco por un lado y de la separación de los transectos por otro.

Una vez que se tiene esta parte del proyecto; un poco antes de salir al mar se toma la diferencia de la gravedad entre una estación base gravimétrica en tierra y el lugar en que se encuentra el gravímetro de a bordo. (Esta operación se lleva a cabo con cualquiera de los gravímetros de tierra conocidos y con la misma técnica que se utiliza en tierra). El primer objetivo de esta medición es obtener valores absolutos de la gravedad al ligarse con la estación base. El segundo objetivo es obtener la deriva (drift) del aparato, ya que al finalizar el levantamiento nuevamente se lleva a cabo la misma medición.

El siguiente paso es iniciar el levantamiento propiamente dicho durante el cual se debe poner especial atención en que el personal de tripulación mantenga el barco a una velocidad constante y en línea recta el mayor tiempo posible.

Se lleva un registro preciso de la velocidad, rumbo con que se navega y posición. De suma importancia en este registro es anotar la posición cuando existan cambios de rumbo y/o velocidad, ya que tales cambios afectan los valores de gravedad observados, y por otro lado serán necesarios para posteriormente aplicar la corrección de Eotvos.

Las observaciones de gravedad son registradas por el sistema ya sea en forma gráfica o en cinta magnética. Si se lleva al registro gráfico es una buena oportunidad para detectar posibles errores motivados por mal funcionamiento del gravímetro los cuales pueden ser corregidos posteriormente o en su caso desechar tales mediciones.

El resto de la operación puede ser efectuado en tierra o si se cuenta con equipos más sofisticados y el personal necesario, se puede hacer a bordo. Este comprende la corrección de Eotvos, el reajuste de la navegación, el cálculo de la anomalía deseada (aire - libre, Bouguer, etc.), y la presentación en mapas de contornos.



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

**EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION GEOFISICA**

**REDUCCION DE DATOS OBSERVADOS Y ANOMALIAS**

**M. en C. Osvaldo Sánchez Zamora**

**AGOSTO, 1982**

## VI: REDUCCION DE DATOS OBSERVADOS Y ANOMALIAS

### SEGUNDA PARTE

Por: Ing. Osvaldo Sánchez Z.

#### 1.- CORRECCIONES ISOSTATICAS.

En algunos lugares es posible observar que aún después de considerar el efecto de visibles irregularidades tales como montañas, valles, océanos, e islas, las anomalías gravimétricas son todavía un poco grandes. También sabemos que las anomalías de Bouguer son generalmente negativas en áreas montañosas y extremadamente positivas en el mar. Estos hechos pueden ser explicados si asumimos que la densidad de masa promedio, es menor bajo las montañas y mayor bajo los océanos de como lo es bajo tierras de poca elevación.

La evidencia a partir de las anomalías gravimétricas, así como similar evidencia a partir de mediciones de la desviación de la vertical, lleva a la hipótesis de equilibrio-isostático.

Equilibrio isostático significa que elementos de la corteza terrestre a una profundidad no muy lejana bajo el nivel del mar se encuentran a la misma presión, independientemente de si se hayan bajo montañas, tierras de poca elevación u océanos. La profundidad a la que el equilibrio isostá-

tico prevalece se llama profundidad de compensación.

Originalmente los estudios isostáticos de anomalías gravimétricas fueron para encontrar cómo y en qué extensión, diferentes partes del mundo están compensadas y para investigar las razones de las desviaciones del equilibrio isostático.

Existen básicamente dos diferentes concepciones de isostacia.

En el concepto formalizado por Pratt se asume que las montañas se han elevado como cuando una masa se está fermentando, la densidad se va haciendo menor a medida que se eleva y el equilibrio isostático es causado por diferencias de densidad.

El concepto formulado por Airy es asumir que la corteza terrestre bajo las montañas se ha hundido dentro de la capa de la subcorteza, de la misma manera que los cubos de hielo flotan en el agua. De igual modo el material mas denso de la subcorteza bajo los océanos se eleva más alto que bajo tierras de poca elevación. En este concepto, las montañas tienen "raíces" de material ligero, las cuencas oceánicas tienen "antiraíces" de material pesado y el equilibrio isostático es causado por estas raíces y antiraíces.

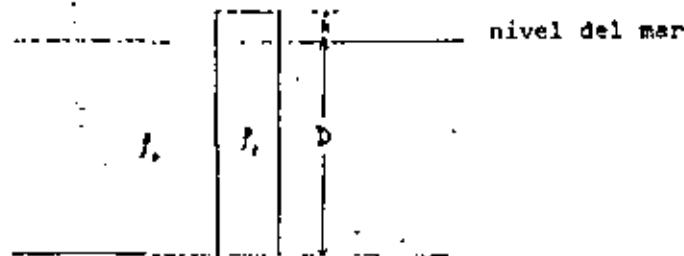
a) Método de Pratt-Hayford.

El sistema de Pratt (también conocido como sistema de Pratt-Hayford, después de que Hayford desarrolló técnicas de cálculo) puede resumirse como sigue:

- 1) La compensación isostática es uniforme, es decir, la densidad bajo las montañas es uniformemente menor que bajo tierras de poca elevación.
- 2) La capa compensadora está localizada directamente bajo las montañas y alcanza la profundidad de compensación  $D$ , cuando el equilibrio prevalece.
- 3) La densidad  $\rho_1$  de una sección con elevación topográfica  $h$ , y la densidad  $\rho_0$  de la sección con elevación al nivel del mar, satisface la ecuación

$$\rho_0 D \cdot (D+h) \rho_1 \quad \Delta P = - \frac{h \rho_1}{D}$$

lo cual corresponde a la siguiente figura



- 4) Por razones de cálculo, la profundidad de compensación es igual en todas partes cuando se mide desde la superficie física de la tierra y no desde el nivel del mar.

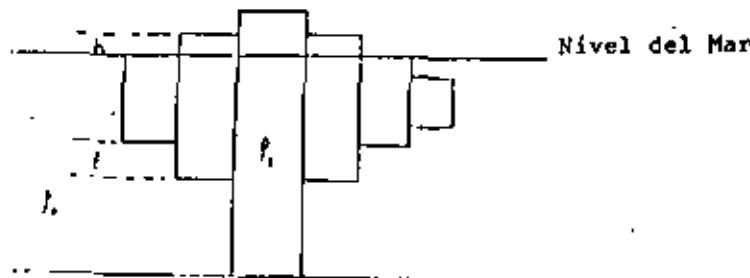
b) Método de Airy-Heiskanen.

Heiskanen refinó los cálculos hechos para el modelo de Airy y preparó tablas basadas en las siguientes suposiciones:

- 1) La compensación isostática es completa.
- 2) La compensación es local.
- 3) La densidad de la corteza terrestre es constante e igual a  $2.67 \text{ gr/cm}^3$
- 4) La densidad de la capa de la subcorteza es también constante e igual a  $3.27 \text{ gr/cm}^3$ .

La ecuación que originalmente se utilizó en el modelo de Airy-Heiskanen de acuerdo con la figura es:

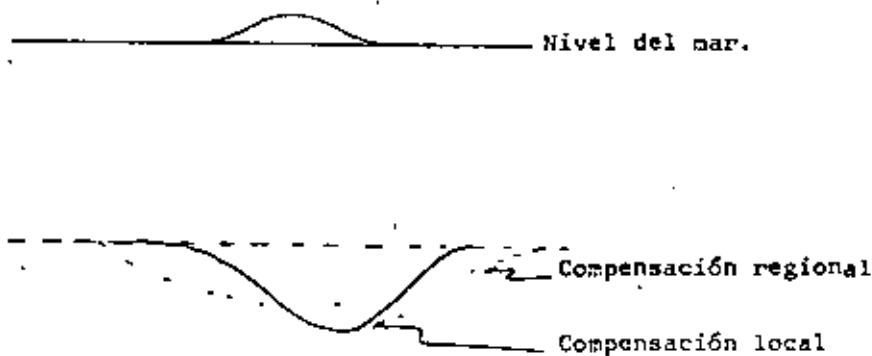
$$h \rho_1 = t (\rho_0 - \rho_1)$$



Con cálculos posteriores que fueron optimizados, las raíces de las montañas son de 4.45 km por cada km de elevación, y las antirraíces bajo los océanos son de 2.73 km por cada km de profundidad.

### c) Método de Vening Meinesz.

Otros sistemas isostáticos han sido propuestos para tratar de obtener mejores modelos para la tierra. Vening Meinesz en 1931 propuso un sistema de compensación regional, el cual fue una modificación del sistema de Airy. De acuerdo con esta modificación la topografía es una "carga" en una corteza irrompible, la cual se asume que se comporta como una placa elástica, lo suficientemente fuerte para resistir el esfuerzo cortante causado por la carga. La cantidad que se "vence" en cada punto es usada para determinar el efecto de la compensación isostática en ese punto



Hoy en día, el uso primario de las anomalías isostáticas es de una manera inversa. Si en una área se puede asumir que no hay influencias dinámicas que causen que se encuentre fuera de equilibrio isostático, entonces el modelo isostático que causa la anomalía isostática promedio mínima, puede pensarse que indica el tipo de mecanismo de compensación que ocurre en el área.

Las reducciones isostáticas sustraen el efecto de la masa arriba del nivel del mar y lo incertan directamente abajo para eliminar las "raíces" de las montañas (o "antirraíces" bajo los océanos).

Los cálculos para masas topográficas y masas compensadoras en los dos sistemas mencionados usan fórmulas para una tierra plana hasta una distancia de 166.7 km (zona 0 de Hayford) y fórmulas esféricas para distancias mayores. Ambos sistemas utilizan la técnica del cilindro y las zonas de Hayford como se usa en la corrección topográfica.

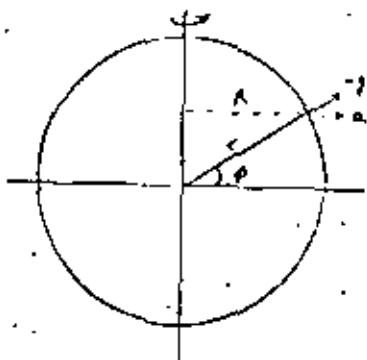
## 2.- CORRECCION DE EOTVOS.

En el caso más general un barco o un avión en movimiento está sujeto a diferente aceleración centrífuga con respecto a la tierra de como lo es un punto estacionario. Por lo tanto la gravedad medida se ve afectada. El valor equivalente estacionario de la gravedad se obtiene sumando una --

corrección, la corrección de Eotvos, a la medida en un vehículo en movimiento.

La aceleración centrífuga en la superficie de la tierra, debido a la rotación alrededor de su eje es:

$$a = \frac{v^2}{R} = \omega^2 R$$



donde  $v$  es la velocidad lineal en la tierra,  $\omega$  es la velocidad angular,  $R$  la distancia desde el eje de rotación,  $r$  el radio de la tierra y  $\phi$  la latitud.

Un vehículo con una componente de velocidad este-oeste  $V_E$  sufre una aceleración alrededor del eje, que es:

$$a = \frac{(v + V_E)^2}{R}$$

la cual tiene una componente en la dirección de la gravedad de

$$g_E = \frac{(v + V_E)^2 \cos \phi}{R}$$

La corrección de Eotvos (de signo contrario a la aceleración) para una velocidad uniforme en la dirección este-oeste es

$$\Delta g_E = 2\omega V_E \cos \phi + V_E^2/R$$

la cual se suma a las mediciones para velocidades en la dirección este y se resta para velocidades en la dirección oeste.

Un vehículo con una componente de velocidad norte-sur  $V_N$  sufre una aceleración en la dirección de la gravedad de

$$\Delta g_N = -\frac{V_N^2}{r}$$

La corrección total de Eotvos, en miligales, sumada algebraicamente a las mediciones en un vehículo con componentes de velocidad este y norte, en nudos, es:

$$\Delta g = 7.5 V_E \cos \phi + 0.004 (V_E^2 + V_N^2)$$

### 3.- ANOMALIAS GRAVIMETRICAS.

Las anomalías gravimétricas se definen como la diferencia entre el valor observado de gravedad reducido al nivel del mar y la gravedad "normal" o "teórica" (en el esferoide).

Anomalías específicas se definen por la forma en la que la gravedad es reducida.

a) La definición de la anomalia de Aire-Libre  $\Delta g_f$  es

$$\Delta g_f = g_{obs} + \delta_f - \gamma_p$$

donde  $g_{obs}$  es la gravedad observada,  $\delta_f$  es la corrección de aire-libre, y  $\gamma_p$ . Generalmente  $\Delta g_f$  se calcula a partir de:

$$\Delta g_f = g_{obs} + 0.3048 h - \gamma_p - m_p$$

donde  $h$  es en metros.

La gravedad observada ha sido reducida al nivel del mar corrigiendo sólamente por la elevación de la estación y sin considerar la atracción resultante de las masas topográficas. La anomalía, es la que se obtendría si la medición fuera hecha en un globo a una altura  $h$  sobre una área plana al nivel del mar con la masa topográfica comprimida al nivel del mar. La anomalía de aire-libre es el tipo más simple de anomalía porque en ella se hacen el menor número de suposiciones acerca del tipo de rocas tanto arriba como bajo el nivel del mar. El mayor defecto es que las anomalías dependen de las irregularidades topográficas.

b) La definición de anomalia simple de Bouguer  $\Delta g_{BS}$  es

$$\Delta g_{BS} = g_{obs} + \delta_f + \delta_{ai} - \gamma_p$$

donde  $\delta_{BS}$  es la corrección por la placa de Bouguer, entonces

$$\Delta g_{BS} = g_{obs} + \delta_f - 2\pi G \rho h - \gamma_p$$

la cual es escrita comúnmente como

$$\Delta g_{BS} = g_{obs} + (0.3048 - 0.0419 h) h - \gamma_p - m_p$$

La gravedad observada es reducida al nivel del mar corrigiendo por la elevación de la estación y eliminando la masa arriba del nivel del mar como si éste consistiera de una placa horizontal infinita de densidad  $\rho$  y un espesor igual a la elevación de la estación.

La utilidad de esta anomalía es que incluye una cruda corrección para la masa arriba del nivel del mar. Para estaciones tomadas en el mar en barcos sobre la superficie, la anomalía de Bouguer es determinada intercambiando el agua por roca de una densidad generalmente de  $2.67 \text{ gr/cm}^3$ .

Debido a que las anomalías de Bouguer han eliminado la atracción aproximada debida a las masas arriba del nivel del mar, y reemplazado agua con roca y porque estas características topográficas son generalmente compensadas a profundidad, las anomalías son generalmente muy negativas en altas elevaciones en tierra y excesivamente positivas en los océanos.

c) Una anomalía de Bouguer es corregida por topografía a menos que se indique de otra forma. La definición de anomalía de Bouguer  $\Delta g_{BT}$  es

$$\Delta g_{BT} = g_{obs} + \delta_r + \delta_s + T_t - Y_g$$

nuevamente con valores comúnmente usados

$$\Delta g_{BT} = g_{obs} + (0.3086 - 0.041t) h + T_t - Y_g \quad mg.$$

donde  $T_t$  es la suma de las correcciones topográficas para los diferentes compartimentos.

La anomalía es más útil para determinar variaciones anómalas locales, particularmente investigando estructuras del tamaño comúnmente encontrado en prospección petrolera y de minerales.



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

**EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION GEOFISICA**

**SEPARACION DE ANOMALIAS Y FILTRAJE**

M. En C. Ricardo Díaz Navarro

**AGOSTO, 1982**

## SEPARACION DE ANOMALIAS Y FILTRAJE

Por: M. en C. Ricardo Diaz Navarro

La anomalía de Bouguer es el resultado de una suma de efectos gravimétricos provocados por el material existente abajo del nivel de referencia usado. En un plano de anomalía de Bouguer generalmente se observan 2 tipos de tendencias en la configuración correspondiente. Una de estas tendencias es uniforme y cubre grandes extensiones. A esta tendencia se le da el nombre de anomalía Regional y es provocada por el basamento y sus irregularidades y por posibles masas con diferente densidad dentro del mismo basamento. Las otras tendencias de anomalía de Bouguer tienen un carácter muy irregular y dan la impresión de definir alguna estructura. A este tipo de tendencia se les da el nombre de Anomalía Residual y son provocadas por estructuras locales y mas someras con respecto al basamento.

Métodos de separación de Anomalías en sus componentes Regional y Residual.

### 1) Método Gráfico.

Sabiendo que un mapa de anomalías de Bouguer existen dos tipos de tendencias en las líneas de configuración, el método gráfico hace uso de las tendencias suaves y uniformes que definen a la anomalía regional. Para la separación de estas anomalías se hace uso de lo siguiente:

a) El regional se obtiene suavizando las líneas de config-

uración de la anomalía de Bouguer, el cual se resta del mapa de Bouguer original para obtener anomalías confinadas en áreas menores llamadas anomalías residuales.

b) El regional se obtiene por suavizamiento de los valores de gravedad a lo largo de perfiles tomados del mapa de Bouguer original. La anomalía residual se obtiene de una manera análoga que en la parte a).

Para obtener buenos resultados con este método es indispensable tener conocimiento de la Geología del Subsuelo, profundidad y tendencia del basamento.

Es difícil aplicar este método cuando la tendencia regional es muy fuerte y consecuentemente la anomalía residual es difícil de obtener.

### 2) Métodos Analíticos.

a) El ajuste de una superficie polinómica a los valores de anomalía de Bouguer. La extensión del área usada y el grado del polinomio son los parámetros que pueden cambiar el carácter del regional y residual obtenidos con este método.

b) Aplicación de filtros digitales.

Considerando que la información geofísica y en especial la gravimétrica se comportan en forma lineal y por lo tanto es susceptible de aplicar el análisis armónico, entonces para su

## SUPERFICIES POLINOMICAS

depuración se pueden utilizar filtros digitales, los cuales se pueden diseñar en el dominio del número de onda. Utilizando la técnica de la Transformada de Fourier se puede pasar del dominio del número de onda al dominio del espacio y viceversa realizando la aplicación del filtro usando el proceso convolución usado en cualquier sistema lineal.

En forma práctica el proceso convolución resulta ser un promedio pesado del plano de Bouguer original. Es necesario tener los datos a intervalos regulares definiendo una malla de valores de gravedad para la aplicación del filtro, para esto es necesario en el caso de un levantamiento terrestre realizar una interpolación de los datos obtenidos a lo largo de los caminamientos.

Modificando el número de puntos del filtro así como sus valores asociados permitirá cambiar la clase de filtro digital. En esta categoría se encuentran los procesos de: segunda derivada vertical, los filtros de pasa banda y los de continuación analítica.

En esta parte del curso se discutirán los métodos analíticos que se emplean para la separación de las anomalías Regionales y Residual en los Trabajos Gravimétricos de Exploración.

Se propone un polinomio bidimensional de la forma  $A_{00} + A_{01}x + A_{10}y + A_{11}xy + \dots + A_{nn}x^n y^n$  para que sea ajustado al mapa de anomalías de Bouguer con el criterio de mínimos cuadrados. Este criterio impone la condición que la suma cuadrática de las desviaciones entre los valores de los datos observados y los del polinomio propuesto sea mínima.

El polinomio que se obtenga representará al Regional, ya que los polinomios bidimensionales tienen la propiedad de representar una superficie continua y suavizada que sigue la tendencia del mapa en el cual se aplique.

Para entender el método vamos a trabajar en una dimensión sola mente, su generalización a dos dimensiones es inmediata.

$$\text{Sea } \tilde{g}(x) = a_0 + a_1x + a_2x^2 + \dots + a_nx^n$$

polinomio que mejor se ajuste a los datos observados.

Para poder determinar los valores de los coeficientes  $a_0, a_1, \dots, a_n$ , se impone la condición que la suma cuadrática de las desviaciones sea mínima.

$$D = \sum_{i=1}^{N+1} (q_i - \tilde{g}_i)^2 \rightarrow \text{mínimo}$$

Ahora debido a que se tienen  $n$  coeficientes se necesitan  $n$  condiciones para poder obtener a los coeficientes que definen al polinomio. Estos se obtienen derivando parcialmente a  $D$  con respecto a cada uno de los coeficientes, de manera que cada

una de las derivadas sea igual a cero, obteniéndose de esta forma un sistema de  $n$  ecuaciones con  $n$  incógnitas, la cual si se resuelve se obtendrán los valores de los coeficientes. Para el caso de una superficie se hace uso de una función polinómica con 2 variables independientes.

En el caso particular de la Gravimetría se trata de obtener con la ayuda de polinomios, la Anomalía Regional del Área. En este caso se aplica a la Anomalía de Bouguer la técnica de superficies polinómicas para obtener la tendencia suave de la anomalía Regional usando un polinomio de bajo orden, generalmente de  $4^{\circ}$  a  $6^{\circ}$  grado dan resultados satisfactorios.

En una área donde se tenga una tendencia regular de la anomalía de Bouguer y en la que se tengan aisladas irregularidades de la misma anomalía, el método de obtención del Regional por medio de superficies polinómicas da buenos resultados. El procedimiento es el siguiente: las irregularidades de la Anomalía de Bouguer que nos definen el residual son encerradas en una área y no son tomados en cuenta a la hora de hacer los cálculos para obtener la Anomalía Regional, de esta manera el Regional así obtenido provendrá de una zona suave a otra suave sin la influencia de la zona anómala. Obtenida la Anomalía Regional, por diferencia se obtiene la Anomalía Residual.

#### b) FILTROS DIGITALES EN EL DOMINIO DEL NUMERO DE ONDA.

En sismología los impulsos transitorios son representados

(3) en el dominio del tiempo y/o en el dominio de las frecuencias. En gravimetría los perfiles Gravimétricos se pueden dar en el dominio del espacio y/o en el dominio del número de onda. El tiempo en sismología es equivalente al espacio en gravimetría y la frecuencia al número de onda respectivamente. Si en un perfil de la Anomalía de Bouguer se tiene una cresta y un valle, la longitud que se cubra entre la cresta y el valle se considera igual a la mitad de la longitud de onda de la Anomalía en cuestión. El número de onda es igual al recíproco de la longitud de onda.

Las estructuras profundas y el basamento provocan anomalías de longitudes de onda grandes, llamándoseles a estas anomalías como Regionales y las estructuras mas someras dan como resultado Anomalías de longitud de onda con menor valor que las anteriores y se les denomina Anomalías Residuales.

Para poder hacer la separación de las anomalías Regionales y Residuales se hace uso de filtros Digitales. Un filtro regional deja pasar longitudes de onda altas o números de onda bajos y elimina a las longitudes de onda bajas o número de onda altos.

Un filtro residual será por el contrario que el anterior deja pasar las longitudes de onda bajas y elimina a las altas. Un filtro de pasa banda deja pasar las longitudes de onda que se especifiquen eliminando a las restantes.

## FUNDAMENTO MATEMATICO

La herramienta matemática fue dada por Fourier desde el siglo 19. Fourier demostró que cualquier función periódica ya sea del tiempo o distancia puede representarse por una suma de ondas seno y coseno de amplitud, frecuencia y fase específicas.

Para funciones transitorias esta suma se reemplaza por la integral de Fourier (Lee, 1960, pag. 33).

$$f(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(k) e^{ikx} dk \quad (1)$$

$$F(k) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) e^{-ikx} dx \quad (2)$$

donde  $k = 2\pi/\lambda$ , siendo  $\lambda$  la longitud de onda y  $x$  es la distancia.

La función  $f(x)$  puede representar una sección transversal estructural, un perfil gravimétrico y magnétometrónico.

Las funciones  $f(x)$  y  $F(k)$  son dos maneras distintas de definir la misma información, ya sea en el dominio del espacio o en el dominio del número de onda. En este dominio la información queda en términos de amplitud, frecuencia y fase de las ondas coseno y seno.

Las ecuaciones (1) y (2) son conocidas como la transformada de Fourier y permite transformar la información de un dominio al otro y viceversa.

En dos dimensiones, cualquier superficie  $f(x,y)$  puede

representarse por una suma de superficies monociales (cada una es como una lámina corrugada) de amplitud, frecuencia, fase y dirección determinada. La transformada de Fourier Bi-dimensional correspondiente a (1) y (2) está dada por:

$$\{f(x,y)\} = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} F(k_x, k_y) e^{i(k_x x + k_y y)} dk_x dk_y \quad (3)$$

$$F(k_x, k_y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \{f(x,y)\} e^{-i(k_x x + k_y y)} dx dy$$

donde  $x$  e  $y$  son las distancias en un sistema de referencia ortogonal y  $k_x$  y  $k_y$  son las frecuencias especiales correspondientes.

El proceso de filtrado elimina las amplitudes de ciertas longitudes de onda de la función de entrada, de tal manera que la función de salida contiene únicamente el rango de longitudes de onda deseado.

Considerando que la información geofísica y en especial la gravimétrica se comporta, dentro de ciertas limitaciones, como un Sistema Lineal, entonces para depurarlo se puede aplicar el proceso de filtrado definido para este clase de Sistemas.

En un Sistema Lineal, la información de entrada se transforma mediante el Sistema o Filtro en una información de Salida. El filtrado en el dominio espacial se conoce como CONVOLUCION (Blackman y Tukey 1958 p.72) y en una dimensión se re-

expresa como:  $O(x) = \int_{-\infty}^{\infty} I(x-\lambda) S(\lambda) d\lambda \quad (5)$

donde  $I(x)$  es la información de entrada,  $S(\lambda)$  es el filtro y  $O(x)$  es la información de salida. La transformada de Fourier de la integral convolución es

$$O(k) = I(k) S(k) \quad (6)$$

donde  $I(k)$  es la información de entrada en el dominio de la frecuencia,  $S(k)$  el filtro y  $O(k)$  es la información de Salida. De esta ecuación se deduce que las frecuencias presentes en la señal de salida serán únicamente las frecuencias comunes de la Señal de Entrada y del filtro.

El proceso de filtrado en el dominio de la frecuencia requiere que el filtro se multiplique por la Señal de Entrada. En cambio en el dominio del espacio se requiere aplicar el proceso convolución.

El filtrado de funciones bidimensionales se puede realizar también en los dominios del espacio y la frecuencia, definidos por las ecuaciones siguientes (Dean 1958).

$$O(x,y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} I(x-\zeta) S(\zeta, \lambda) d\zeta d\lambda \quad (7)$$

$$O(k_x, k_y) = I(k_x, k_y) S(k_x, k_y) \quad (8)$$

Las ecuaciones 7 y 8 son básicas para realizar el filtrado espacial de mapas, pero aún no están completamente adaptadas

a una computadora digital, ya que es muy difícil tener una expresión analítica de los mapas geofísicos y adn así las integrales resultarían bastante complicadas.

Para implementar el filtrado espacial digitalmente se aproximan las funciones que intervienen por una serie de impulsos discretos tomados a un intervalo de distancia uniforme y de esta manera los procesos convolución y transformación de Fourier se realizaron muy rápidamente.

Los mapas tienen dimensión finita, de tal manera que los valores fuera de las orillas se consideran como cero. Por lo tanto el par de transformadas bidimensionales en forma digital quedan como:  $f_{nm} = \frac{1}{NM} \sum_{\alpha=0}^{N-1} \sum_{\beta=0}^{M-1} F_{\alpha\beta} e^{-2\pi i (\frac{n\alpha}{N} + \frac{m\beta}{M})} \quad (9)$

$$F_{\alpha\beta} = \sum_{n=0}^{N-1} \sum_{m=0}^{M-1} f_{nm} e^{2\pi i (\frac{n\alpha}{N} + \frac{m\beta}{M})} \quad (10)$$

y la convolución digital,

$$O_{nm} = \sum_{\alpha=0}^{N-1} \sum_{\beta=0}^{M-1} S_{n-\alpha, m-\beta} I_{\alpha\beta} \quad (11)$$

donde  $N$  = número de muestras en la dirección X

$M$  = número de muestras en la dirección Y

$$(= \sqrt{-1})$$

### Diseño y filtrado espacial

Un perfil representa en una dimensión; la sección estructural, en donde se puede demostrar que las componentes del número de onda determinan el relieve de la estructura mientras que la fase determina su ubicación. De manera análoga en dos dimensiones la fase determina tanto la ubicación como la dirección de las estructuras presentes.

Debido a que los angulos de fase de la señal de entrada y del filtro se suman en el proceso de filtrado, las características de fase no se alteran si se aplican filtros de fase cero.

Sea  $R(k)$  = Componente Real +  $I(k)$  = la componente Imaginaria, entonces

$$F(k) = R(k) + i I(k) \quad (12)$$

donde  $F(k)$  es la función de transferencia del filtro en el dominio del número de onda.

Los espectros de amplitud y fase están dados por

$$|F(k)| = \sqrt{R^2(k) + I^2(k)} \quad (13)$$

$$\theta(k) = \tan^{-1} I(k) / R(k) \quad (14)$$

Si el filtro es de fase cero i.e.,  $\theta(k)=0$  para todos los números de onda. Usando la ecuación (14) resulta que  $I(k)=0$  y por lo tanto:

$$R(k) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) \cos 2\pi kx dx \quad (15)$$

y consecuentemente los filtros de fase cero poseen únicamente armónicas coseno que son funciones pares y resulta que los filtros unidimensionales son simétricos con respecto al origen.

Realizando un análisis análogo podremos hacer la extensión para el caso de dos dimensiones, estos filtros van a eliminar, de acuerdo a las características del problema, longitudes de onda y dirección. Los filtros espaciales que eliminan únicamente los rasgos estructurales en base únicamente a su longitud de onda tienen simetría axial. Si la dirección se toma en cuenta se llaman tal como su nombre lo indica filtros direccionales.

Se debe realizar el diseño del filtro especial para eliminar longitudes de onda indeseables manteniendo a la señal con el mínimo de distorsión. En consecuencia el primer paso es determinar cuales longitudes de onda están presentes en el plano original, lo cual se puede llevar a cabo calculando el espectro de amplitud para 3 o mas perfiles característicos (Blackman - Tukey 1959). Estos perfiles en el dominio del número de onda darán una representación estadística de las longitudes de onda que mas influyen en las estructuras presentes; el espectro

de fase no necesita conocer ya que estamos diseñando un filtro de fase cero.

El intervalo de muestreo debe de ser tal que únicamente las longitudes de onda que se pueden identificar correctamente son aquellas que son mayores que el doble del intervalo de muestreo; las longitudes de onda mas cortas que el intervalo de muestreo aparecerán en la posición alias y se sumarán de acuerdo al criterio de Nyquist a sus correspondientes longitudes de onda mas grandes produciendo una distorsión armónica conocida en procesado de datos como el efecto Alias.

Consecuentemente si el intervalo de muestreo es muy grande, las longitudes de onda cortas no podrán ser detectadas y las correspondientes longitudes de onda largas serán estimadas incorrectamente.

Un filtro regional dejará pasar las longitudes de onda grandes mientras que un filtro residual las longitudes de onda cortas. Debido a que existe un traslape entre los rangos de los números de onda correspondientes al Regional y Residual la banda de paso no debe terminar abruptamente.

Las componentes del espectro de amplitud que se desean pasar sin distorsión se hacen igual a la unidad y gradualmente se van reduciendo a cero en la longitud de onda, a partir de la cual ya no se desea ninguna transmisión. Los cambios bruscos en el espectro producen un modo de convergencia ruidoso al

transformar la función al dominio espacial.

(X) Teóricamente, el filtro en el dominio espacial es de longitud infinita, sin embargo si se aplican técnicas de suavizado al aspecto de amplitud, el operador correspondiente tendrá una amplitud relativa despreciable a corta distancia, de tal manera que se puede "truncar" en el segundo o tercer cero de la función,  $f(x)$ . La longitud del filtro dependerá del rango del número de onda en la banda de paso: filtros de banda angosta son muy extendidos y filtros de banda amplia son muy cortos en el dominio espacial. Siempre se tiene que recordar que los dos dominios: distancia y número de onda se comportan de manera inversa.



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

**EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION GEOFISICA**

**CALCULO DE EFECTOS GRAVITACIONALES DE CUERPOS GEOMETRICOS REGULARES**

**M. en C. Ricardo Diaz Navarro**

**AGOSTO, 1982**

## REGIONALES RESIDUALES Y ESTRUCTURAS

L.L. NETTLETON

### RESUMEN

Un examen crítico de los varios métodos para la determinación de efectos regionales, indica que ninguno de los sistemas gráficos ni los varios sistemas numéricos y matemáticos proporcionan una base racional segura para la división de un campo potencial en las componentes regionales y residual. El primer sistema depende del juicio del operador y el último en las suposiciones o pasos empíricos en la derivación matemática de los factores numéricos o coeficientes usados en los cálculos. Cada sistema tiene sus ventajas y desventajas, y una apreciación propia de ellas es necesaria para la aplicación afortunada de alguno <sup>o</sup> ambos sistemas a un problema dado.

Los varios sistemas matemáticos publicados son comparados por reducción de sus factores numéricos a una base común, anotándolos en forma tabulada. Esta comparación muestra la fuerte variación en coeficientes numéricos y factores de pesos derivados por diferentes caminos matemáticos. Comparaciones del sistema gráfico y alguno de los sistemas de rejilla, hechas llevándolos sobre un mapa gravimétrico de la misma área, muestran el efecto de estas variaciones en mapas de segunda derivada. Otros ejemplos de aplicaciones son tomados de mapas en la literatura geofísica.

Se concluye que la falta de un criterio objetivo para el aislamiento de anomalías es debida a la inherente ambigüedad en los orígenes de campos potenciales, pero que a pesar de la naturaleza empírica de cualquier método regional, la aplicación correcta de un sistema apropiado al problema particular que se ataca puede dar resultados muy útiles.

### INTRODUCCION

Los efectos regionales en investigaciones gravimétricas y magnéticas han sido un problema desde los primeros días de investigación con la balanza de torsión y el magnetómetro vertical. Entonces se reconoció que los campos medidos contienen efectos que no están relacionados a las posibles irregularidades geológicas o estructuras que los reconocimientos esperaron encontrar. Numerosos esquemas han sido usados para tratar los efectos regionales y una cierta sensación de misterio y oposición pretenden haber llegado a rodear estos tratamientos. Por lo tanto, parece que vale la pena revisar los principios fundamentales sobre los cuales, en varios sistemas ahora en uso, están basados y evaluar sus posibilidades y limitaciones.

### LA INCERTIDUMBRE DE LOS CAMPOS POTENCIALES

El problema de regionales y residuales aparece en todos los métodos geofísicos que están basados en mediciones de un "potencial". Básicamente, la cuestión es la separación de un

(2)

campo potencial en posibles partes componentes y de atribuir causas geológicas separadas en esas componentes. El problema es incapaz de una solución exacta, debido a la incertidumbre inherente en la definición de la fuente de un campo potencial - un hecho que ha sido puntualizado varias veces en la literatura geofísica (Skeela 1947; Vajk 1951; Nettleton 1940, pp.101, -- 102, 205-206, 376-377). La incertidumbre viene del hecho matemático de que, dada una distribución de una función de gravedad, de una función de potencial eléctrico o magnético sobre una superficie (la superficie de la tierra o el nivel de vuelo de un reconocimiento hecho por aire), no es posible derivar -- una única distribución de masa, magnetización o cargas eléctricas, las cuales darán explicación de aquel campo.

La incertidumbre no depende de la separación o precisión de las observaciones sobre la superficie dada. Hay ciertos términos que pueden ser fijados en la naturaleza y límites de los cuerpos perturbadores, pero sin esos términos es posible una infinita variedad de soluciones. Cuando las observaciones son más ampliamente espaciadas o menos precisas, el rango de posibles soluciones se vuelve mayor. De ahí que ni el grado de precisión o cantidad de datos eliminarán la incertidumbre fundamental.

La ambigüedad fundamental en el problema regional no parece ser muy bien apreciado aún en estas últimas fechas. Esto se demuestra por la variedad de esquemas para eliminar los efectos

regionales, los cuales han sido derivados por diferentes personas en tiempos diferentes y particularmente por la idea que prevalece de que algún esquema particular es superior debido a su base matemática. La variedad de tratamientos regionales de exploraciones gravimétricas, es probablemente la causa de la observación hecha graciosa por un geólogo de que "el regional es lo que usted obtiene para hacer que exactamente lo opuesto asemeje a la estructura". En vista de las incertidumbres tratadas anteriormente, esto es quizás, en lo relativo, como buena una definición de un regional correcto como -- cualquiera puede hacerlo. Pero esto quiere decir que la determinación de un regional satisfactorio es un problema geológico y geofísico. Si podemos determinar límites en la extensión del área y relieve de una anomalía la cual es una expresión razonable de la clase de estructura que andamos buscando, entonces tenemos alguna idea del tipo de regional por eliminar lo cual acentuará anomalías de esta clase.

Los primeros tratamientos del regional fueron por medio de curvas sin variación (iguales) o contornos sin variación en mapas. Mas recientemente, una clase de métodos han sido desarrollados, los cuales dependen del tratamiento numérico de valores en puntos en un orden regular. En una reciente revisión de la disertación de Vajk, Stealund (1952) ha llamado aptamente a los proponentes de estos dos tratamientos como "Smoothers" y "Gridders". El ánimo de mucha de la discusión que sigue es -

fijar las ventajas y limitaciones de estas dos clases de métodos.

#### METODOS GRAFICOS DE ESTIMACION DE EFECTOS REGIONALES

El método "Smoothers" intenta separar el campo medido en dos partes. El regional es la parte igual, plana y es atribuida a efectos los cuales son demasiado oscuros o demasiado claros o demasiado grandes en relieve para ser posibles expresiones de estructura u otros disturbios de interés. El residual es la parte del dibujo que resulta después de la resta del regional. Obviamente la elección del regional sugerirá la naturaleza del mapa residual.

La elección de un regional es muy empírica. En situaciones simples tales como un gradiente uniforme sobre una área extensa, la selección de un regional no es difícil y operadores diferentes harán la misma elección. Cuando el regional se vuelve complicado o las diferencias en magnitud de los efectos regionales y residuales se vuelven menos, la elección se vuelve más difícil y arbitraria de manera que diferentes personas pueden llegar a diferentes soluciones.

Hay tres grados de refinamiento que se usan comúnmente.

El método más simple es el de dibujar contornos de igual valor y restar este conjunto de contornos de aquellos del mapa observado, para contornear los caracteres, las formas residuales. En situaciones en donde hay formas residuales relativamente

(7) mente agudas, y particularmente en donde el trazo de los residuos es completamente diferente del de contornos regionales, este método puede ser bastante efectivo. Este método es muy difícil de usar cuando las formas residuales de poco relieve son casi paralelas con contornos regionales deformados, o cuando los disturbios locales ocurren cerca de ejes, depresiones, o cierres en el campo regional.

Un método más refinado es trazar secciones a lo largo de líneas, usualmente más o menor perpendiculars a los contornos regionales o a la dirección de los trazos geológicos regionales, para dibujar curvas regionales sobre estas líneas y usar estas curvas para determinar la localización de contornos regionales alternativamente las diferencias de las curvas de igual valor pueden ser transferidas directamente a un mapa si los perfiles están bastante cercanos unos a otros para permitir correlacionar caracteres residuales de un perfil a otro.

Un método aún más elaborado es trazar secciones sobre una red de líneas que se intersectan. Las localizaciones de las líneas pueden ser determinadas por las localizaciones de las observaciones, por la forma del mapa mismo, o, si el control es bueno, las líneas pueden estar en un arreglo regular. La ventaja de la red de secciones es que los dos valores de las curvas regionales en cada punto de intersección puede ser ajustado modificando y ajustando las curvas antes de que el regional pueda ser contorneado. Aunque estos ajustes son empíricos y a menudo tal vez arbitrarios, ellos dan una tercera dimensión a el control de los contornos regionales lo cual es particularmente útil cuando los campos regis-

nales se vuelven más complicados.

Una vez que el regional está determinado y contorneado, puede ser restado del mapa observado ya sea gráficamente o numéricamente. En el primero de los métodos nuevos contornos son dibujados a través de las intersecciones de contornos observados y regionales en donde las diferencias son iguales, por lo tanto son contornos del residual. En el segundo método un valor es interpolado de los contornos regionales en cada estación y es restado del valor observado; el mapa residual es entonces contorneado con estas diferencias. El último método hace el contorneado del residual independientemente del contorneado de los valores observados y tiene algunas ventajas cuando las estaciones están irregularmente o ampliamente espaciadas. Cuando el control es bueno y los contornos originales están dibujados cuidadosamente, los dos métodos darán, substancialmente el mismo resultado y el método de resta de contornos es más rápido.

#### OPERACIONES NUMERICAS Y CALCULOS DE REJA (MÉTODO DE PROMEDIOS)

La ambigüedad y dependencia en el juicio personal del "Smoothie" r" sabas con la muy considerable labor de un personal experimentado que se requiere, ha conducido al desarrollo por los rejas ("Gridders") de una variedad de operaciones numéricas las cuales aislan automáticamente anomalías locales por cálculo de rutina rápida. Todos estos sistemas operan sobre un arreglo espaciado regularmente o valores de rejilla. Los sistemas usados por los "Gridders" han sido desarrollados por dos caminos independientes, uno empírico y el otro analítico.

#### SISTEMAS EMPIRICOS RESIDUALES DE REJA (CUADRÍCULA)

(7)

Uno de los sistemas empíricos más simples es usar el promedio de los valores observados sobre un círculo, como el regional. El residual es la diferencia entre este promedio y el valor observado en el centro del círculo. Esto puede ser reducido a un sistema de rejilla si los valores están interpolados en un arreglo regular de posiciones o rejilla. En algunos casos, en donde las estaciones están regularmente espaciadas como en las partes de las maquinas, los valores observados pueden ser usados directamente sin contornear. Un sistema que usa ocho puntos sobre una rejilla cuadrada se muestra en la Fig. I. Otro sistema que usa seis puntos sobre una rejilla de líneas a 60° se muestra en la Fig.

En cualquier método residual con punto central y un anillo, los valores residuales y la naturaleza del mapa residual son directamente dependientes del radio del círculo. Y a una más limitada extensión de acuerdo con el número de puntos, que son promediados. Una discusión del sistema simple de punto central y un anillo con algunos ejemplos, los cuales muestran el efecto de variación del radio del círculo sobre la naturaleza de los mapas residuales resultantes, ha sido dado por Griffin (1949).

#### CALCULO ANALITICO DE DERIVADOS

Los métodos de rejilla han dado un fundamento matemático para la aplicación de la teoría del potencial al cálculo de las derivadas de las funciones de potencial (Evjen, 1936; Peters, 1949; Henderson & Zietz, 1949; Elkins, 1951; Rosenbach, 1953). Las

formulaciones matemáticas han sido reducidas a esquemas prácticos de cálculo, usando valores de una rejilla regular de puntos para determinar promedios alrededor de círculos de diferentes radio de un punto central. Estos pueden ser intencionados del mismo modo a una elaboración del método simple de un anillo por el cual varios anillos se usan en lugar de uno, con los anillos de diferentes radios teniendo diferentes pesanzas algunas de las cuales pueden ser negativa.

La Fig. 3. es un ejemplo de una rejilla de tres anillos usados para cálculos de segunda derivada. Promedios a las distancias  $S$ ,  $S\sqrt{2}$  y  $S\sqrt{5}$  son determinados de cuatro y ocho puntos, respectivamente.

Todos estos sistemas matemáticos involucran fundamentos o elecciones empíricas en ciertos pasos de su reducción al uso práctico. Estas elecciones controlan la determinación de los coeficientes numéricos por los cuales los valores leídos de un mapa son multiplicados para determinar los valores derivados. La naturaleza arbitraria de estas soluciones finales ha sido señalada como se ilustra por los siguientes párrafos:

"De lo que procede es evidente que cualquier número de juegos de coeficientes puede ser desarrollado. Sus méritos relativos pueden ser determinados solamente por la prueba, experiencia de ellos". (Elkins, 1951, p. 39).

"Estos métodos siendo aproximaciones, dan resultados que dependen en gran parte del espacio usado. Los resultados son mas

(5) cualitativos que cuantitativos en valor pero estos métodos han probado ser algunas de las mejores armas útiles para la producción en masa de análisis". (Peters, 1949, p. 304).

#### COMPARACION DE DIFERENTES SISTEMAS DERIVADOS

El significado de las consideraciones y calificaciones en el desarrollo de las fórmulas derivadas no parece ser apreciado como debiera ser. Los siguientes párrafos y tablas establecen las semejanzas y diferencias de varios sistemas publicados, con algún detalle, por reducción de las diferentes fórmulas y términos similares y comparables.

Todos los cálculos de sistemas de segunda derivada, pueden ser considerados como de la forma

$$D = \left(\frac{C}{S}\right)^2 (W_0 H_0 + W_1 \bar{H}_1 + W_2 \bar{H}_2 + \dots)$$

TABLA I

FORMULAS RESIDUALES Y DERIVADAS

No.	ORIGEN	FORMULA	Nota N. Escalar
1	Punto Central y un Anillo	$G_0 = G_0 - \bar{G}(s)$	
1-A	Punto Central y un Anillo	$\frac{\partial^2 G}{\partial z^2} = \frac{4}{s^2} [G_0 - \bar{G}(s)]$	
2	Henderson & Zietz ec. (10)	$\frac{\partial^2 (G_0)}{\partial z^2} = 6.195 C_0 T_0 + (1.374 \bar{A}_1 + 2.189 \bar{B}_1)$	
3	Henderson & Zietz ec. (13)	$\frac{\partial^2 (G_0)}{\partial z^2} = 2 [3 \bar{C}_0 T_0 - 4 \bar{A}_1 + \bar{B}_1]$	
4	Henderson & Zietz ec. (15)	$\frac{\partial^2 (G_0)}{\partial z^2} = 2 \bar{C}_0 T_0 - 3.2 \bar{A}_1 + 1.4 \bar{B}_1 - 4 \bar{G}$	
	En las fórmulas 2, 3 y 4, $\bar{A}_1$ , $\bar{B}_1$ , $\bar{A}_2$ y $\bar{B}_2$ son valores promedios a las distancias 0,6, $\sqrt{2}$ y 2 S respectivamente.		
5	Eikins ec. (13)	$\frac{\partial^2 G}{\partial z^2} = \frac{1}{2 \pi k^2 r^2} [64 \bar{H}(0) - 2 \bar{H}'(S) - 4 \bar{H}'(SV) - 5 \bar{H}'(SV^2)]$ $= \frac{1}{6 \pi k^2 r^2} [64 \bar{H}(0) - 3 \bar{H}(S) - 16 \bar{H}(SV) - 40 \bar{H}(SV^2)]$	
6	Eikins ec. (14)	$\frac{\partial^2 G}{\partial z^2} = \frac{1}{2 \pi k^2 r^2} [16 \bar{H}(0) + 2 \bar{H}'(S) - 3 \bar{H}'(SV)]$ $= \frac{1}{2 \pi k^2 r^2} [16 \bar{H}(0) + 8 \bar{H}(S) - 24 \bar{H}(SV)]$	
7	Eikins ec. (15)	$\frac{\partial^2 G}{\partial z^2} = \frac{1}{6 \pi k^2 r^2} [48 \bar{H}(0) + 4 \bar{H}'(S) - 3 \bar{H}'(SV) - 6 \bar{H}'(SV^2)]$ $= \frac{1}{6 \pi k^2 r^2} [48 \bar{H}(0) + 16 \bar{H}(S) - 12 \bar{H}(SV) - 16 \bar{H}(SV^2)]$	
8	Peters ec. (27)	$\frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = [0.156 \bar{H}(0) + 0.56 \bar{H}(1) - 0.44 \bar{H}(V) - 1.33 \bar{H}(V^2) + 0.332 \bar{H}(V^3)]$	
9	Rosenbach ec. (16)	$(\frac{\partial^2 g}{\partial z^2})_p = \frac{1}{2 \pi S^2} [96 g_0 - 16 \Sigma g(S) - 8 \Sigma g(SV) + \Sigma g(SV^2)]$ $= \frac{4}{\pi S^2} [96 g_0 - 72 \bar{g}(S) - 32 \bar{g}(SV) + 8 \bar{g}(SV^2)]$	

Se ha establecido por Henderson y Zietz que por la aplicación de la ecuación (12), p. 312 de su trabajo respecto al sistema de un punto central y un anillo, una expresión derivada comparable a las otras fórmulas, se puede escribir como:

$$\frac{\partial^2 G}{\partial z^2} = \frac{4}{S^2 [G_0 - \bar{G}(S)]}$$

(6)

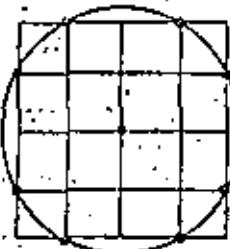




FIG. 5.- Relación de la curvatura medida a los detalles locales.

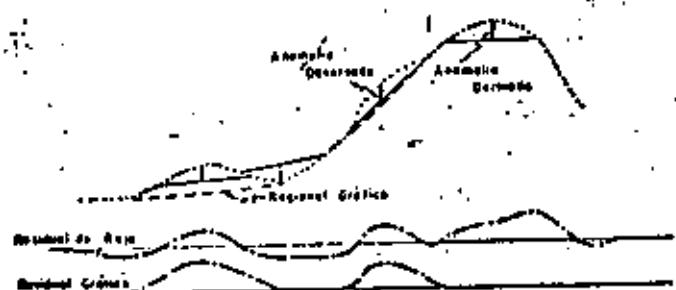
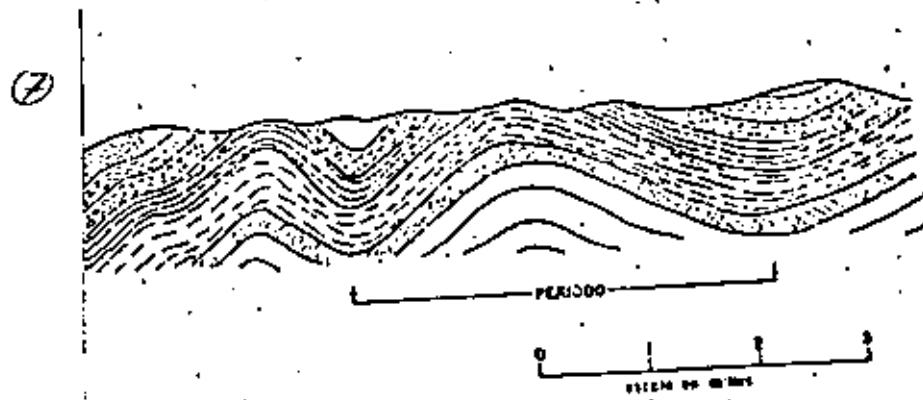
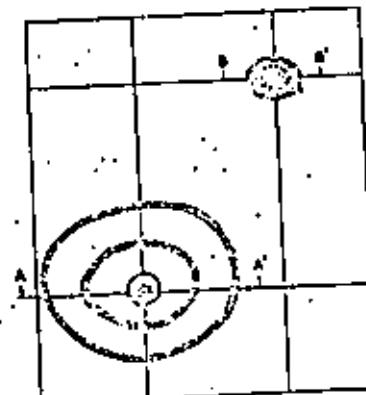


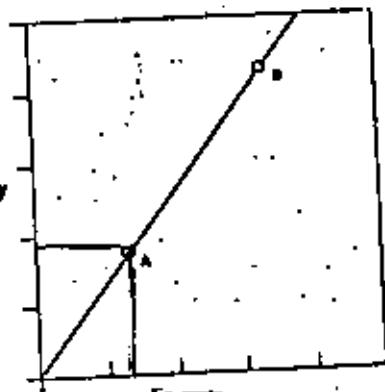
FIG. 6.- Perfil de la Curva Hipotética de Gravedad con Anomalías Residual Cráfica y de Baja.



## SECCIÓN ESTRUCTURAL



MAPA



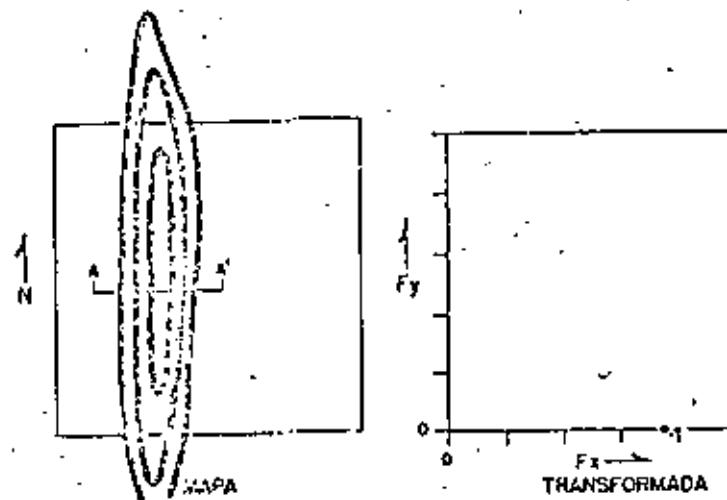
**Fe → TRANSFORMADA**



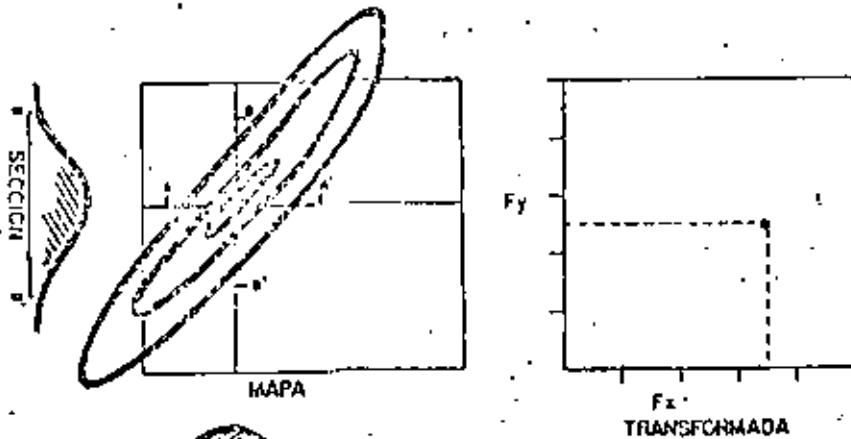
SECCION

#### TRANSFORMADA BIDIMENSIONAL DE ESTRUCTURAS CIRCULARES

FIGURE 14.4

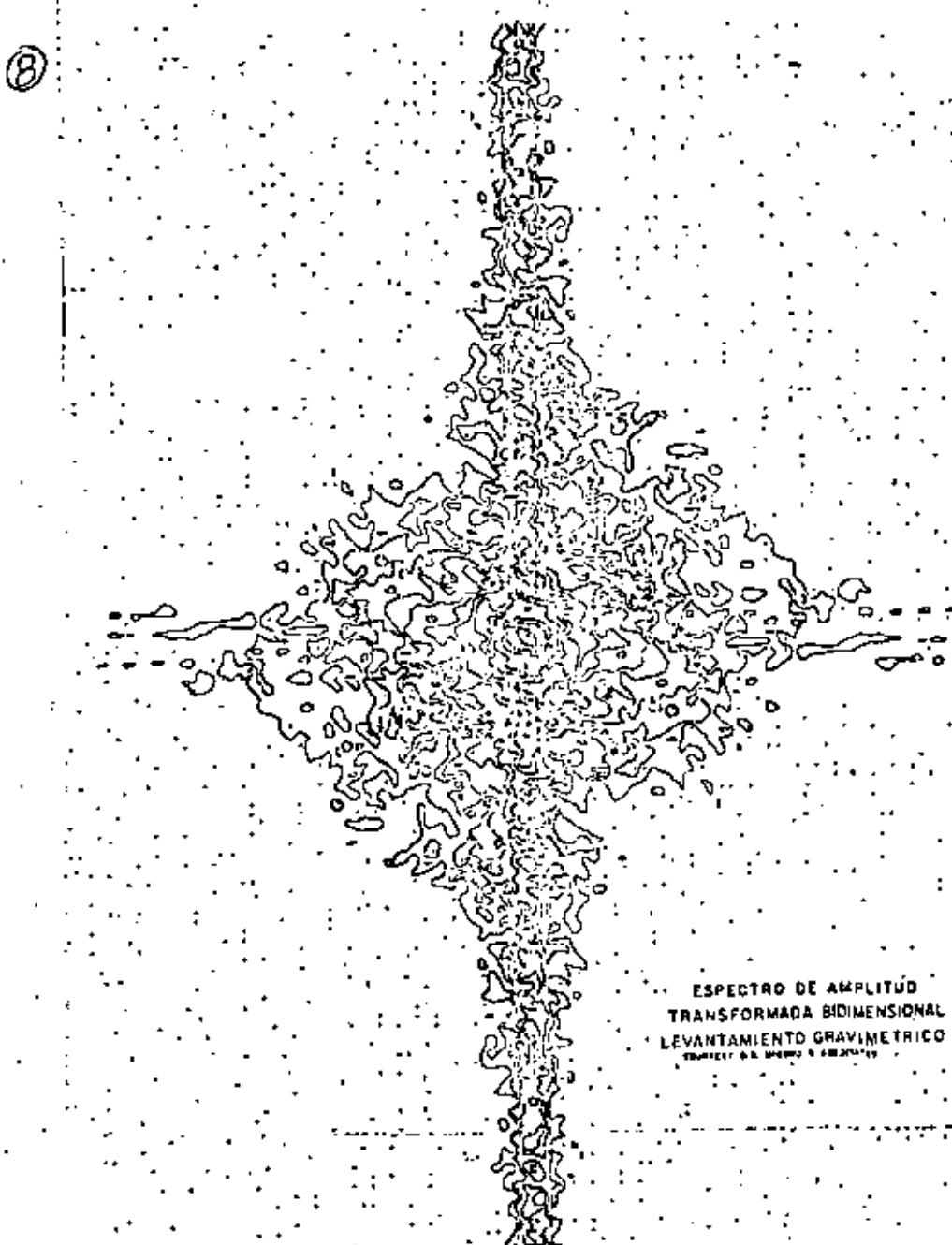



**FIGURA 1.1**  
**TRANSFORMADA BIDIMENSIONAL**  
**DE UN PLEGAMIENTO CON DIMENSION N-S MUY GRANDE**



**TRANSFORMADA BIDIMENSIONAL**

**FIGURA 1.2**

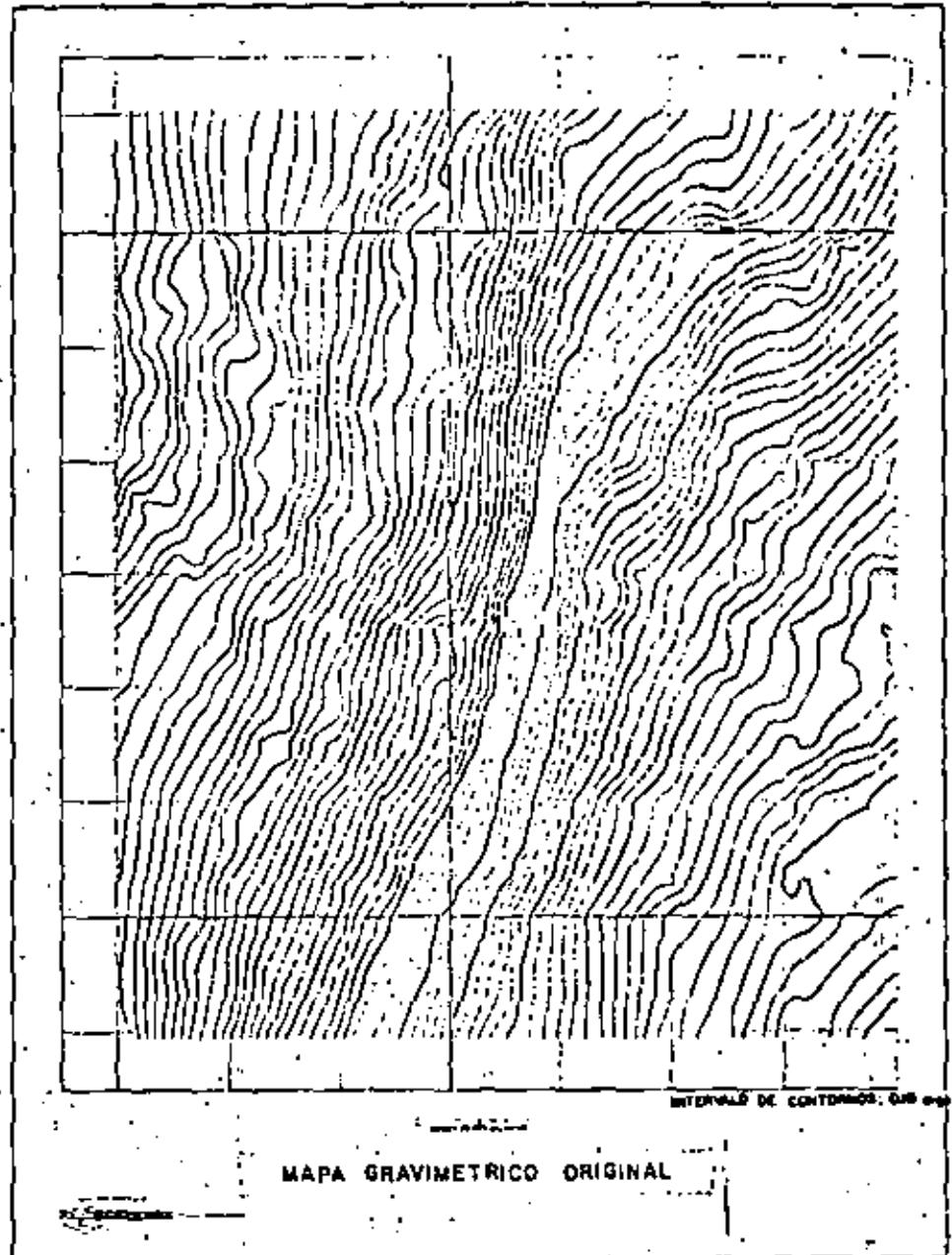
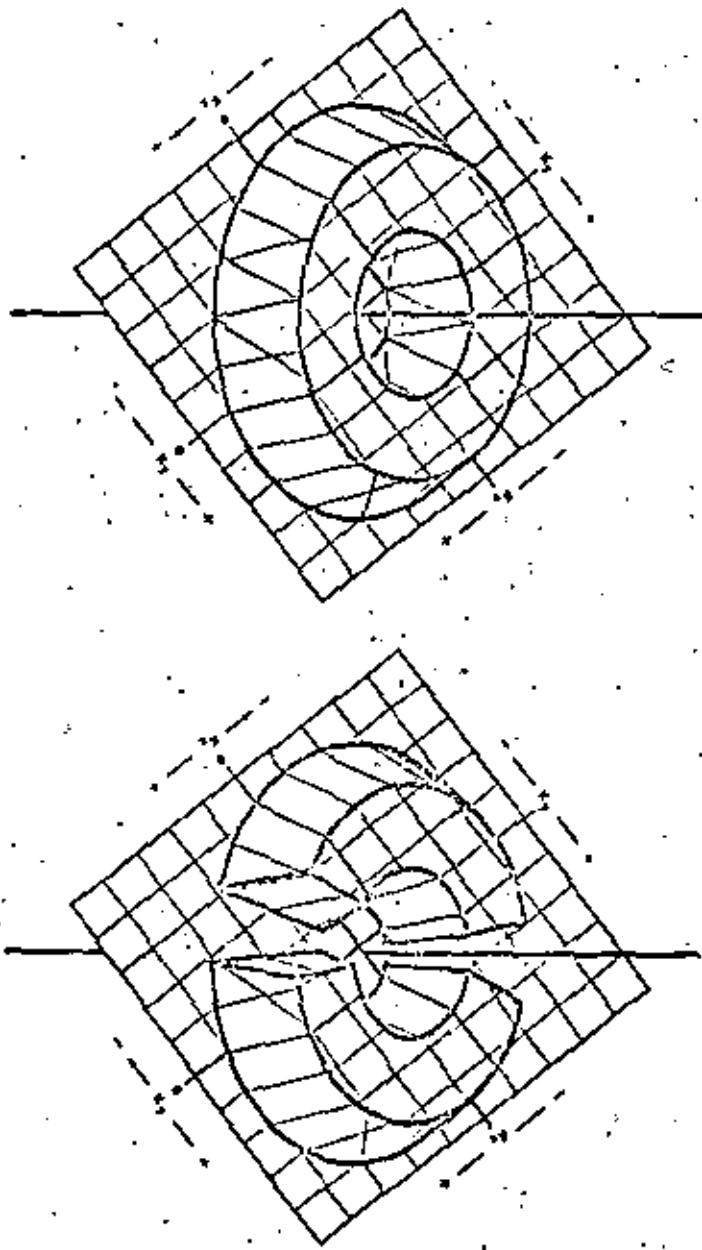


**FIGURA 1.3**

- 01.11 -  
6  
②

FUNCION DE RESPUESTA  
FILTRO RESIDUAL ESTRUCTURAL

RESIDUAL ESTRUCTURAL, TENDENCIAS -NW-SE- ELIMINADAS



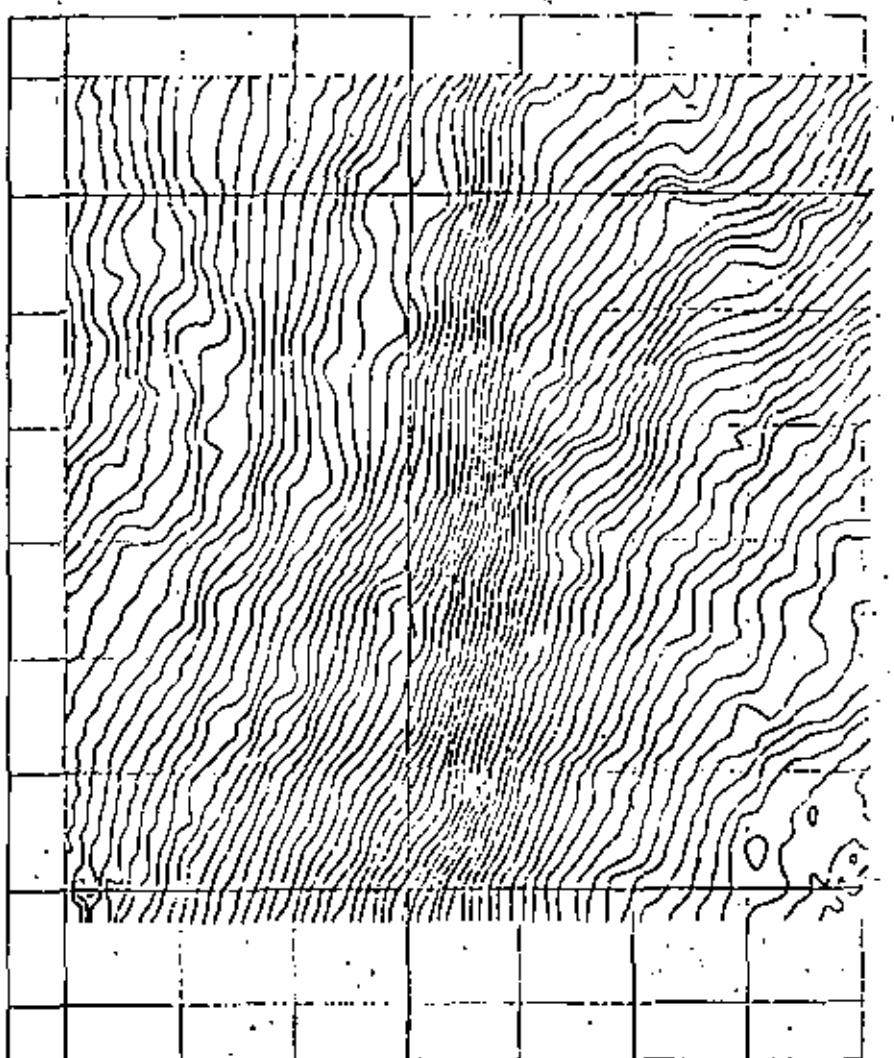
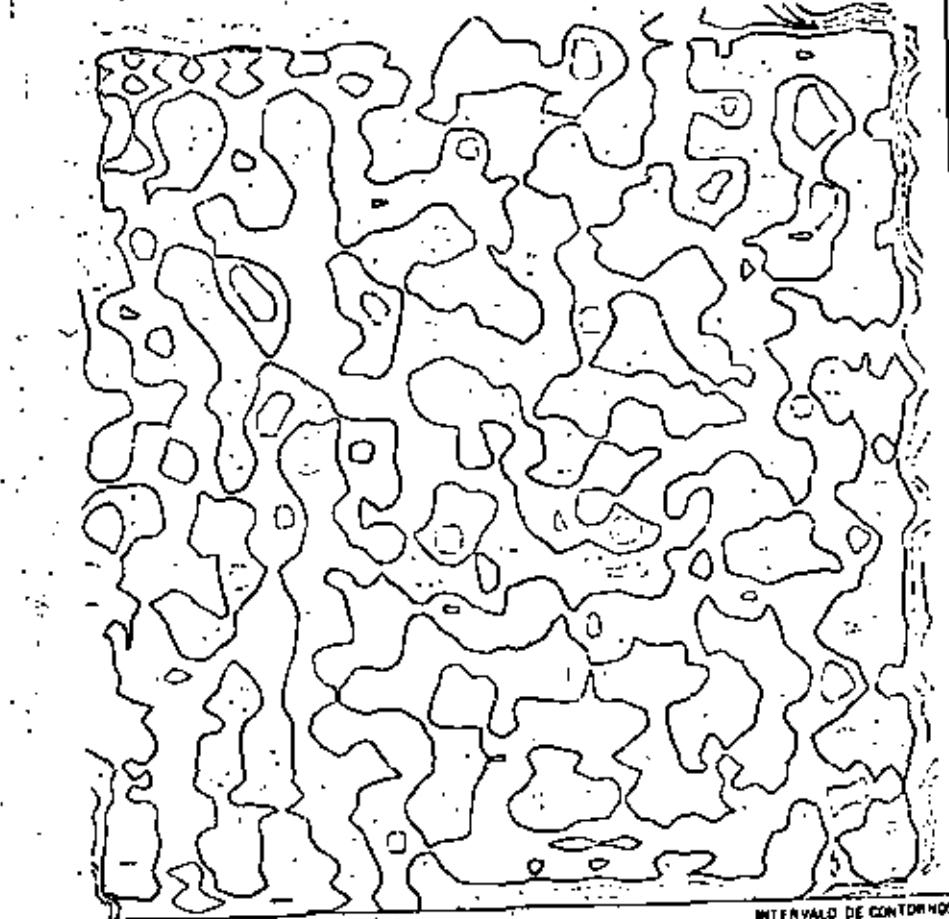


FIGURA II.8

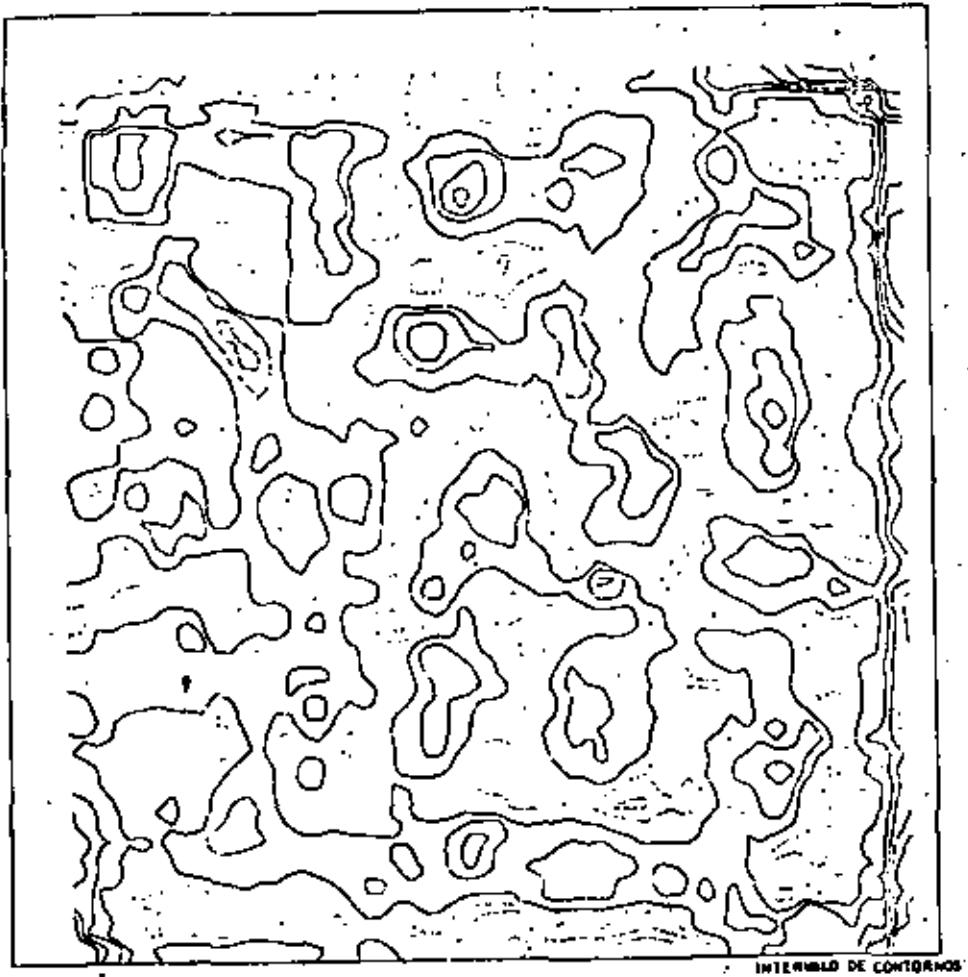
- 23.23 -



MAPA FILTRADO RESIDUAL  
PASO DE BANDA: 2/7 MILLAS < X, Y < 1 MILLAS

FIGURA II.9

- 23.24 -

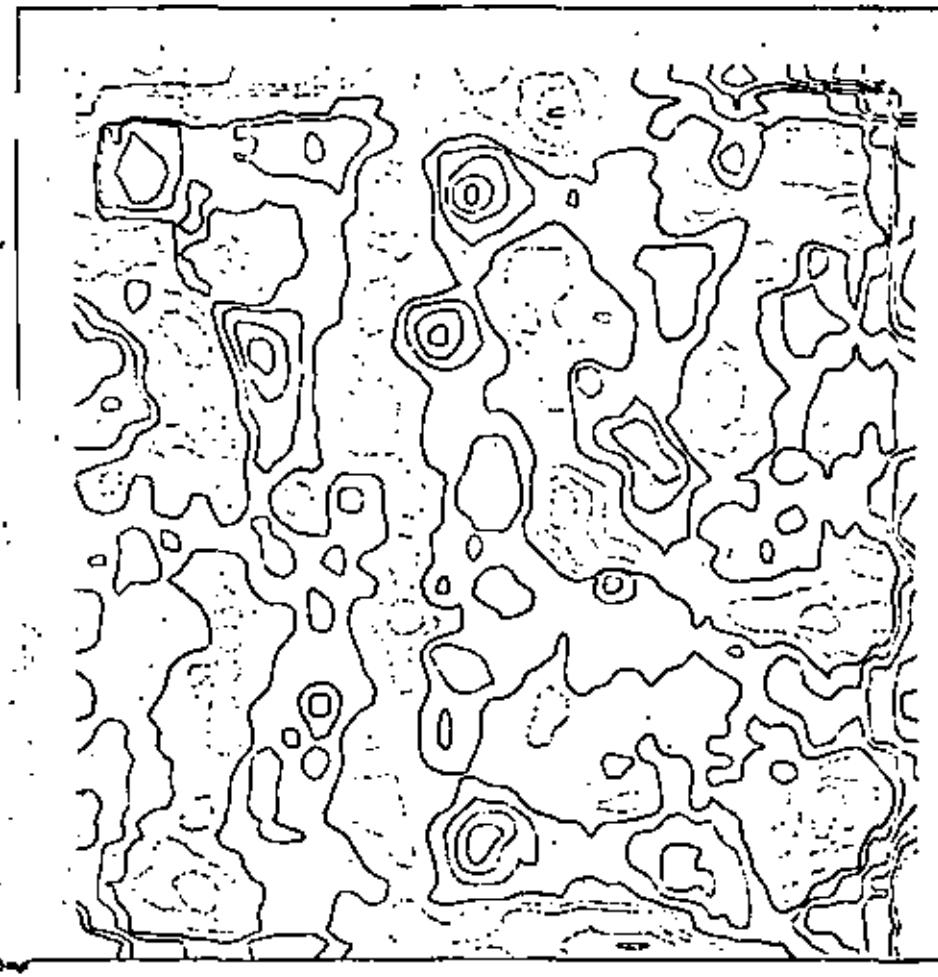


MAPA FILTRADO RESIDUAL

PASO DE BANDA:  $3/8 < X, Y < 1 \frac{1}{2}$  MILLAS

FIGURA 11A

- 11.15 -

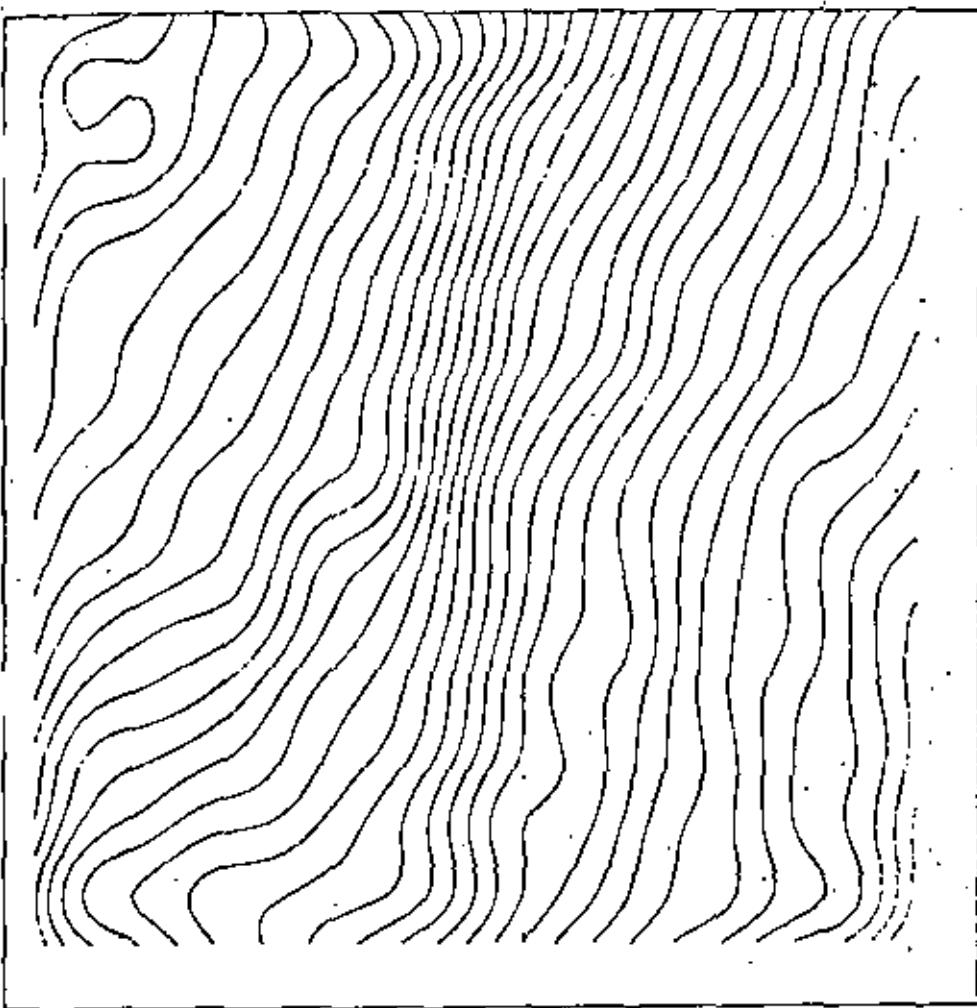


MAPA FILTRADO RESIDUAL

PASO DE BANDA:  $3/8 < X, Y < 1 \frac{3}{8}$  MILLAS

FIGURA 11B

- 11.16 -



GRAVEDAD REGIONAL  
CARACTERISTICAS ELIMINADAS <1 MILLA DE RADIO



FIGURA 11.13

• 11.13 •

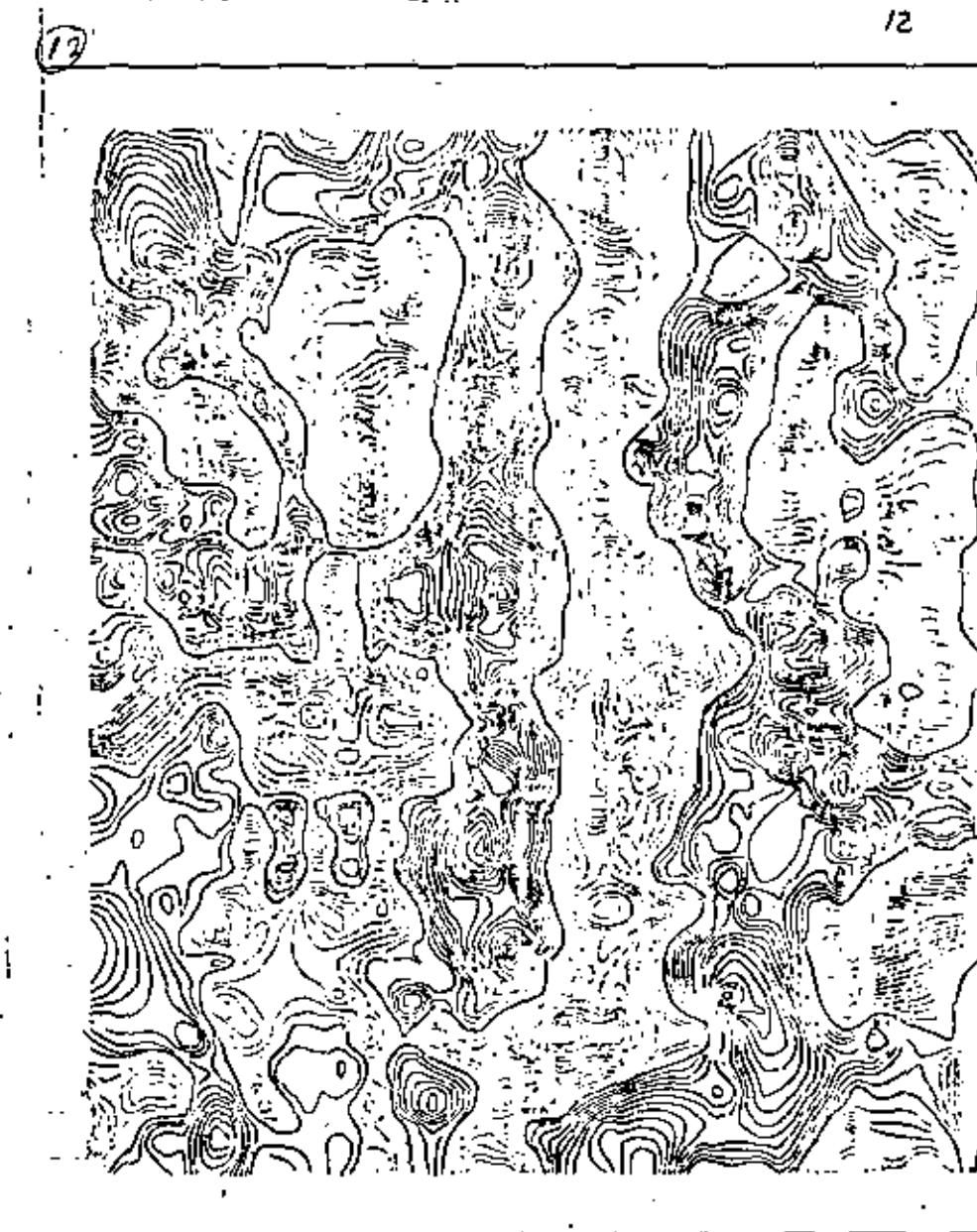
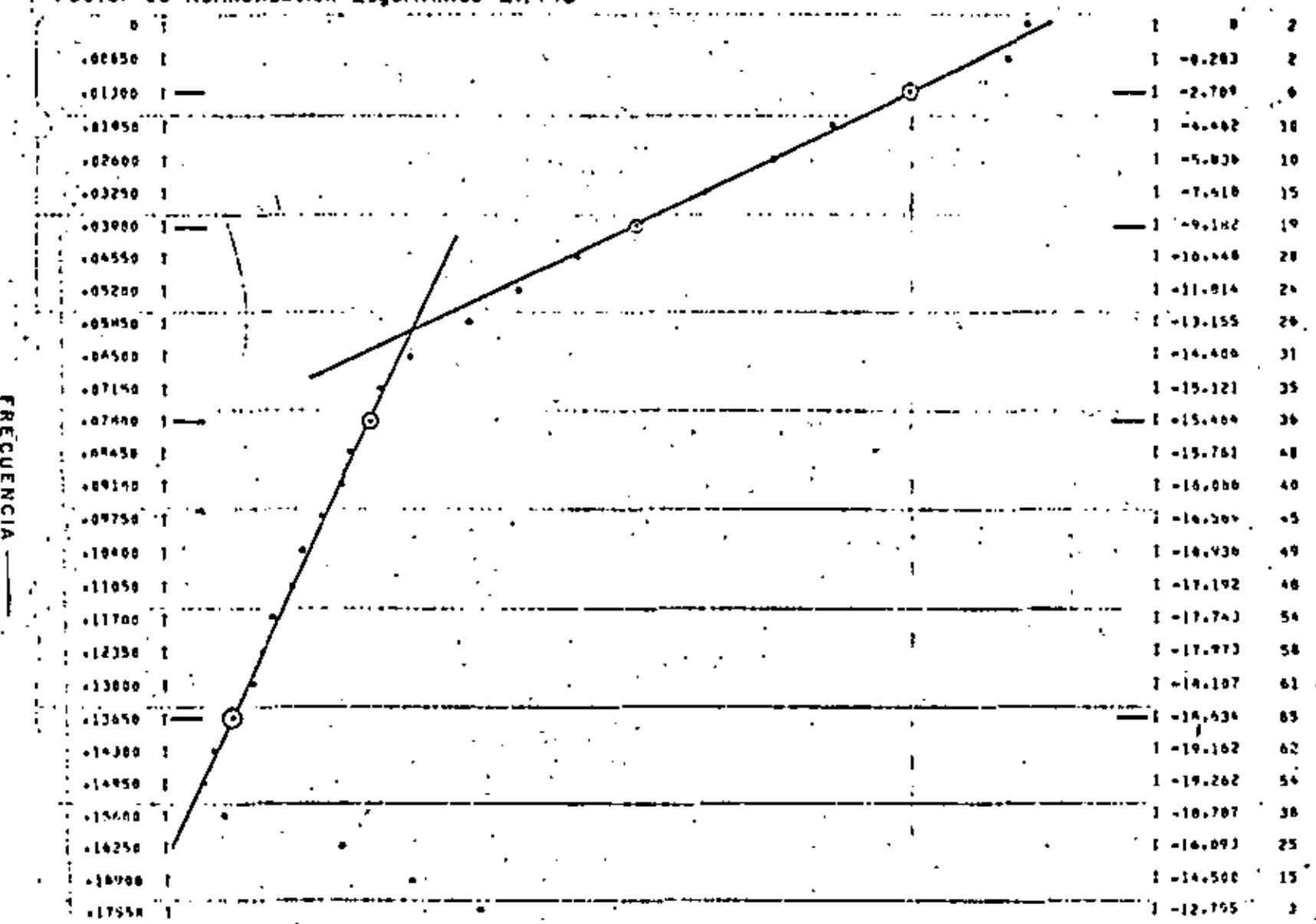


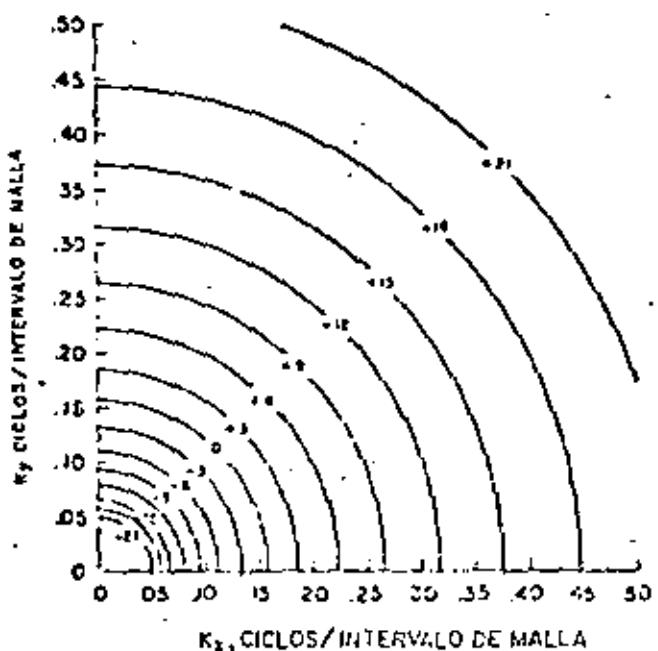
FIGURA 11.14

RESIDUAL: POLINOMIO DE 6° GRADO  
INTERVALO DE CONTORNO: 0.10 mgal  
INTERVALO DE MALLA: 0.493 m

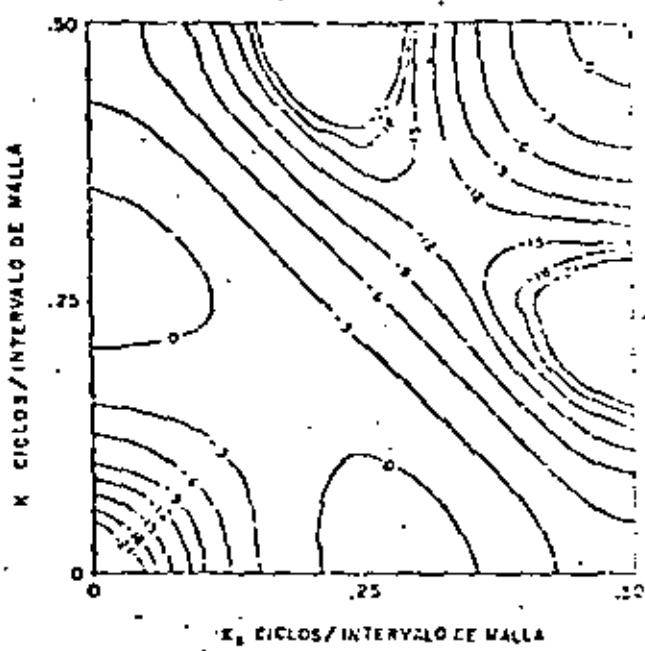
12

Espectro Promedio de Baja Energía para  
 Teta = 135°  
 El valor medio es : -6.6802  
 Factor de Normalización Logarítmico : 21.443

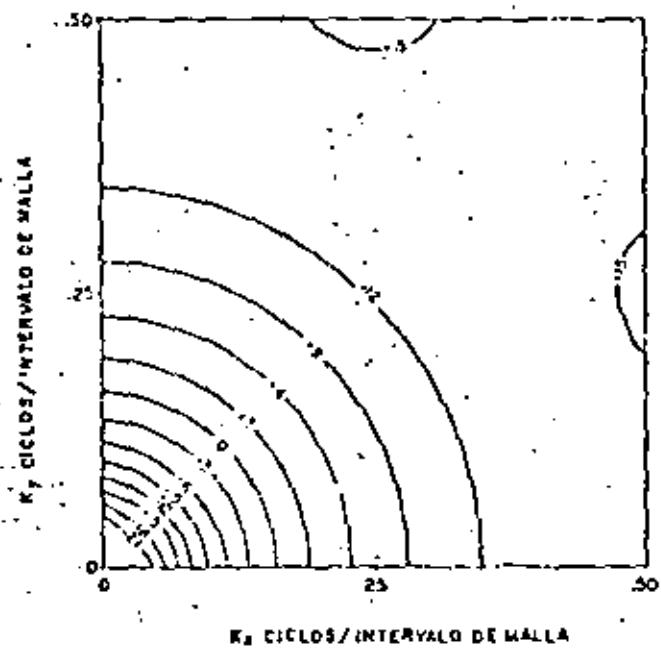




a) RESPUESTA EN AMPLITUD DE UN FILTRO "IDEAL" DE SEGUNDA DERIVADA VERTICAL (CONTORNOS EN DB)



b) RESPUESTA EN AMPLITUD DE UN MAL OPERADOR DE SEGUNDA DERIVADA VERTICAL (CONTORNOS EN DB)



c) RESPUESTA EN AMPLITUD DE UN BUEN OPERADOR DE SEGUNDA DERIVADA VERTICAL (CONTORNOS EN DB)

### RESPUESTA EN AMPLITUD DE UN FILTRO DE DERIVADA

FIGURA II.23

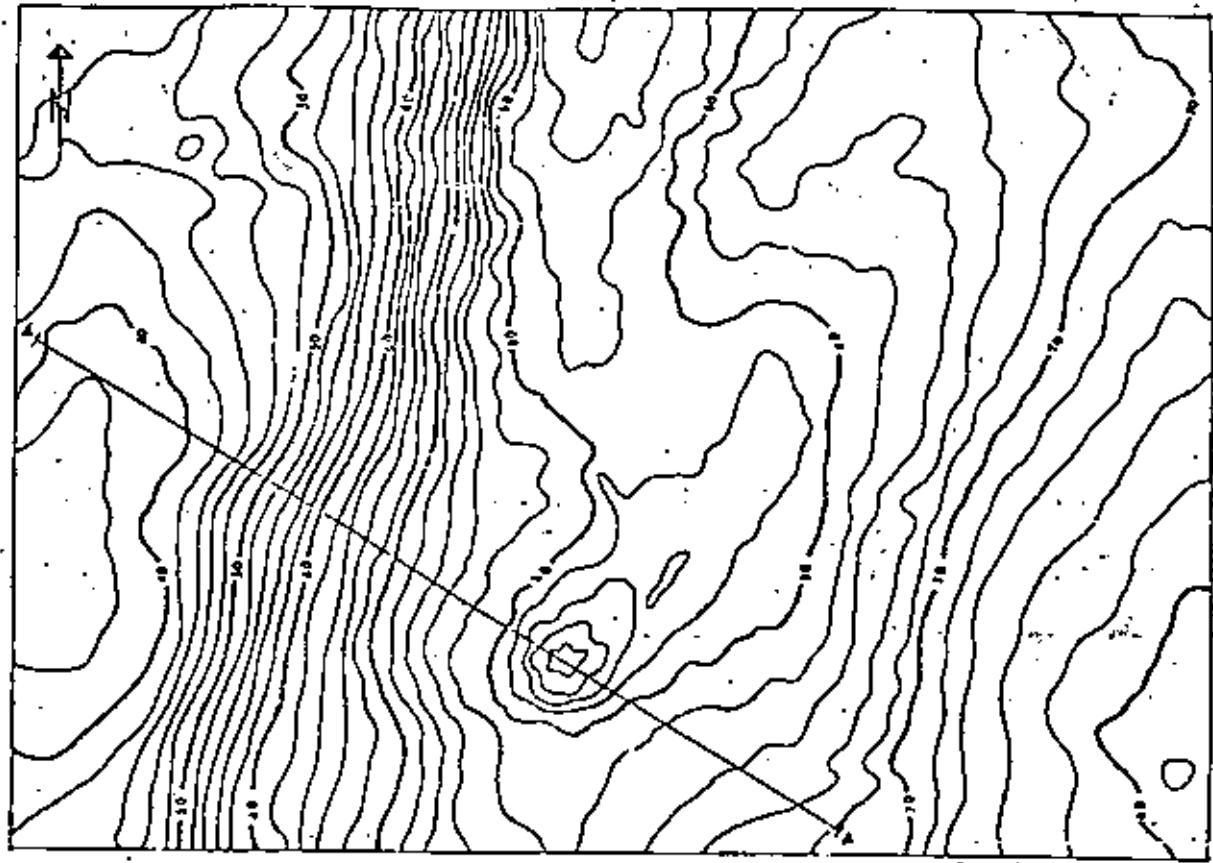


FIGURA II.28

Anomalia de BOUGUER -este- de Alberta central  
Intervalo de contornos: 2 mgals.

ESCALE 0 4 8 12 16  
kilómetros

15

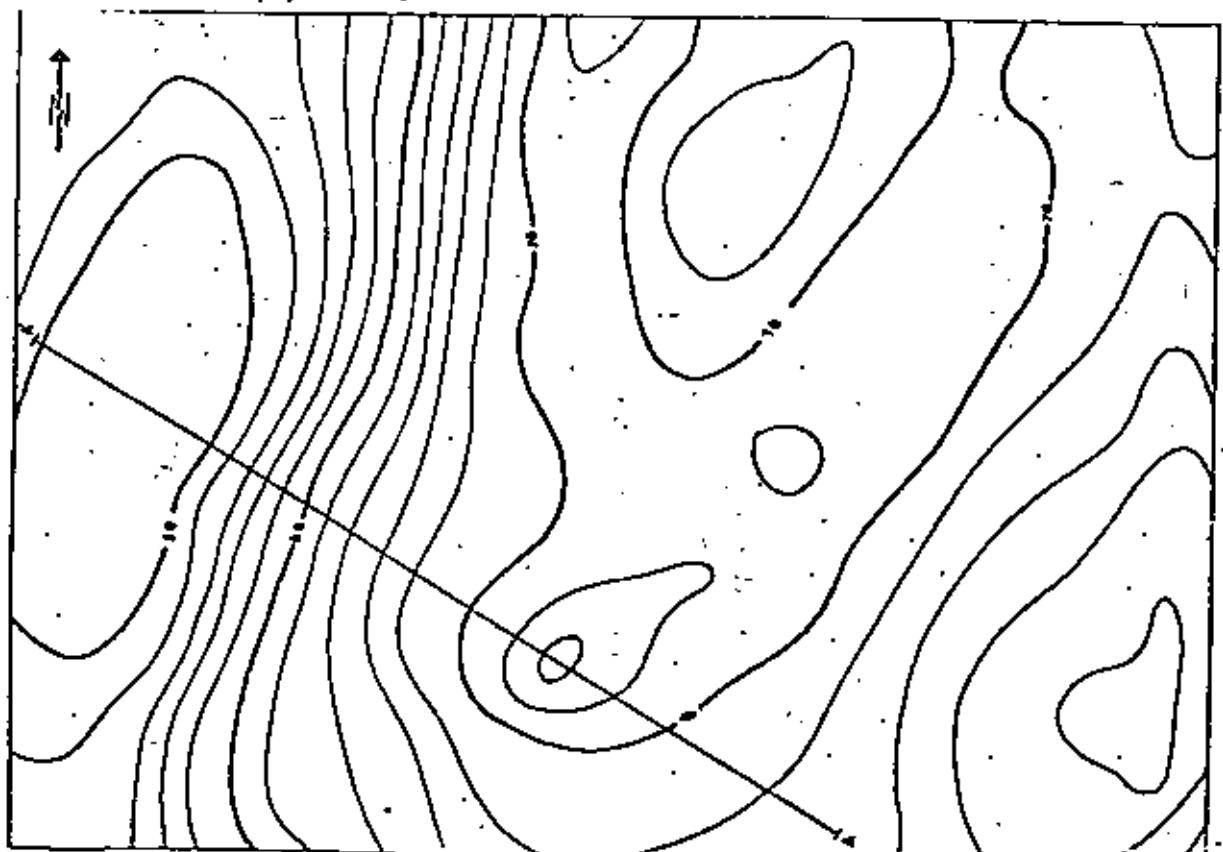
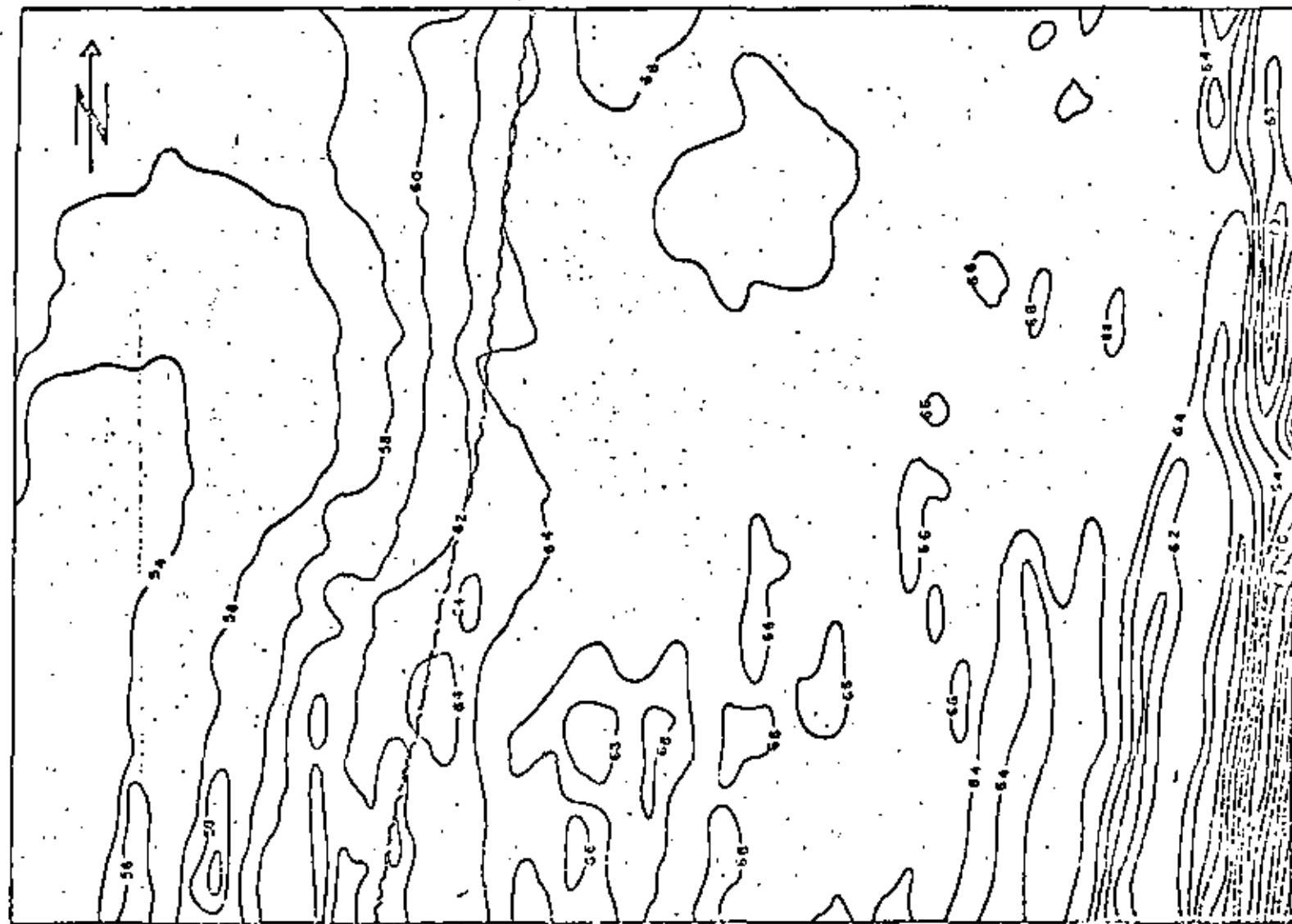
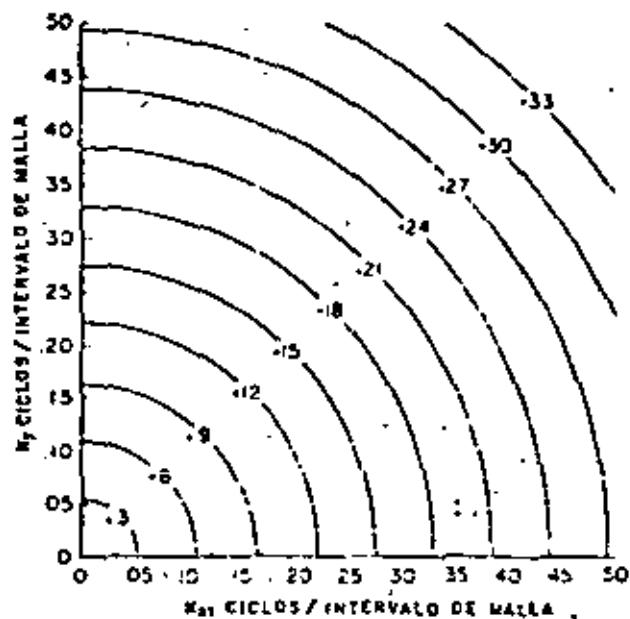


FIGURA II.29

Componente regional de los datos  
Intervalo de contornos: 2 mgals.

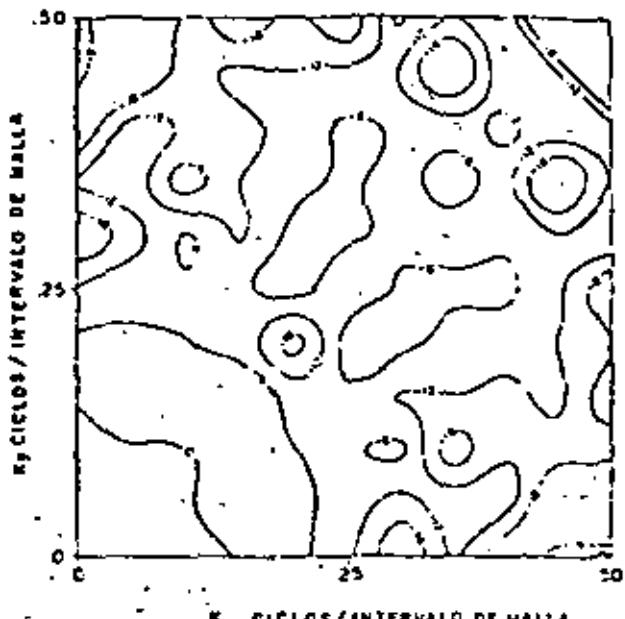
ESCALE 0 4 8 12 16  
kilómetros





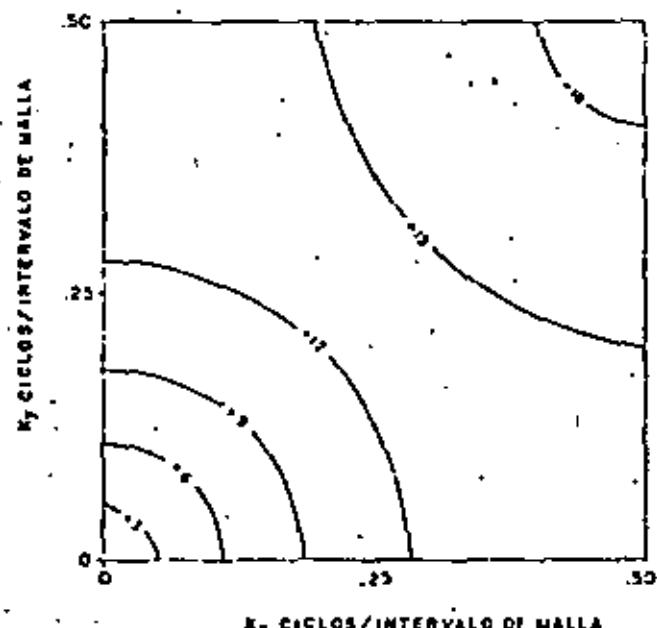
a)

RESPUESTA EN AMPLITUD DE UN FILTRO "IDEAL" DE  
CONTINUACION HACIA ABAJO (CONTORNOS EN DB)



b)

RESPUESTA EN AMPLITUD DE UN MAL OPERADOR  
DE CONTINUACION HACIA ABAJO.  
(CONTORNOS EN DB)

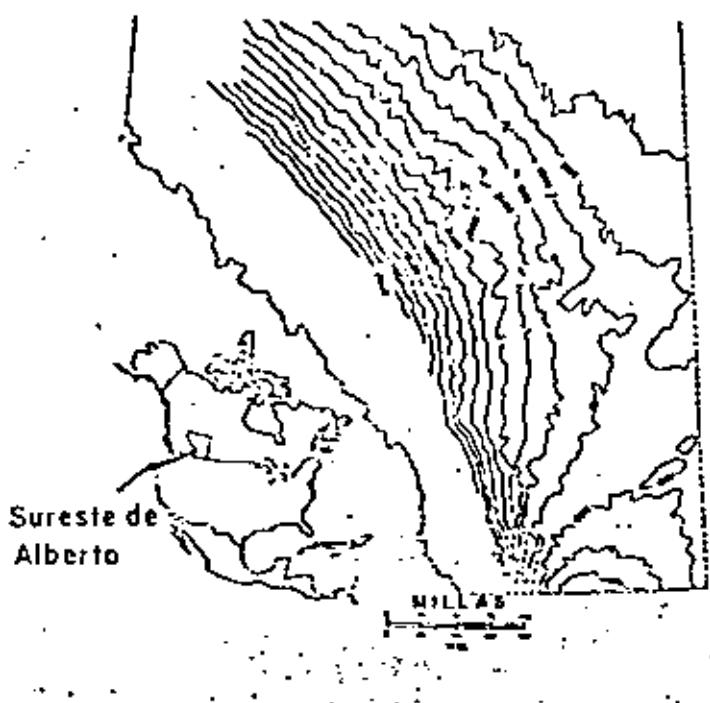


c)

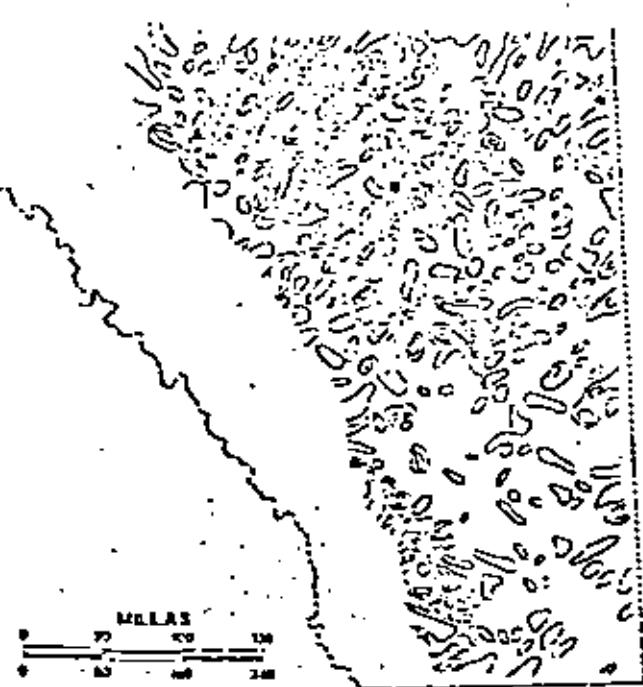
RESPUESTA EN AMPLITUD DE UN BUEN OPERADOR  
DE CONTINUACION HACIA ABAJO  
(CONTORNOS EN DB)

### RESPUESTA DE LA CONTINUACION DE CAMPO

FIGURA 11.25



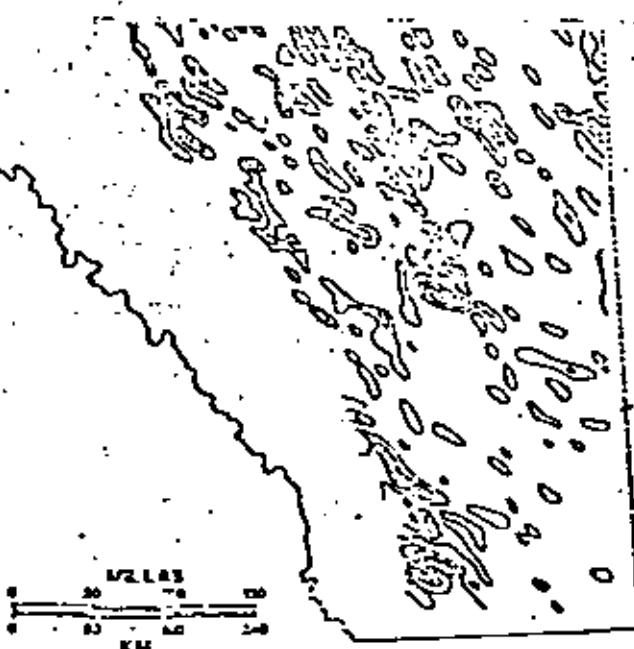
a) Mapa de Contornos, Estructuras,  
Discontinuidad Cretáceo  
Intervalo de Contornos 500 pies (153 mts.)



b) Filtro Simétrico, Estructuras de  
10 o 40 Millas  
Intervalo de Contornos : 100 pies



c) Filtro Poso Bondo NE-SW de 10 o 40  
Millas  
Intervalo de Contornos : 100pies (31mts.)



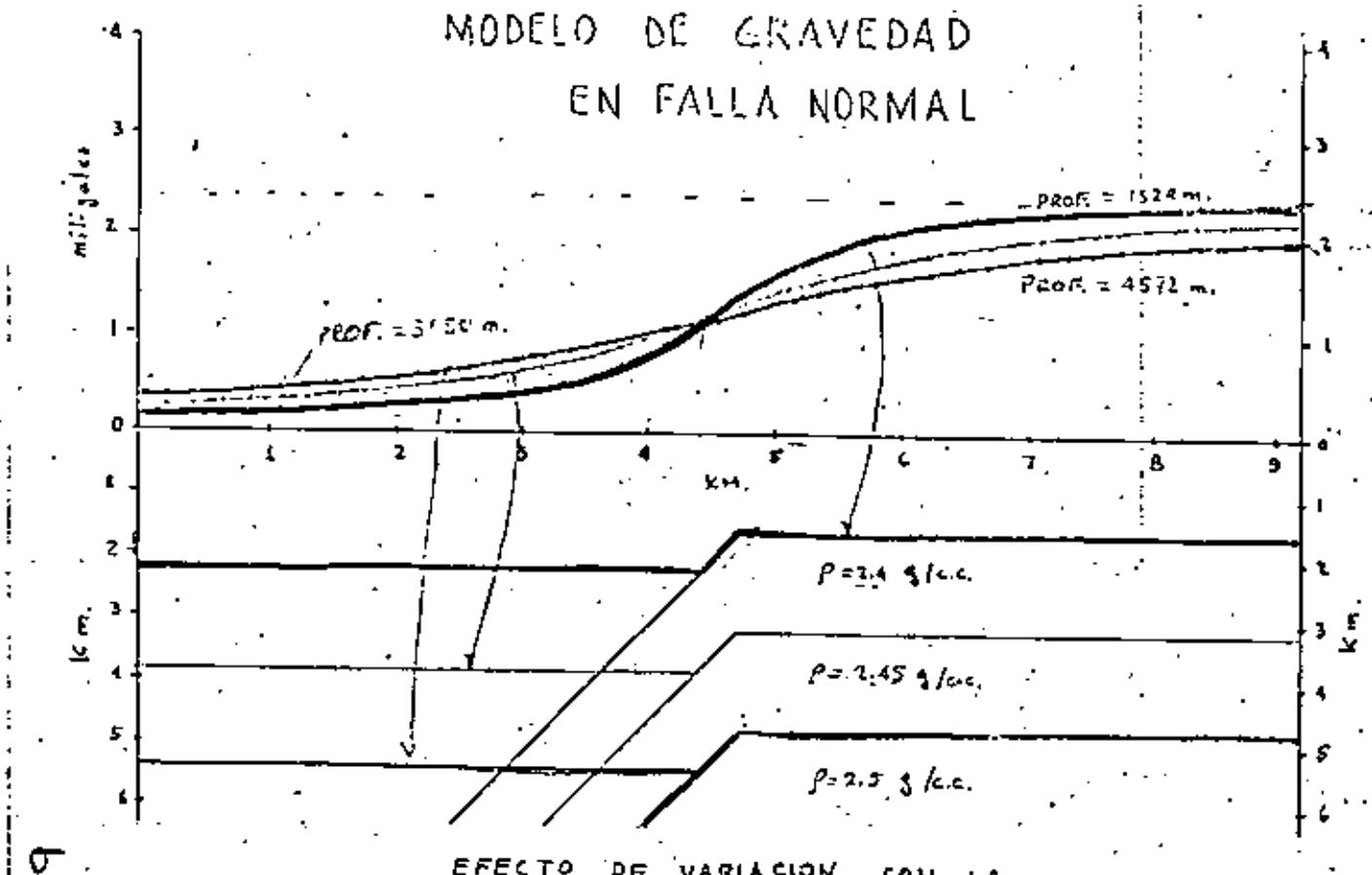
d) Posobondo NW-SE de 10 o 40  
Millas  
Intervalo de Contornos : 100 pies

Sombreadas las ESTRUCTURAS NEGATIVAS  
FILTRADO ESPACIAL DE DATOS GEOLOGICOS

FIG. II.15

Cortesía de Joseph E. Robinson

# MODELO DE GRAVEDAD EN FALLA NORMAL



EFECTO DE VARIACION CON LA  
PROFOUNDIDAD

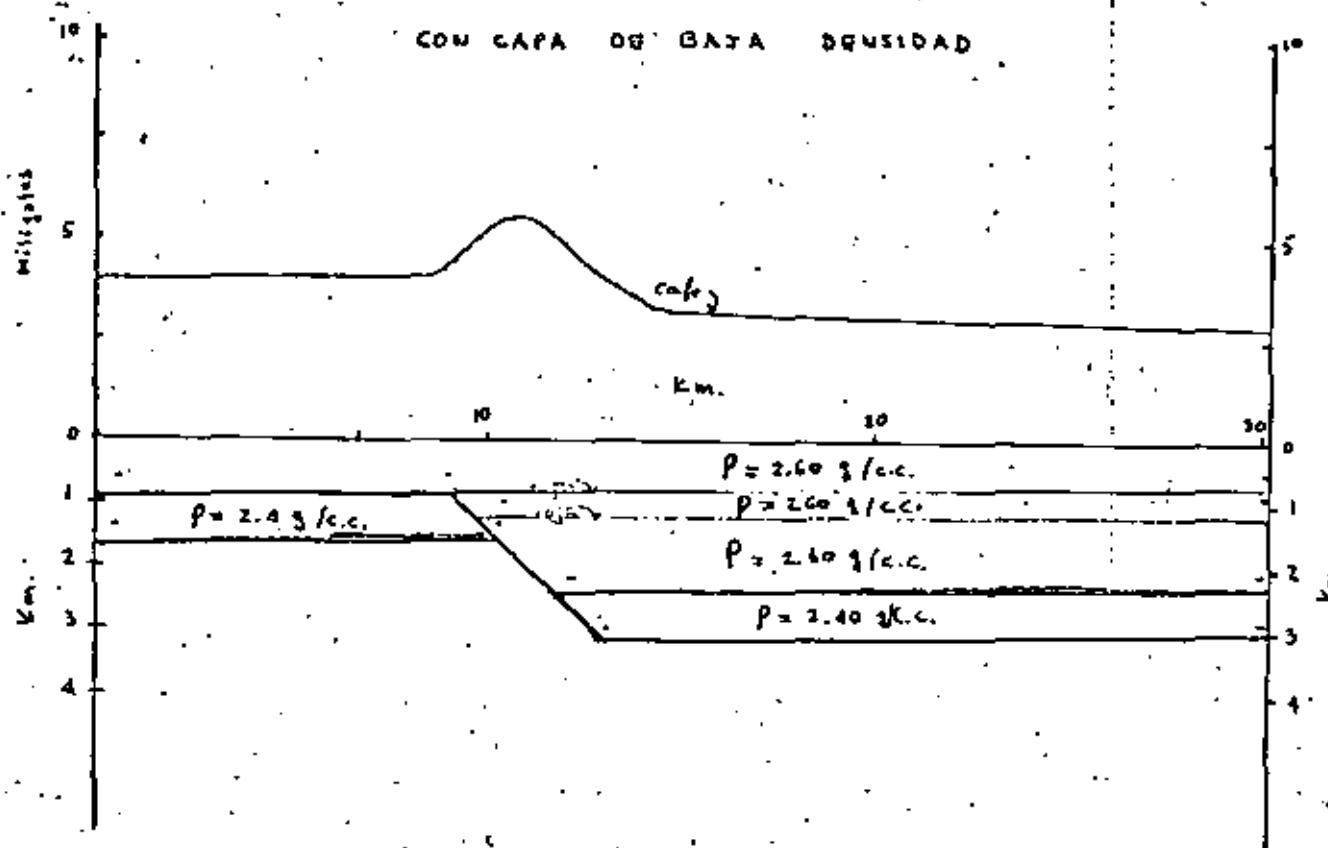
19

TABLA EQUIVALENTE DE ALGUNOS MODELOS  
QUÍMICOS

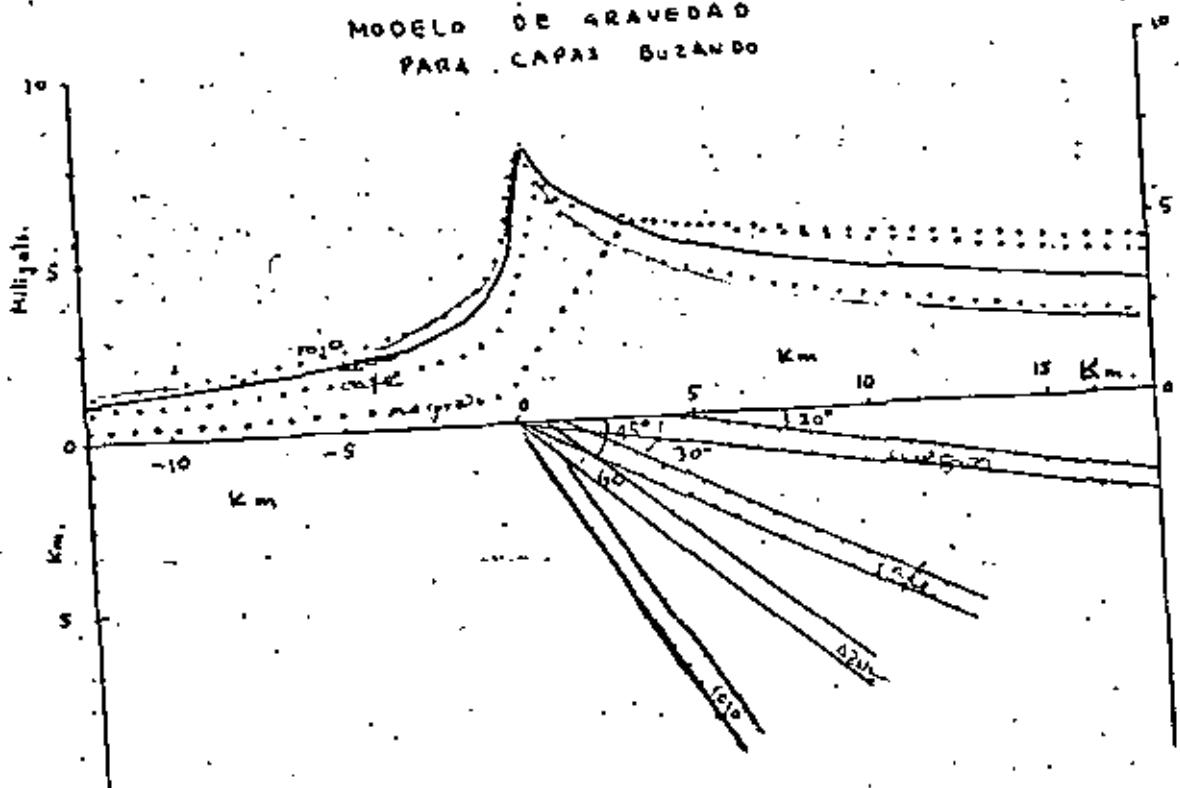
N.º en C. Ricardo Díaz Navarro  
Ing. Antonio Debasa Suárez.

# MODELO DE FALLA NORMAL

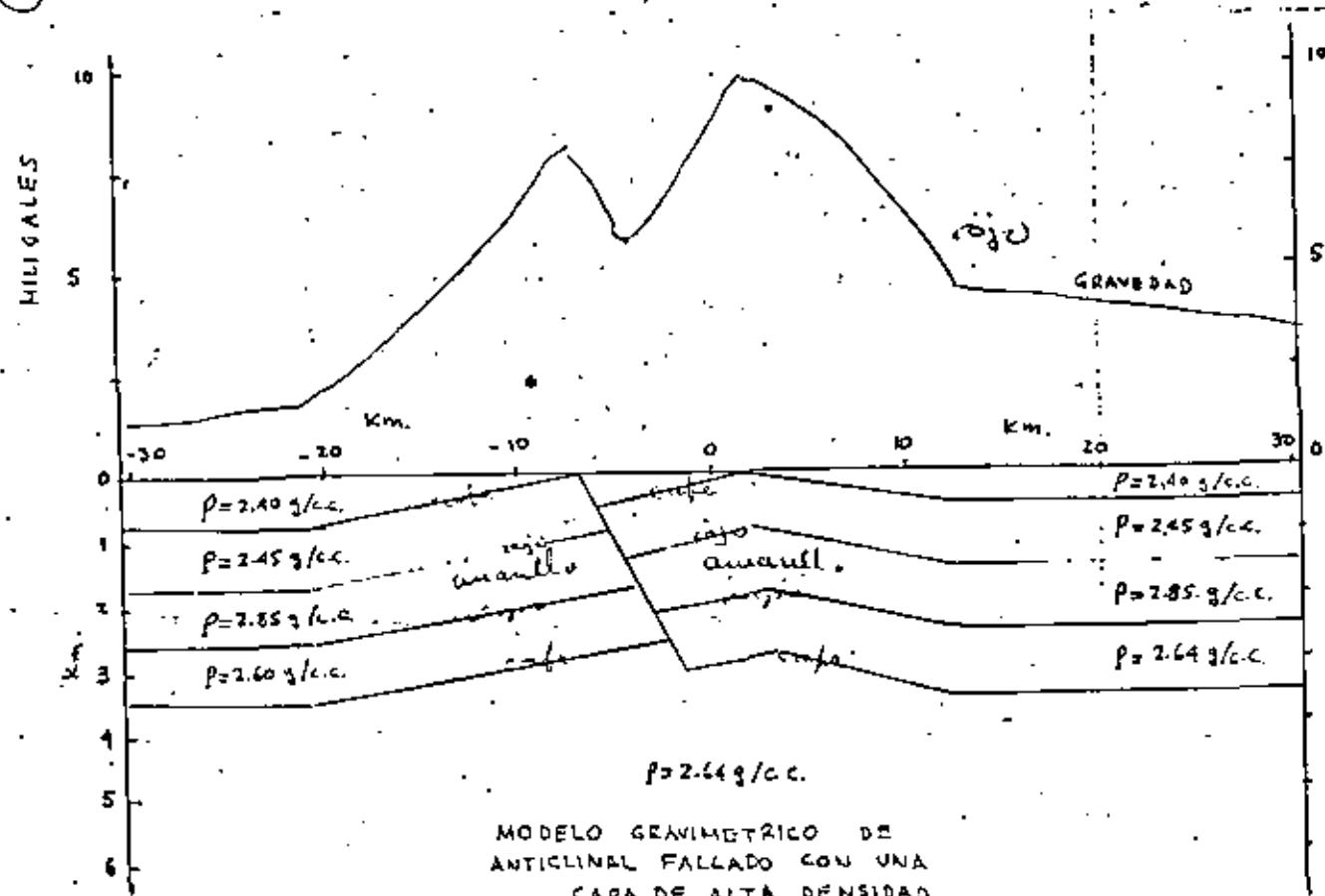
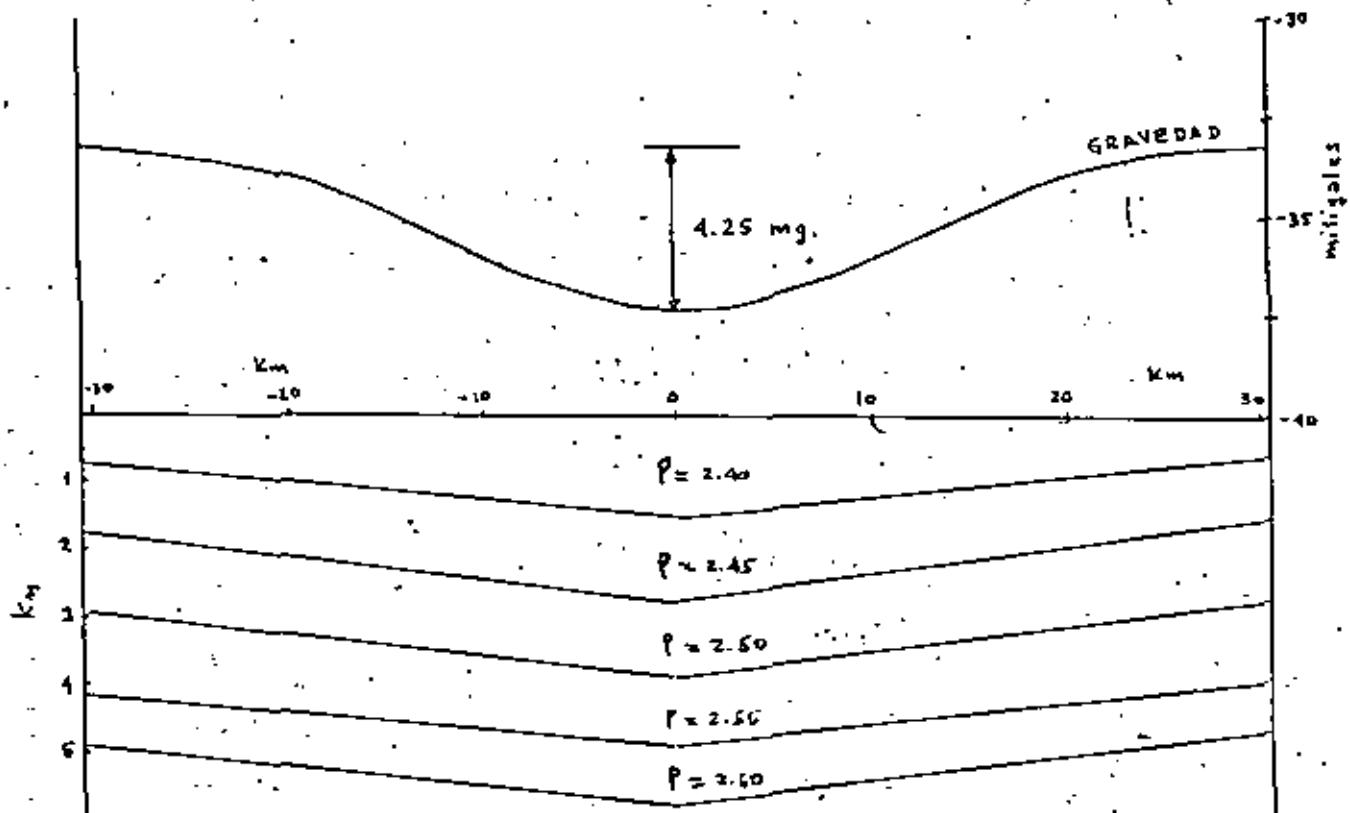
CON CAPA DE GATA DENSIDAD



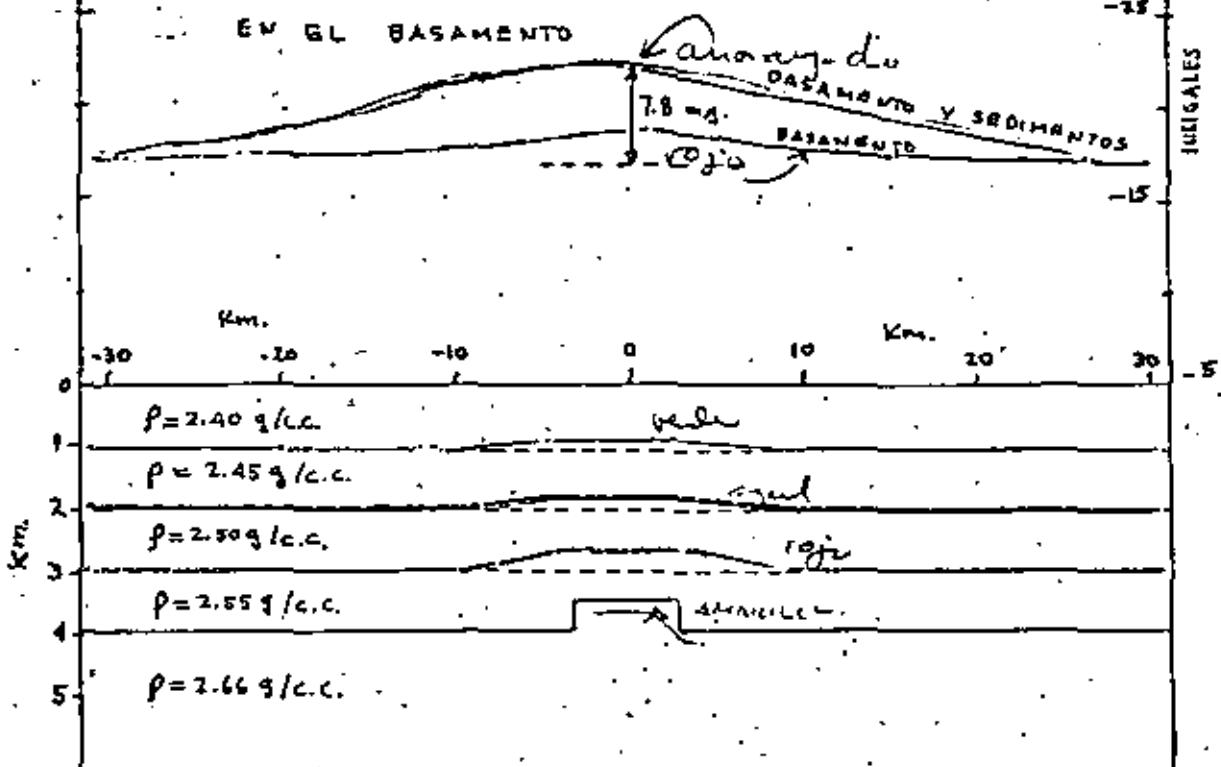
## MODELO DE GRAVEDAD PARA CAPAS BUZANDO



MODELO DE GRAVEDAD DE UN  
SINCLINAL

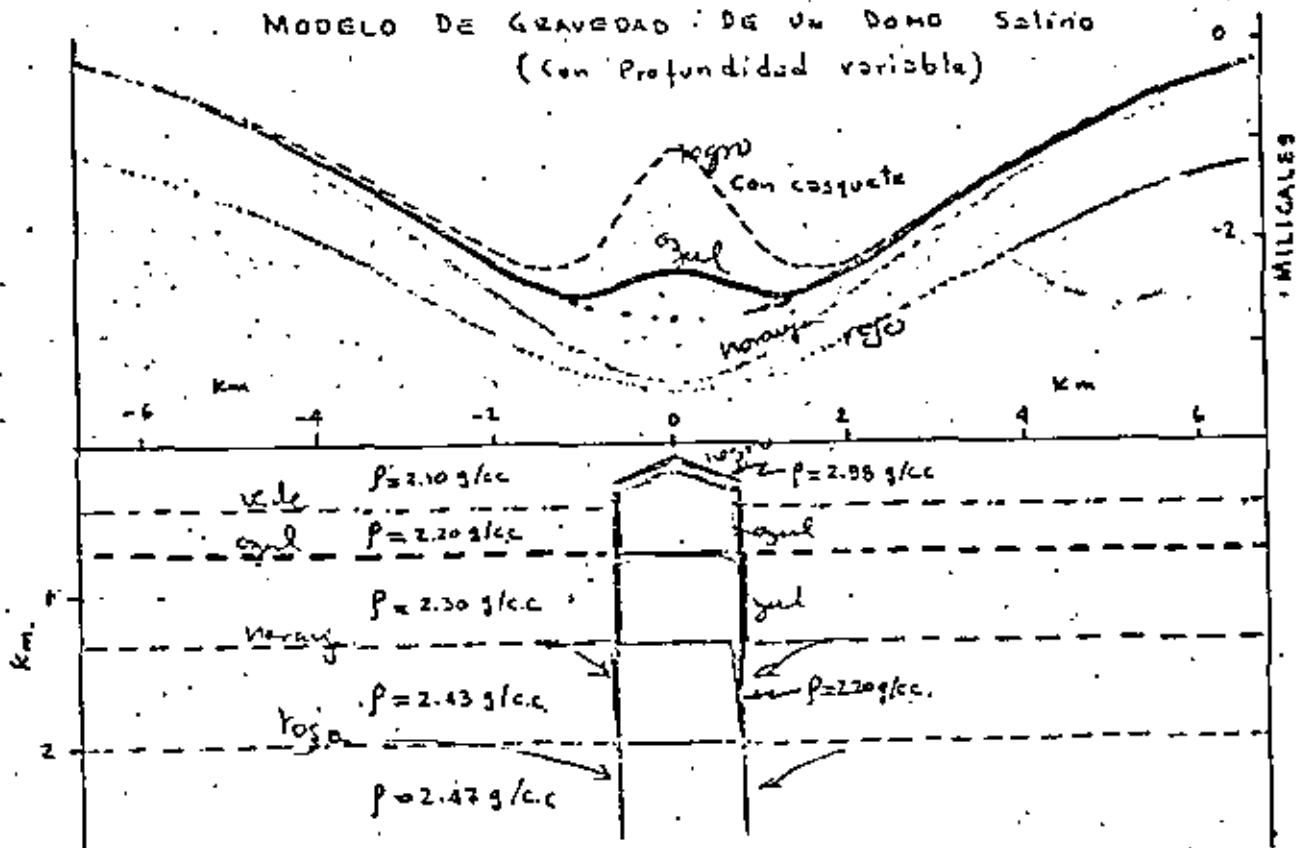


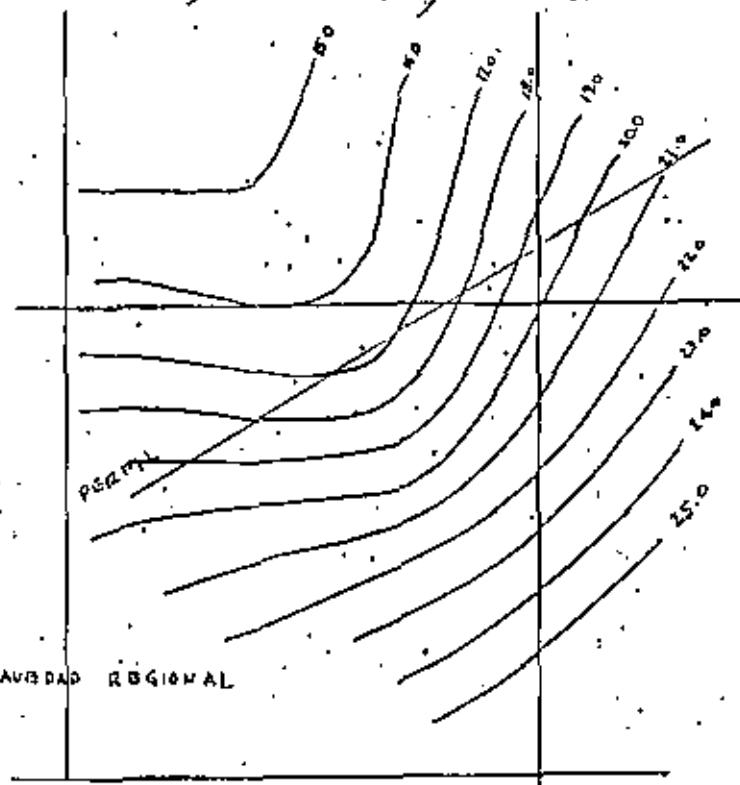
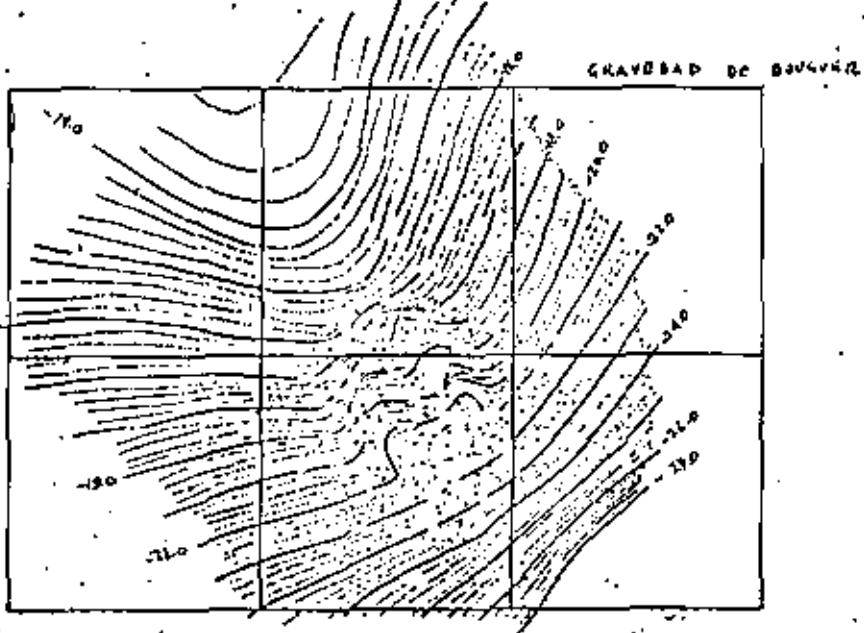
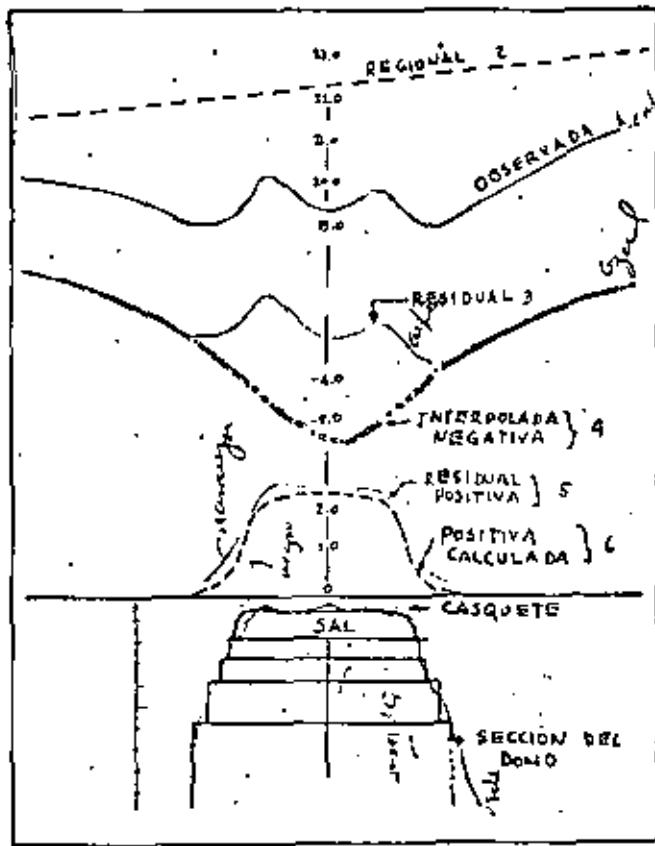
MODELO DE GRAVEDAD DE BLOQUE LEVANTADO  
EN EL BASAMENTO

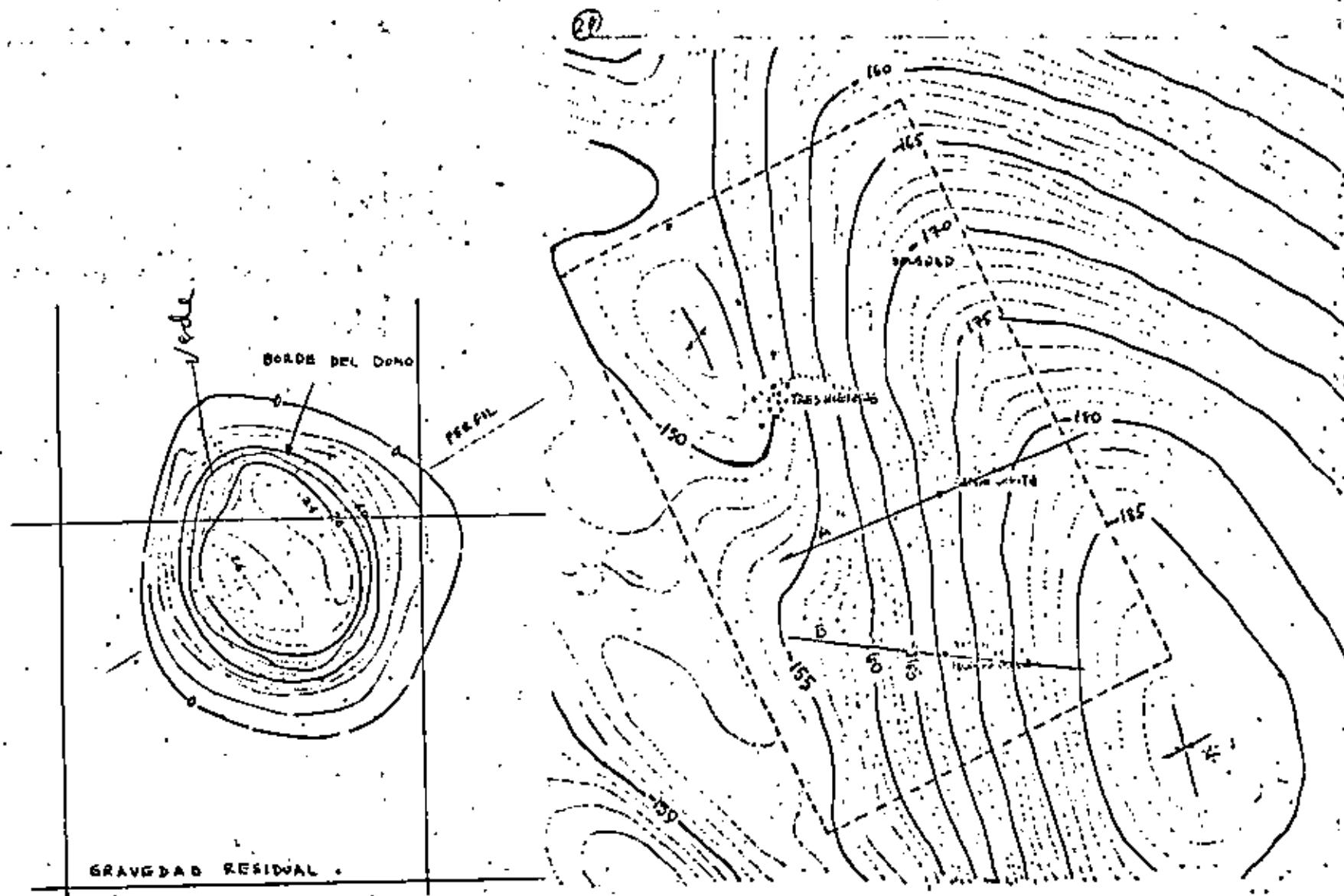


922

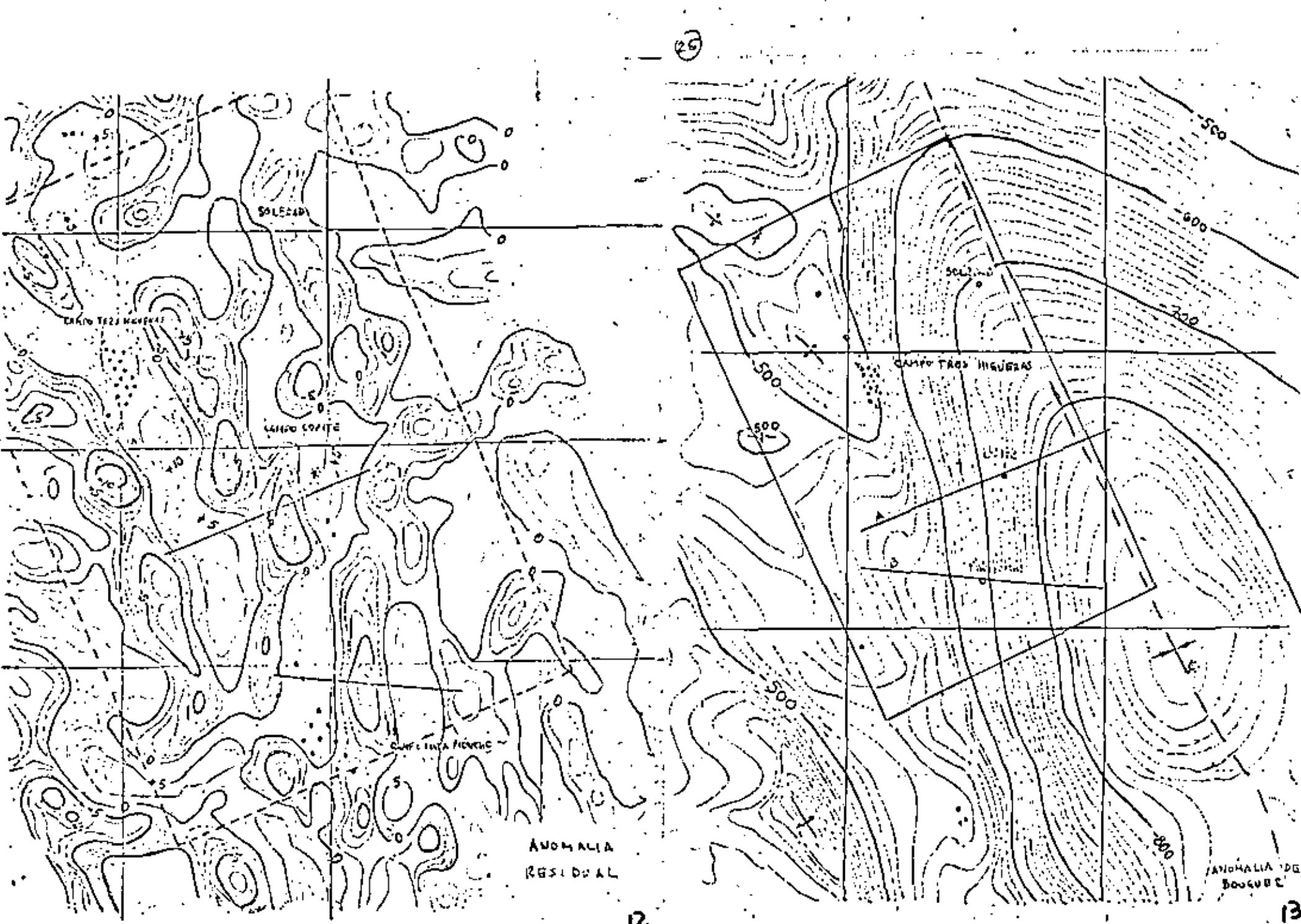
MODELO DE GRAVEDAD DE UN DOMO SALINO  
(Con Profundidad variable)



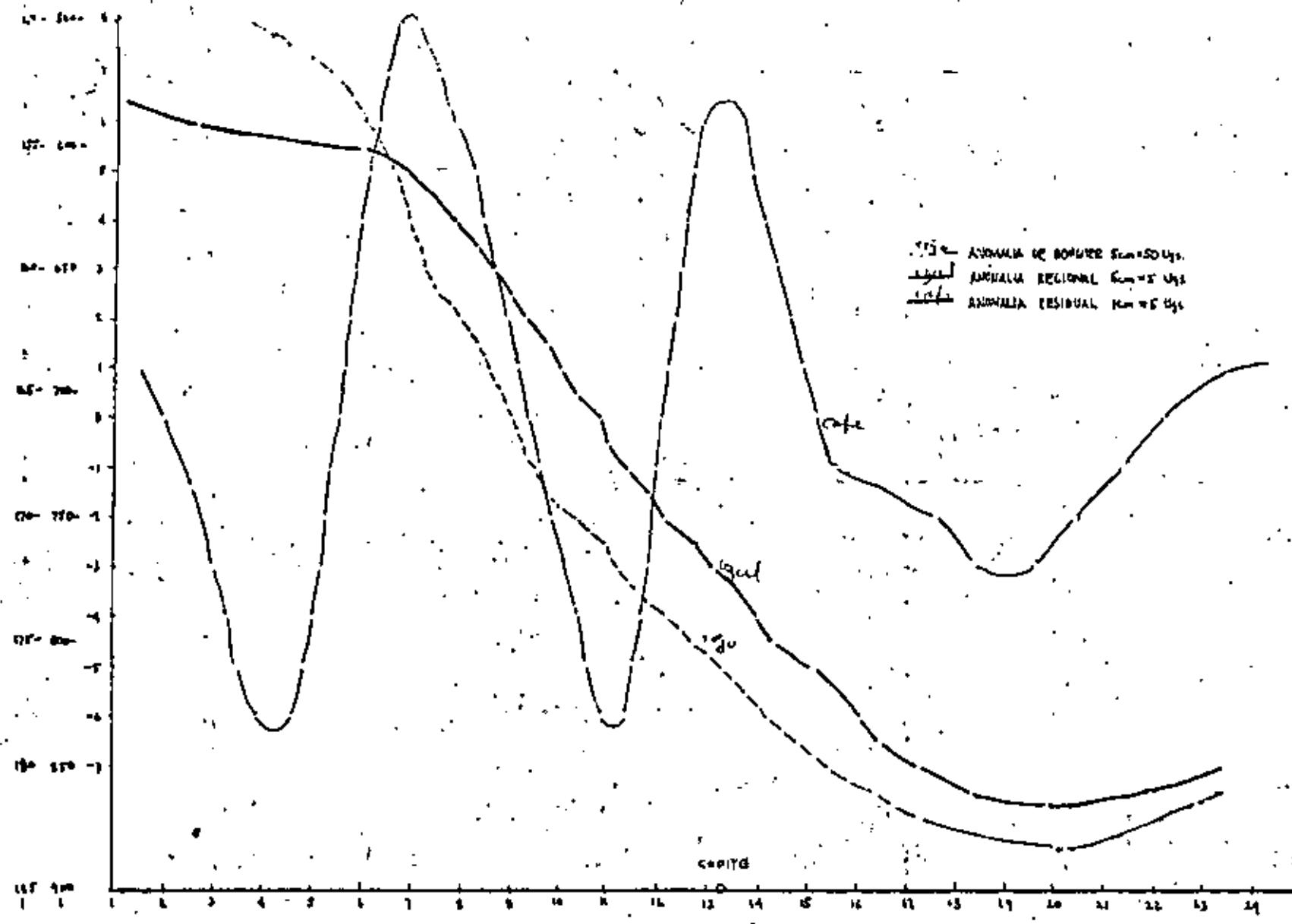




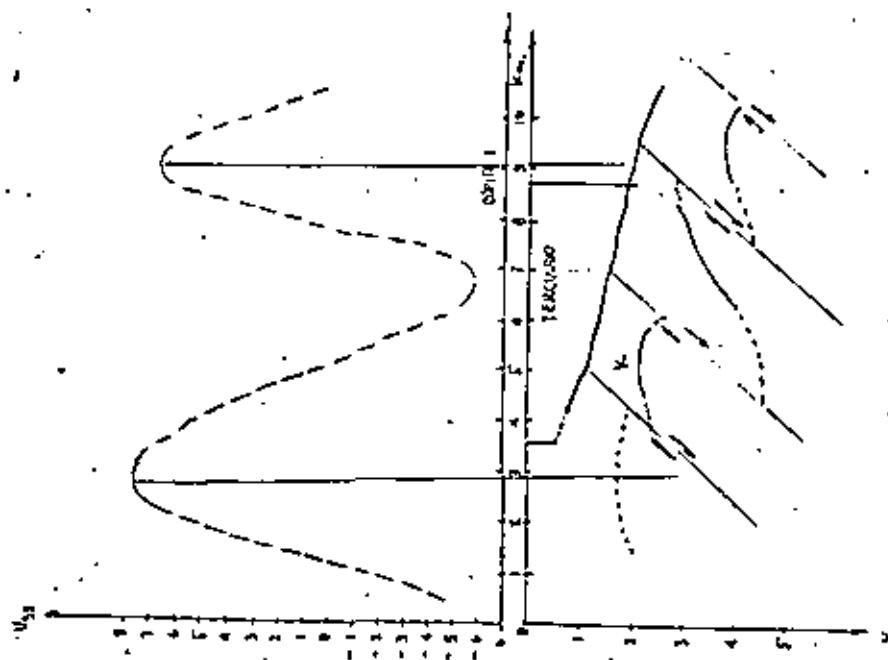
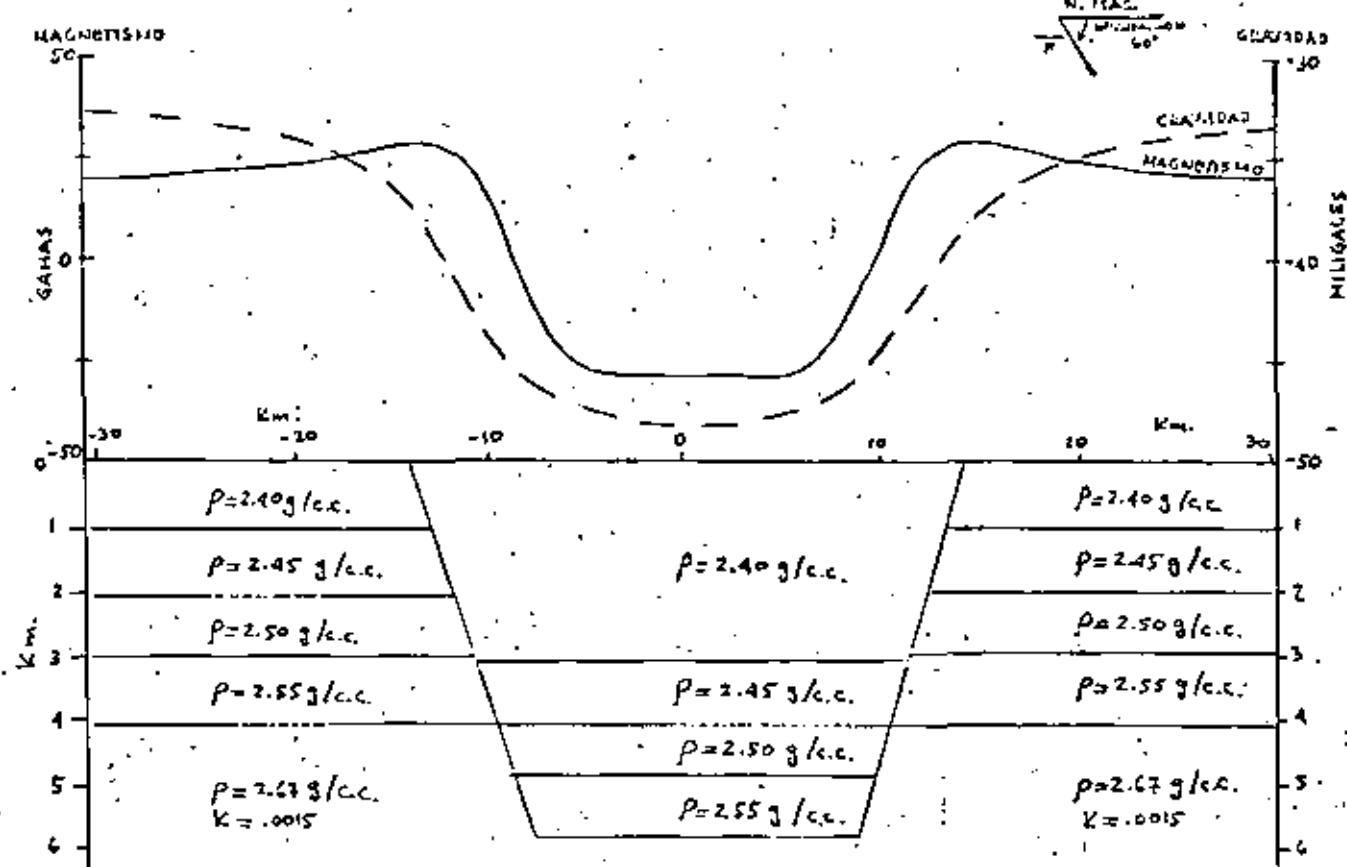
EFFECTO DE LA ANOMALIA REGIONAL

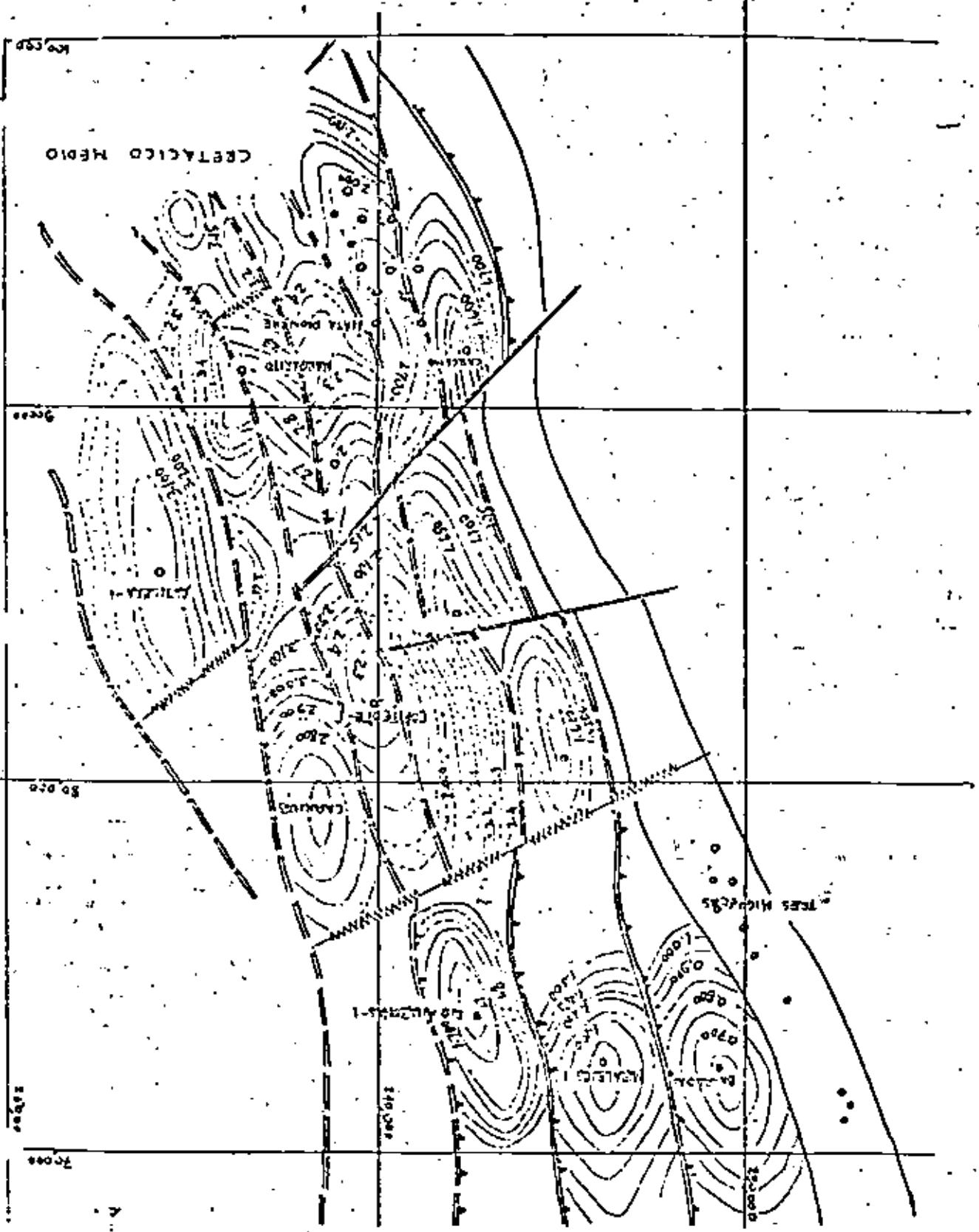


(26)



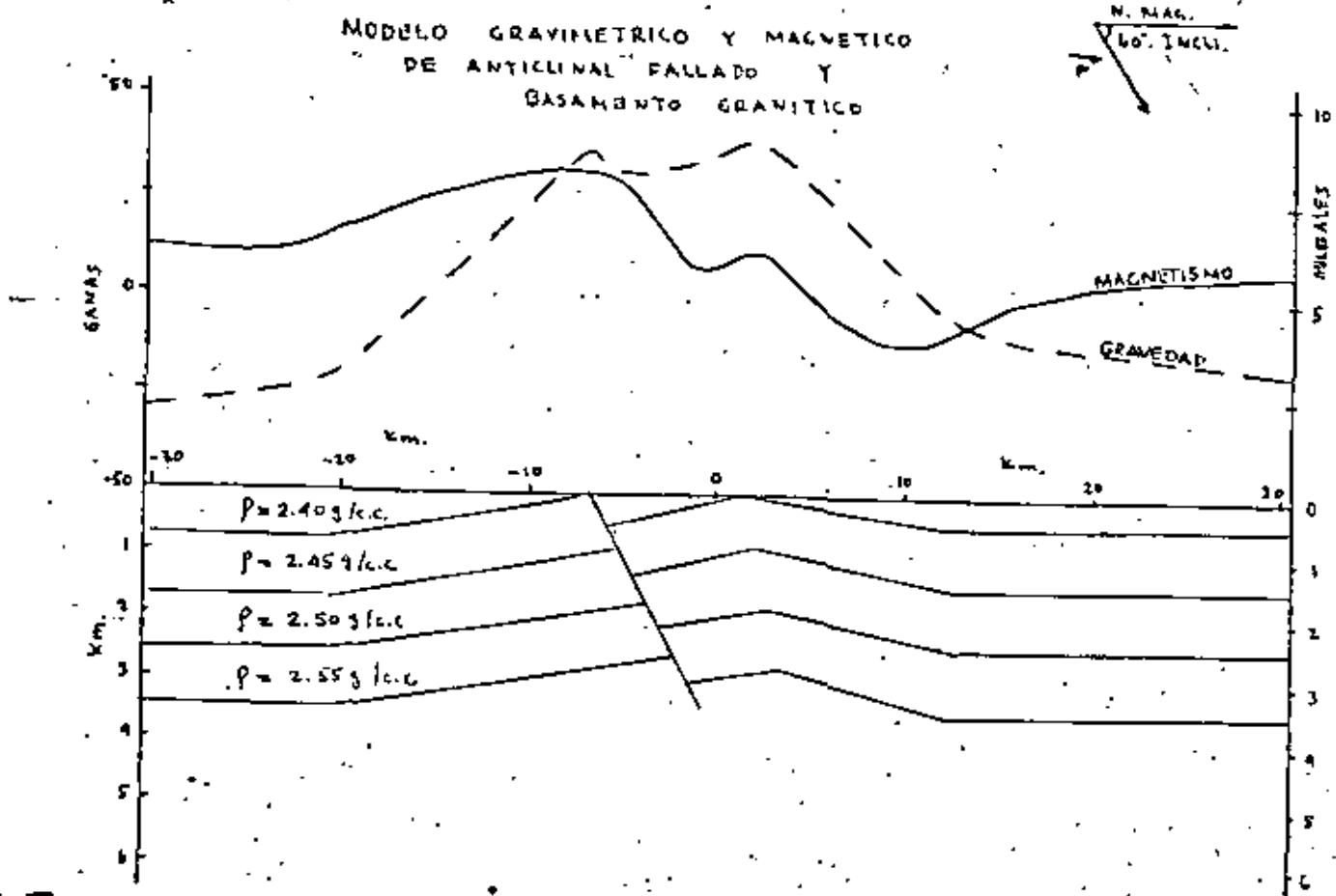
## MODELO DE GRAVEDAD Y MAGNETISMO EN UNA CUENCA CON UN GRAVE Y BASAMENTO GRANITICO





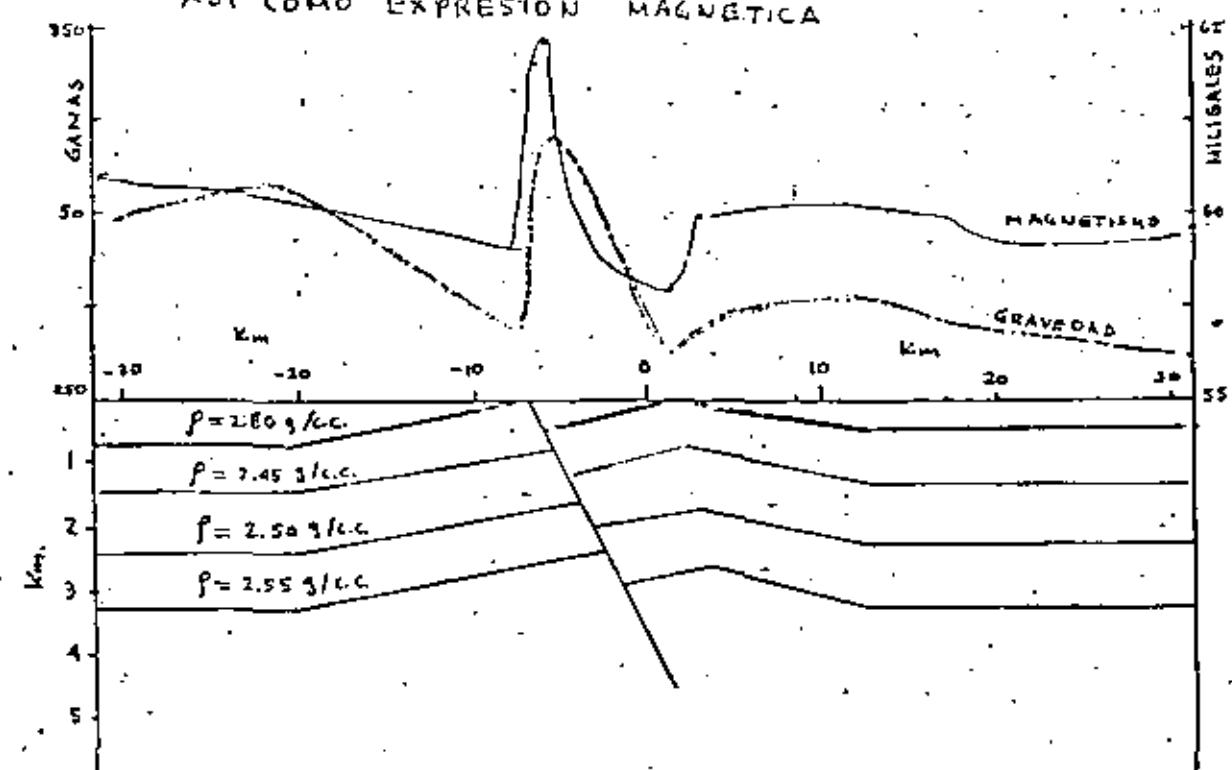
17

28



81

MODELO DE GRAVEDAD DE ANTICLINAL FALLADO  
CON DERRAME VOLCANICO EN LA SUPERFICIE  
ASI COMO EXPRESION MAGNETICA





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

**EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION GEOFISICA**

**APLICACIONES**

M. en C. Héctor Sandoval Ochoa

AGOSTO, 1982

## EL METODO GRAVIMETRICO DE EXPLORACION GEOFISICA

### APLICADO EN LA GEOTERMIA

M. en C. Héctor Sandoval Q

Discusión: ¿Qué tienen en común la geotermia y la gravimetría si nuestro gravímetro no registra temperaturas ni flujo calorífico. A primeras luces nada tienen que ver entre si estas dos disciplinas de las ciencias geofísicas. Pero en detalle, en la aplicación de los métodos geofísicos de prospección en los campos geotérmicos, vemos que si tienen puntos de convergencia como veremos después, pero antes de seguir recordemos algunas de las definiciones y conceptos de geotermia y gravimetría:

Geotermia: Calor interno de la tierra, calor de la corteza terrestre; su estudio y su utilización como fuente de energía.

Desde el punto de vista de la ingeniería es una disciplina de la geología y geofísica que se avoca al estudio, análisis y medición, de la energía térmica de la tierra con el objeto de aprovechar ésta como energético.

Gravimetría: Como método de la geofísica es el estudio, medición y análisis, del campo de la gravitación terrestre (gravedad), sus variaciones de punto a punto y con el tiempo.

La confrontación de estas definiciones, por ser éstas un poco rigurosas, nos hace pensar que ambas son ajenas, una respecto a la otra, pero en su aplicación prácticas en el estudio de los fenómenos naturales con origen en el interior térmico de la tierra, vemos que esas definiciones pueden estar intimamente relacionadas cuando se obtienen mediciones e interpretaciones geofísicas que exigen la combinación de mayor número de parámetros físicos. Estos parámetros son cuantificados para explicar la presencia y los cambios normales y anormales de la física de la tierra observable desde la superficie de la corteza así como ejemplo: Una relación directa, observable entre cambios de temperatura o flujo

calorífico y cambios de gravedad no existe en los términos del método gravimétrico en la exploración; así sea un estudio muy detallado de prospección gravimétrica en una localidad de afinidad geotérmica.

Sin embargo, a nivel de detalle en investigación experimental, con mediciones de precisión, el flujo calorífico como transferencia de calor si puede implicar una transferencia de masa y entonces la gravedad observada tendrá variaciones medibles mediante la prospección gravimétrica.

El estudio de los procesos termales de la tierra, en un sentido estricto puede ser considerado como una de las ramas más importantes de la geofísica ya que el calor tiene un papel importante y a veces crucial en todas aquellas teorías concernientes al origen y desarrollo de la tierra.

Las deformaciones de la corteza terrestre, por ejemplo, han sido atribuidas alguna vez a la contracción de la tierra la cual se está enfriando, o a la expansión de la tierra que se está calentando, o bien a los efectos de corrientes de convección en el manto de la tierra. El origen del campo geomagnético en el interior profundo es atribuido normalmente a la convección térmica de los fluidos del núcleo externo de la tierra. Por otro lado, en otra escala, los procesos locales tales como la actividad volcánica están íntimamente relacionados con el calor, cualquiera que sea el proceso probado o especulativo, la actividad térmica, sabemos que limita su peregrinación a la búsqueda de un lugar para manifestarse, ya sea directa o indirectamente y en diferentes grados de importancia. Sin embargo si el calor es el parámetro más crucial relacionado a la tierra, su estudio constituye una de las ramas más especulativas de la geofísica. La razón de esto es que principalmente las propiedades internas de la tierra implican los procesos térmicos los cuales dependen mucho de otros factores y a su vez son tan desconocidos o difíciles si no imposibles de determinar.

nár, por ejemplo. ¿El calor se transmite a través de la tierra por conducción, convección o radiación? ¿Puede suceder que los procesos ocurran simultáneamente...? ¿Pero en qué proporción? Las respuestas a estas preguntas son muy importantes puesto que los mecanismos de transferencia de calor y masa, entre otras cosas determinarán las tasas a las cuales se transmite el calor (10)

A continuación se muestra una tabla<sup>(10)</sup> con un balance de energías:

<u>PROCESO</u>	<u>ENERGIA Joule/año</u>
Energía solar absorbida (y radiada) .....	$10^{25}$
Pérdida de calor geotérmico .....	$10^{21}$
Pérdida de energía por disminución de la rotación terrestre .....	$30 \times 10^{19}$
Energía liberada en terremotos .....	$10^{18}$

#### Fuentes y campos geotérmicos \*

Son todas aquellas áreas locales y regionales de la corteza terrestre que manifiestan transferencia de calor y/o masa en condiciones relativamente anómalas: tales como manantiales de aguas termales, géiseres, solfataras, volcanes de lodo termal, a dimensión local. Y a escala regional: arcos volcánicos de continente, de océano; de zona de rift (alcalino); vulcanismo de cordillera mesooceánica de esparcimiento de corteza océánica, puntos o plumas cándentes (hot spots), etc. así al revisar algunos conceptos de la geotermia vemos que hay varios parámetros de la física que son del dominio de la geología:

Temperatura: Es un índice que mide la cantidad de calor de un cuerpo, mide la magnitud de agitación térmica de las partículas del mismo: sus unidades °C °K °F

Calor: Es una forma de energía, el orden de su magnitud puede producir una transformación, puede representarse mediante el equivalente mecánico del calor. Unidades: Caloría, Joule, etc.

Flujo calorífico: Es el gasto, movimiento o transferencia de calor a través de una área unitaria en la unidad de tiempo. Esta transferencia de calor en ocasiones está asociada a una transferencia de masa.

cal/cm <sup>2</sup> seg.	HFU	UFC
(unidades de flujo calorífico)		

Calor específico: Es el calor necesario para aumentar 1°C de temperatura a un centímetro cúbico de agua.

Gradiente de temperatura: Es el cambio de temperatura relativo a un cambio en la distancia de un punto a otro °C/cm.

Gradiente geotérmico: normalmente es el aumento de temperatura bajo el subsuelo en relación al incremento de la profundidad bajo la superficie. °C/m

Densidad: Cantidad de masa contenida en un volumen unitario. Unidades gr/cm<sup>3</sup>:

En un modelo ideal de una tierra homogénea puede no haber cambios en la gravedad y en la distribución de calor. Sin embargo en una tierra no homogénea es mucho más factible encontrar cambios sensibles en la distribución del calor y en la distribución de masa con variación de la gravedad.

Así:

$$q = K \Delta T \rightarrow AP \rightarrow Ag.$$

Expansión, Compresión, Dilatación, Compactación

$$\Delta F = F(A) \\ \text{con o sin transferencia de masa}$$

Sin embargo en la práctica vamos a observar que las relaciones de esta función van a tener diferentes significados en diferentes marcos de referencia y en diferentes escalas.

Si dentro del campo de la ingeniería, con la prospección con el método gravimétrico en la geotermia se atenderán relaciones de esta función de ordenes de magnitud de 1/300 o mayores, mientras que en el otro marco de referencia, a otra escala dentro del campo de la investigación en la geotermia con el método gravimétrico, se atenderán las ordenes de magnitud, por ejemplo cercanas a 1/3000 o más pequeñas; desde luego estas cifras son arbitrarias pero útiles por exemplificar.

En otros términos, las condiciones a la frontera impuestas a un modelo teórico en virtud del hecho que la geotermia del manto y la corteza deben mantener ciertas condiciones físicas, no son en realidad muy precisas, aquí se origina la naturaleza del problema y la imprecisión se considera como la discrepancia básica entre la física como la aplican los físicos experimentales y la física como la aplican los geofísicos de exploración, en el subsuelo.

El problema puede superarse cuando por mutuo interés en el campo geotérmico se llevan a cabo mayor número de mediciones con escrupulosa precisión imponiendo condiciones más apagadas a la realidad apoyadas con la óptima información geológica y geofísica.

En este sentido más adelante se ven algunos ejemplos de aplicación tanto regionales como locales.

En un primer aspecto, las aplicaciones del método de exploración gravimétrica regional, se avocan a la búsqueda de áreas geotérmicas atractivas, a su localización y a la determinación de sus estructuras geológicas.

El otro aspecto de la gravimetría es la exploración local, la prospección gravimétrica con objetivos económicos bien definidos. Conocida la geometría y la geología de la estructura los trabajos gravimétricos continuados toman un matiz de investigación y los estudios se tornan multidisciplinarios al integrar datos observados de otras ramas de la geofísica.

El método gravimétrico en la exploración geofísica de áreas geotérmicas nunca va a recibir todo el peso de la exploración geotérmica; cuando se aplique siempre va a compartir la responsabilidad del hallazgo o definición de la estructura interpretativa. El método gravimétrico en cualquiera de sus aplicaciones es un método auxiliar puesto que es un método eminentemente indirecto ya que se vale de los atributos de las rocas para representar su distribución geométrica y sus litologías interpretativas. El método gravimétrico, como en cualquiera de sus aplicaciones, no llevará a donde está el vapor endógeno pero sí describirá los límites de las estructuras geológicas que gobiernan la ocurrencia o flujo de calor. Solo en el caso particular, donde la precisión de las observaciones sugieren variaciones de la gravedad como respuesta a flujos o transferencias de masa, la gravimetría tendrá una expresión directa aunque no necesariamente existan cambios de temperatura.

A continuación sigue una serie de resúmenes extractados de trabajos publicados cuya selección pretende en conjunto, plantear un panorama actual y las perspectivas de la aplicación de la gravimetría en la geotermia; tanto en nuestro país como en otras regiones geotérmicas en el mundo.

"TRABAJOS GRAVIMETRICOS EN EL EJE NEOVOLCANICO"  
POR JULIO MONGES C. Y MANUEL MENA J. 1975

En 1975 Monges y Mena (8) reportaron los estudios gravimétricos llevados a cabo sobre el Eje Neovolcánico, desde la recopilación reducción y enlaces a estaciones de referencia, hasta la elaboración de los planos de anomalía de Bouguer Simplex de la provincia volcánica mencionada. Estos trabajos han tenido como objetivos principales de acuerdo a las metas de la Comisión Federal de Electricidad, la búsqueda de nuevas áreas de explotación geotérmica. Esta exploración gravimétrica regional fué realizada por los Institutos de Geofísica de la U.N.A.M. y el de Investigación de la Industria Eléctrica de la C.F.E. (Figura 1 a 4).

"LEVANTAMIENTO GRAVIMETRICO ZONA GEOTERMICA  
DE MEXICALI, BAJA CALIFORNIA"  
POR JUAN VELAZCO H. (1970), cit 9)

El autor reporta en base a 340 observaciones gravimétricas distribuidas dentro de un área de 620 km<sup>2</sup> aproximadamente, una interpretación semicuantitativa de la estructura geológica de la zona geotérmica de Mexicali, Baja California. En este trabajo se tomaron en cuenta los estudios previos de la geología del delta del Río Colorado para interpretar su basamento. Se discute la constitución del basamento de rocas cristalinas así como su tectónica expresada principalmente por bloques hundidos desplazados por grandes fallas. De acuerdo con el autor, la perforación de pozos confirmó en buena medida la interpretación gravimétrica. Este estudio y sus resultados invitan a elaborar una discusión en base a un análisis interpretativo. Su integración con otros resultados de trabajos publicados, ofrece un panorama completo de la estructura tridimensional enmarcada bajo los depósitos en el delta del Río Colorado y su íntima conexión

con la tectónica de hoy, día del sistema de fallas San Andrés. (Figuras y Láminas 5 a 8).

"PANORAMA GENERAL DE LOS ESTUDIOS DE GEOFISICA  
EN CERRO PRIETO"

POR N.E. GOLDSTEIN Y ANTONIO RAZO M. 1978 (cit 2)

Antonio Razo y Fonseca L. en 1978 reportaron las interpretaciones de la "Prospección Gravimétrica y Magnetométrica en el Valle de Mexicali, Baja California (Reporte C.F.E.-5, 1978, inédito). En este mismo año Goldstein y Razo (2) resumieron el "General Overview of Geophysical Studies at Cerro Prieto" en base a los estudios conocidos de la geofísica del área: a) Revisión de datos existentes, b) Sísmica pasiva, c) Sísmica de reflexión, d) Resistividad eléctrica (sondeos Schlumberger, dipolo-dipolo y magnetotelúrico), e) Potencial natural y f) Gravimetría. Asimismo los autores incluyeron en su revisión los estudios previos de gravimetría de reconocimiento. Los autores han planteado que para ésta área la gravimetría de precisión es una técnica excepcionalmente prometedora para registrar cambios en las condiciones del yacimiento como son:

- a) Densificación debida a cambios en las reacciones químicas entre fluidos y rocas en función de la temperatura.
- b) Formación de una zona de vapor debido al abatimiento de presión o a la extracción de fluidos sin recarga que la compense.

Esta metodología integra las experiencias obtenidas en estudios gravimétricos de precisión combinados con nivelaciones de primer orden, llevados a cabo en Wairakei, Los Geysers y Cerro Prieto, según reportan respectivamente Hunt (1970), Inserwood 1977

y Grannell 1978. Todas en op cit (2). Figuras 9 y 10.

"ESTUDIOS DE RESISTIVIDAD LBL EN CERRO PRIETO"  
POR WILT, GOLDSTEIN Y RAZO (1)

En base a los resultados de los métodos de resistividad aplicados por el grupo de trabajo del Laboratorio Lawrence Berkley de la Universidad de California, se discute la gravimetría del área de Cerro Prieto integrada asimismo a otros estudios previos de resistividad. Los datos gravimétricos obtenidos por las brigadas de la Comisión Federal de Electricidad se utilizaron para apoyar los modelos interpretativos de la resistividad de la región. El perfil gravimétrico (Figura 12) corresponde a las observaciones geoeléctricas a lo largo de la línea EE" (Figura 11). En términos de la gravimetría se obtuvo un modelo bidimensional de la estructura, el cual respondió a las expresiones de la anomalía de Bouguer y a la información previa de geología y geofísica. El modelado se llevó a cabo por medio del programa convencional de computadora de Talwani *et al.* (1959), op cit (1) y (3). En la localización del perfil de anomalías analizadas se observan la zona geotérmica en explotación y la vecindad del volcán Cerro Prieto, así como la Sierra Cucapa al occidente.

"ESTUDIOS DE POTENCIAL NATURAL AL NOROESTE DEL VOLCAN CERRO PRIETO"

POR DIAZ, C. Z. (3)

En este trabajo una vez más se hace notoria la aplicación del método gravimétrico en la geotermia. En esta ocasión además de la gravimetría, el método magnetométrico aportó corroboraciones para apoyar la amplia discusión que de la interpretación hace el autor:

A unos 17 km al NW del volcán Cerro Prieto se encuentra el campo geotérmico de Tule Check, la geología regional; a 5 km al SW de esta área, se bosqueja el complejo granítico que constituye la Sierra de Cucapa. El campo geotérmico está contenido en el Valle de Mexicali, con sedimentos de pedimonte subyacentes que vienen de las estribaciones de la Sierra de Cucapa. La tectónica sugiere que la región se sitúa en una zona de adelgazamiento de la corteza terrestre que forma parte del sistema de fallas San Andrés. El reconocimiento gravimétrico de Razo y Fonseca (op cit) que cubrió cerca de 700 km<sup>2</sup> incluyó la zona geotérmica de Tule Check. Aquí se interpretaron varias fallas con paralelismo al sistema de fallas que gobierna al actual comportamiento del campo geotérmico de Cerro Prieto, (Figuras 13 y 14).

Las fallas asociadas a la zona geotérmica de Tule Check se observan en los perfiles interpretados de la figura 14. Ahí, las dos fallas bajo Tule Check delimitan al campo geotérmico en la parte superior de un pilar (horst) como basamento y a una profundidad aproximada de 1 500 m.

Si consideramos que la actividad geotérmica en el Valle de Mexicali está asociada a fluidos de origen magmático derivados de un cuerpo profundo del interior, el recorrido de estas soluciones es a través de fracturas en la corteza terrestre para mezclarse y calentar las aguas de otras fuentes a niveles superiores. Si así sucede puede decirse que la actividad geotérmica de Tule Check está genéticamente relacionada a las fracturas o fallas de su vecindad: Figuras 15 a 18.

Un análisis de los resultados obtenidos de los pozos someros indican que a la capa sello la constituyen las arcillas arenosas que forman los sedimentos aluviales más recientes del valle.

"ESTUDIOS SISMOLÓGICOS EN CERRO PRIETO"

POR: MANJER, E.L., T.V. MCVILLY, A. ALBORES L. Y S. DÍAZ C. (4)

Estos autores tomaron los resultados y los planos de anomalía gravimétrica reportados por Vélazco y Martínez (1970) de la Comisión Federal de Electricidad (op cit) y llevaron a cabo el diseño y ajuste de modelos bidimensionales (Talwani, *et al.*, 1959, op cit 4). Para intentar mejorar la interpretación, tuvieron la precaución de utilizar únicamente los puntos dato y no los contornos de la configuración gravimétrica. Los modelos se basaron en los resultados de la sismología de refracción previa. De acuerdo con los autores se informó que otros investigadores de la Depresión de Salton advirtieron que la gravimetría del área no refleja estrictamente la profundidad del basamento y que puede estar ~~asimismo~~ afectada por diferencias en las densidades de los sedimentos.

"ESTUDIOS DE GRAVEDAD DE PRECISIÓN EN CERRO PRIETO"

POR: CHASE, D.S., R.C. CLOVER, R.B. GRANNELL, R.M. LEGGEWIE, J. EPPINK, D.W. TARMAN Y N.E. GOLDSTEIN (4)

En el campo geotérmico de Cerro Prieto, en 1978, se iniciaron las mediciones de precisión tanto del campo de la gravedad como de nivelación, por las siguientes dos razones:

1. Las mediciones repetitivas a lo largo de varios años podría proporcionar información acerca de los posibles cambios en el yacimiento; estos cambios pueden responder a: remoción de ~~ma~~sa, densificación de rocas permeables y formación de fases gaseosas debido al abatimiento de presión del yacimiento.
2. Un beneficio adicional del trabajo repetitivo es que los datos obtenidos pueden también reducirse a valores de anomalía

de Bouguer. Estos se pueden utilizar para incrementar los datos disponibles de gravedad regional que pueden ser interpretados en términos de variaciones laterales de densidad en el subsuelo (i.e. variaciones litológicas espaciales).

En el trabajo repetitivo de precisión en gravimetría y nivelación (precisiones del orden de 0.015 mgal. y al milímetro respectivamente) se puede eliminar el problema de efecto de elevación ya que éste puede cuantificarse, y corregir su influencia; tal cambio podría resultar respectivamente del asentamiento diferencial debido a la compactación y/o densificación de las rocas del yacimiento; o a la subsidencia debido a la tectónica regional, que nada tiene que ver con la producción de fluidos geotérmicos. Un aspecto podría ser la presencia de ambos efectos. Hasta el día de hoy no han sido publicados los resultados al término de tres años.

"OBSERVACIONES CONTINUAS DE LA GRAVEDAD EN  
'LOS GEYSERS'"

POR JEFFREY J. OLSON Y RICHARD J. WARBURTON (6)

Estos autores en un reporte preliminar (en op cit 5) informaron de los trabajos con un gravímetro criogénico como monitor haciendo observaciones continuas durante 38 días y con precisión al microgal. Las variaciones de gravedad medidas y aunadas a información adicional relacionada a las transferencias de masa en el yacimiento; indicaron una caída repentina de 6 microgal en la gravedad antes de ocurrir un temblor local. También se observó un incremento de 5 microgal en la gravedad durante las fuertes lluvias.

Sin embargo las interpretaciones de la variación de la gravedad deberán estar libres de toda influencia por inclinación de la región, si ésta realmente ocurriera (Figura 19).

"INTERPRETACION CONJUNTA DE DATOS GEOFISICOS COMO HERRAMIENTA PARA LA EXPLORACION GEOTERMICA: APLICACIONES AL PARQUE DE YELLLOWSTONE Y AL VALLE IMPERIAL"

POR SAVINO, J.H., W.L. RODI, J.H. JORDAN, R.C. GOFF Y D.G. LAMBERT, (7)

Con aplicaciones de la teoría inversa del potencial con datos gravimétricos y de residuales de tiempo de viaje de onda sísmica (p) Savino et al, (7) desarrollaron un procedimiento para de linear un modelado tridimensional de estructuras del subsuelo en áreas geotérmicas. La ventaja que propalan de su técnica consiste de darle un uso óptimo al contenido de información y al potencial de resolución inherente a los datos existentes de una región geotérmica y así proporcionar una interpretación integral de la estructura geológica cercana a la superficie. Las figuras adjuntas (Nos. 20 a 21) muestran como estos señores de la Compañía "Systems, Science and Software" reportan sus estudios en base a la discusión de los datos geofísicos y sus interpretaciones. En este caso la interpretación geofísica (gravimétrica) sugiere la presencia de una caldera sepultada en una región con adelgazamiento tectónico de la corteza.

"ESTUDIOS DE GEOLOGIA Y GEOFISICA EN EL AREA GEOTERMICA DEL MONTE DORE, FRANCIA

POR J. VARET, A. GERARD, L. STELTJES Y W. DUFFIELD EN . 5 )  
P 741-743

En el Monte Dore en el Centro de Francia se llevaron a cabo estudios geológicos y geofísicos. El Monte Dore es un volcán antiguo que estuvo activo en dos ocasiones en los últimos 4 m. a. Su expresión es debida a la formación de una caldera en respuesta a una erupción de pumicita y cenizas raiolíticas. Asimismo, el emplazamiento posterior de domos, coladas y deshechos piro-

clásticos asociados de composición intermedia.

En el análisis de los mínimos de la anomalía de Bouguer, del orden de 20 miligal y de sondeos eléctricos, los autores (5), sugieren que la caldera está rellena con mas de 100 metros de roca de baja densidad (Figura 24 y 25). En la interpretación de esta área geotérmica se asocian los manantiales termales de la superficie con manantiales en la caldera a través de la convección de los fluidos geotérmicos como evidencias para su transferencia o movimiento producido por el calentamiento por el magmatismo del Monte volcán Dore. La figura adjunta muestra el modelo de la caldera y su anomalía de gravedad.

"UN ANALISIS DE LOS CAMBIOS DE GRAVEDAD Y GEODESIA DEBIDO AL AGOTAMIENTO DEL YACIMIENTO EN LOS GEYSERS, CALIFORNIA NORTE"

POR DENLINGER R.P., W.F. ISHERWOOD Y R.L. KOVACH (4)

En este trabajo, los datos geodésicos y de gravimetría se han combinado con los estudios de ingeniería de yacimientos para determinar los límites superiores e inferiores de los cambios de volumen y de fluidos en el medio poroso, relativos a la porción agotada de vapor en el yacimiento asociado al géiser.

Los datos de gravedad y temperatura se utilizaron para controlar los cambios de la distribución de masa con el flujo de fluidos en el medio poroso debido al agotamiento por producción -- (eyeccción).

Con este control el drenaje de volúmenes de producción quedó restringido de 15 a 25 km<sup>3</sup>. Asimismo con el Modelado en base a los datos geodésicos de superficie se obtuvieron los valores de deformación entre 3 y 8 x 10<sup>-5</sup> (Unidades de expansión térmica) para esas producciones. Con esto, se ha concluido que las deformaciones pudieran ser causadas por efectos mecánicos (de roca) o térmicos, o ambos. Figura 28.

Los gastos de fluidos producidos han causado cambios en la masa y deformación volumétrica en el ámbito del yacimiento. A lo largo de cuatro años se observaron cambios en la presión de poro del yacimiento, en deformaciones en la superficie y en la gravedad (Figura 26), mientras que la temperatura del yacimiento no tuvo cambios sensibles. Figuras 27 y 28.

Los datos de gravedad se combinaron con datos de pozo para obtener los parámetros de producción ajustado a un volumen drenado de 15 a 25 km<sup>3</sup>. Es decir, la producción es controlada. Por otro lado, se hicieron modelos de deformación geodésica del volumen en el ámbito del yacimiento productor, por medio de mediciones de la contracción horizontal y asentamiento superficial en respuesta a la producción de vapor mostrada, asimismo, por el descenso de presión del yacimiento (presión de poro).

El cambio máximo de la densidad debido a la periódica generación de vapor a partir del volumen de agua del ámbito del yacimiento, es 0.004 gr/cm<sup>3</sup>. Observándose también que no ocurrieron cambios de temperatura que fueran medibles.

Los beneficios inmediatos de este tipo de estudios ayudan a conocer la vida de producción del yacimiento.

lorífico de Salton Sea, esta ubicada sobre una zona de adelgazamiento tectónico de la corteza caracterizada por tener el moho a unos 14 km de profundidad, fallamientos, extensos y una subsiden- cia de la superficie mucho más rápida en el presente que en el pasado geológico.

Los resultados antes expuestos, fueron reportados en base a las evidencias gravimétricas, magnetométricas, sismológicas, de flujo calorífico y geológicas.

Recibo  
Hab. Héctor González Robles  
Agosto 8/1982

#### "UNA ACTUALIZACION DE LA TECTONICA Y DEL POTENCIAL GEOTERMICO - DE SALTON SEA

POR TSVI MEIDAV Y J.H. HOWARD (5)

La tectónica de esta región se ha sintetizado en base a información geológica y geofísica con el objeto de reevaluar su potencial como recurso geotérmico. Con esta revisión de datos pree- xistentes, los autores reportaron que la zona de alto flujo ca-

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFIA

- ( 1) Wilt, M. J., N. E. Goldstein and A. Razo M. 1978. "LSL Resistivity Studies at Cerro Prieto" First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, México. Op Cit (3).
- ( 2) Goldstein, N. E. and Antonio Razo M., 1978. "General Overview of Geophysical Studies at Cerro Prieto". (Con traducción). Op Cit (3) p. 161-166.
- ( 3) First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, México. Sept. 20-22, 1978. U. S. D. Energy, Div. of Geothermal Energy and Comision Federal de Electricidad de México.  
Earth Science Division L. Berkeley Lab. University of California, and Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto, Baja California.
- ( 4) Denlinger, R. P., W. F. Isherwood, R. L. Kavach. 1978. An Analysis of Gravity and Geodetic changes Due to Reservoir depletion at the Geysers, Northern California. in (5) p. 153-155.
- ( 5) Expanding the Geothermal Frontier Geothermal Resources Council, Transactions, Annual Meeting 24-27, Sept. 1979. Reno, Nevada. 808 p. P.O. box 98 Davis, California 95616 U. S. A.
- ( 6) Olson, Jeffrey, J. and Richard J. Warburton, 1979. Continuous Gravity Observations at The Geysers: A Preliminary Report. Geothermal Resource Council, Transactions, V. 3 Sept. 1979. p. 519-522-(5).
- ( 7) Savino, J. M., W. L. Rodi, J. H. Jordan, R. C. Goff and D. G. Lambert. 1979. Joint Inversion of Geophysical Data as a Geothermal Exploration tool: Applications to Yellowton Park and Imperial Valley. Geothermal Resource Council, Transactions, Vol 3 Sept 1979. p. 625-628. en (5).
- ( 8) Monges C. Julio y Manuel Mena J. 1975. Trabajos Gravimétricos en el eje Neovolcánico. Anales del Instituto de Geofísica, U.N.A.M. Vol. 18-19, 1972-1973. p. 195-208.
- ( 9) Velasco Hernández Juan, 1970. Levantamiento Gravimétrico Zona Geotérmica, Baja California. Boletín 74. Consejo de Recursos Naturales No Renovables. 21, p.p.
- (10) Smith, Peter J., 1973. Topics in Geophysics. The Open University Press, W. Hall, M. Keynes. Reprinted 1974. 246 p.
- (11) Sandoval Ochoa José Héctor, 1969. "Aprovechamiento de la Energía Geotérmica para aminorar el alto consumo de los hidrocarburos en México", Tesis Profesional. Fac. Ingeniería, U.N.A.M. 87 p.
- (12) Castillo, Luis del, Rafael Marquez C. y José H. Sandoval O. 1972. Anomalías Magnetométricas y Gravimétricas Regionales y su relación con la Geología del Área Geotérmica - de la Primavera, Jal. Boletín Asoc. Mex. Geofísicos de Exploración. Vol. 13, No. 2. Abr.-Jun 1972 p. 53-78.

## ¡QUE ES LA ENERGIA GEOTERMICA?

(11)

M. en C. Héctor Sandoval O.

En la actualidad se entiende por energía geotérmica a la extraída del vapor y agua caliente que emanan del subsuelo, pero en sentido estricto debe entenderse todo tipo de energía que se manifiesta en la superficie de la corteza de nuestro planeta proveniente del interior.

Para los geotécnicos esta energía vendrá a ser la que es utilizable, debido a que aflora a la superficie o se encuentra a una profundidad tal que hace posible su aprovechamiento económico. Este se lleva a cabo, principalmente por la obtención del calor que transportan desde el subsuelo hasta la superficie los fluidos naturales. Esta extracción se realiza mediante una transformación a energía eléctrica en unos casos, y en otros, mediante la industrialización de las sales que arrastran por su elevada temperatura. La aplicación concreta dependerá de las condiciones físicas químicas de cada región o pozo en particular, como más adelante se verá.

## EL PROCESO GEOTERMICO EN LA CORTEZA TERRESTRE

### EL PROCESO GEOTERMICO:

Es importante para el estudio de la geotermia, el conocimiento de sus principios físico-matemáticos los cuales se analizan por medio de la termodinámica. Dicha ciencia trata lo referente a ciertas transformaciones de la energía y sus efectos. En todos los procesos naturales de la Tierra intervienen cambios de energía, que de acuerdo con la generalización de la Primera Ley de la Termodinámica están relacionados directamente con calor, energía interna y trabajo, en diferentes condiciones.

Dicha Ley se enuncia: "El calor absorbido por el sistema es igual al aumento de su energía interna más el trabajo por él desarrollado."

### MECANISMOS PARA LA GENERACION DE LA ENERGIA GEOTERMICA:

En los fenómenos naturales existe una irreversibilidad o sea una tendencia general a que la energía, en cualquiera de sus manifestaciones degenera en otras formas menos útiles, es decir, hay una degradación inevitable de la energía en calor.

En la corteza terrestre el calor por conducción y convección en el manto superior fluye hacia la superficie de la Tierra en los continentes y en los océanos; por otro lado, la radiactividad natural en las rocas de la corteza puede explicar en buena medida ese flujo calórico. Sobre la base de pruebas indirectas, las rocas continentales de la corteza se suponen más radiactivas que las rocas oceánicas; además el espesor promedio de la corteza bajo los continentes es cinco veces mayor que debajo de los océanos. Sin embargo, de acuerdo con los escasos conocimientos que en la actualidad se tienen, el flujo térmico medio por unidad de área en los océanos, es aproximadamente igual que el de los continentes, en ambas áreas varía por un factor de 10, de uno a otro sitio.

El conocimiento del flujo calórico que se ha obtenido hasta nuestros días, ha sido enfocado a encontrar el orden de la magnitud de la pérdida total de calor. El valor medio del flujo calórico hacia la superficie, ha permanecido cercano a las 40 calorías por centímetro cuadrado por año, o para todo nuestro planeta cerca de  $2 \times 10^{20}$  calorías por año.

Se ha visto, que una gran cantidad de energía calórica es liberada por el enfriamiento de la Tierra, donde el proceso de conducción térmica es radial a través de la capa sólida al exterior en la mayor parte de los continen-

tes y océanos.

Este fenómeno es casi imperceptible por un observador sobre la superficie, a no ser por la elevación de la temperatura indicando el incremento de calor, con respecto a la profundidad, manifestada en una excavación o perforación.

A través de los miles de millones de años de la historia de la Tierra, la conducción térmica, probablemente sea responsable del noventa por ciento de todo el transporte de calor hacia el exterior del planeta.

Como se mencionó en el capítulo anterior, en las teorías sobre las temperaturas internas de la tierra, el porcentaje de pérdida de calor en la superficie, aparece siempre como condición particular para cada región; a su vez, los conceptos de calor interno determinan en gran parte nuestras explicaciones de los principales problemas geológicos, tales como el origen de los magmas, lavas, gases y soluciones con concentrados minerales, los cuales son esencialmente de índole térmica; otros más, tales como la generación de fallas, fracturas, plegamientos, mecanismos de sistemas de formación de montañas, hundimientos o levantamientos, requieren la conversión de energía geotérmica y de gravedad a fuerza mecánica. En todos ellos, el estudio del régimen térmico de la tierra se encuentra en la raíz misma

de las principales incógnitas geológicas.

Los fenómenos extrusivos que observamos en la superficie, son la manifestación incontrovertible de intenso calor bajo la corteza sólida, acompañados de ligeros empujes y esfuerzos constantes, que en ocasiones vienen junto con un fuerte movimiento tectónico. Un estudio concienzudo de estos efectos, probablemente pueda utilizarse, para determinar el flujo del magma bajo la corteza sólida y por ello puedan proporcionar un valioso conocimiento que nos permita predecir las erupciones y comprender mejor el mecanismo de un volcán o una sulfatara y sus relaciones con problemas tales como: Las causas que distorsionan la Tierra, las enormes fuerzas que están continuamente cambiando la faz de la Tierra que constituyen orogenias y forman profundas depresiones, elevan y hacen descender el nivel de los mares y producen sismos y volcanes.

De acuerdo con la magnitud de los esfuerzos aplicados y del tipo de roca será la deformación, pueden considerarse tres rangos de deformación: El elástico, el plástico y el de fractura. Los esfuerzos que intervienen en el fenómeno de producir ondas sísmicas, implican deformaciones dentro del rango elástico, aunque en ocasiones las lleva más allá del límite de ruptura.

Los esfuerzos proporcionados gradualmente, hacen aumentar el reajuste isostático de los bloques de un modo

tan lento, que a la profundidad por debajo de los 700 Km. donde las rocas son elasto-plásticas el esfuerzo queda en gran parte amortiguado por la fluencia del material rocoso. Empero, cuando los esfuerzos aumentan en forma rápida y continua o cuando las rocas son sólidas y frágiles, pueden producirse movimientos tectónicos.

## LOS METODOS DE LA INGENIERIA GEOFISICA Y EL PAPEL QUE DESEMPERAN EN LA EXPLORACION GEOTERMICA

Los estudios del interior de la corteza de la Tierra son auxiliados en gran parte por las diferentes ramas de la Geofísica, ya que unas satisfacen a otras en diferentes aspectos. En especial cuando se trata de la exploración de las regiones geotérmicas haciendo extensiva a otras áreas, el estudio completo lo integran la conjunción, teórica y práctica de las técnicas auxiliares y métodos de exploración geofísica más propicios para las áreas mencionadas, además de la buena coordinación de los estudios de diversas instituciones.

Además de los métodos geofísicos de exploración, se hace uso de otras técnicas y métodos, directos e indirectos que van a ayudar de alguna manera a tener un conocimiento más significativo del área estudiada, tales como: topografía, geología superficial, fotogeología, calorimetría, percepción remota, geoquímica, etc.

Las investigaciones en dimensiones regionales y de detalle en las áreas de interés, requieren efectuarse en forma exhaustiva para obtener la información precisa y estable-

cer modelos geológicos representativos, que van a contribuir a formar el criterio general de la estructura, del sistema complejo geotermal, que en la mayoría de los casos, va a ser extensivo a regiones con características similares. Al tener el conocimiento de estos sistemas puede haber correlación geológica entre estructuras, si los parámetros que se obtienen, obedecen leyes determinadas y estos, según las condiciones proporcionarán ecuaciones o modelos matemáticos o aún potenciométricos representativos de los procesos geotermales.

Las innumerables actividades de ingenieros, geólogos, geofísicos, topógrafos, químicos, etc., conjugadas en los resultados, darán la evolución técnica significativa de los campos geotermales, donde después de los análisis económicos se determinarán las localizaciones para la perforación de pozos de exploración o productores y demás instalaciones pertinentes.

La mayoría de las investigaciones geofísicas en la corteza, nos definen el principal objetivo de encontrar estructuras favorables inmediatamente abajo de su superficie, con las condiciones enunciadas en los capítulos I y III.

Para comprender bien las posibilidades de los métodos geofísicos en su aplicación a la búsqueda de energía geotérmica, J. Breusse propone que primero es conveniente precisar la estructura geológica que debe presentar un ca-

po geotérmico para que haya producción de vapor. Para ello se agrega que, las fases para el desarrollo de un programa de exploración geofísica en un área geotérmica, podrían consistir en:

1. Un reconocimiento de los rasgos más generales de la estructura geológica a través de la geología superficial.
2. La determinación de los parámetros o elementos que corresponderán a los principios en los que se basan los métodos geofísicos disponibles.
3. Una vez seleccionados los métodos más indicados, la realización de experimentos en las áreas con manifestaciones o en proximidades a éstas, para una evaluación más precisa de los elementos que ya han contribuido y de otros elementos o parámetros nuevos.
4. La eliminación de los métodos menos satisfactorios, de los anteriormente considerados.
5. La aplicación de los métodos óptimos para el caso particular a grandes áreas y en función de este estudio, hacer el reconocimiento al detalle en las áreas de mayor interés.
6. La realización de la perforación exploratoria y para las pruebas de producción del campo geotérmico.

Con los gradientes de temperatura de cada pozo, obtenidos por mínimos cuadrados, podemos hacer una correlación e interpretar perfiles isolérmicos a cada 5°C, por ejemplo.

omitiéndose de antemano las mediciones en la parte que comprenden los primeros 50 o 100 metros de la parte superior del subsuelo, que son afectados por las condiciones del pozo, por el flujo de agua del subsuelo y otros factores, los pozos para estudio de flujo geotérmico pueden ser de 300 a 1.500 metros, destinados a proporcionar valores confiables de flujo térmico a un costo relativamente bajo; los pozos más profundos de 3 a 8 kilómetros, perforados con anterioridad para otros fines, también deben utilizarse para el estudio del flujo calórico especialmente para la obtención de los gradientes geotérmicos.

De acuerdo con el análisis de Lee y Uyeda (1965) el promedio aritmético del flujo geotérmico es igual a 1.5  $\pm$  10% HFU; ( $HFU = 10^{-6} \frac{\text{Cal}}{\text{cm}^2 \text{seg}}$ ) y que comúnmente es aceptado como normal. Se sugiere que un promedio geométrico puede ser más representativo que un promedio aritmético, porque casi todos los histogramas de observaciones de flujo calórico terrestre muestran distribuciones realmente desviadas. El promedio geométrico para todas las áreas continentales es de 1.36 y para los océanos de 1.27. El promedio geométrico para todo el planeta es de 1.29 (Fridler, 1966).

Para comprender bien las posibilidades de aplicación de los métodos geofísicos a la búsqueda de energía geotérmica, es conveniente considerar con precisión la estructura geológica que debe presentar un campo de esta naturaleza.

Los campos geotérmicos están localizados en áreas de alto grado de fracturamiento de las rocas, lo que permite la presencia de ductos de escape para gases y líquidos del magma o de la zona de calor anormal; dichos ductos son principalmente producidos por fallas y fracturas en rocas supra yacentes. Las zonas saturadas con alta porosidad y permeabilidad en rocas vecinas a las zonas calientes también juegan un papel importante en el proceso, según la movilidad de los fluidos y, la conductividad de la roca.

La prospección de áreas hipertermales, muy bien puede ser confinada a observaciones superficiales en áreas de vulcanismo geológicamente reciente o de perturbaciones tectónicas. Los reconocimientos geofísicos pueden llegar a ser muy valiosos para los estudios regionales de estructuras geológicas. La prospección en áreas para la producción de actividad hipertermal debe proporcionar la perforación de pozos y sus pruebas. La mayoría de las técnicas empleadas en la perforación, son las que se utilizan en los pozos petroleros, particularmente en aquellos con objetivos estratigráficos, en los cuales se obtiene la información de la porosidad, permeabilidad, presiones y temperaturas requerida para una explotación satisfactoria. Todas esas perforaciones deben ser conducidas bajo una dirección constante de ingenieros y geólogos competentes.

Doyle y Stude nos proponen la siguiente programación

de una prospección geotérmica ventajosa en algunos casos:

1. Reconocimiento general
2. Reconocimiento detallado
3. Estudio Integral
4. Pruebas (Identificación).

Juntamente a estas cuatro etapas se deben considerar para la utilización óptima:

5. Desarrollo
6. Producción.

La primera etapa comprende los trabajos y conocimientos previos que se tengan de la geología. La segunda etapa puede considerarse como una imposición cualitativa de un campo en particular. La tercera etapa, una imposición cuantitativa sobre la cual se pueden subrayar las partes importantes del programa. La cuarta etapa, las pruebas de pozos y la perforación, nos proporcionarán la confirmación de la información previa y el detalle del proyecto.

A medida que cada etapa de la prospección va siendo terminada, los resultados de la información deberán ser revisados y si se consideran satisfactorios, pueden emplearse en la planeación de la siguiente etapa, aunque con frecuencia en la práctica, éstas se traslanan una a otra.

Como resultado de todas las investigaciones, lo siguiente deberá ser tenido en consideración:

1. Tipo del campo, ya sea de vapor seco o húmedo, agua caliente, etc.
2. Capacidad del campo a flujo de pozo abierto y cerrado.
3. Localización de las fisuras productivas, acuíferos, etc. y la entalpia para ser observada en ellos.
4. La productividad a diferentes presiones en la cabeza del pozo o en varias partes del campo.
5. Composición química en la descarga, gases y contenido de minerales.
6. Distribución de presión y temperatura, susceptibilidad a la ebullición y a la invasión de agua fría, etc.

Al mismo tiempo deben ser estudiados los problemas puramente ingenieriles, tales como: ruta de acceso, localización de las plantas, laboratorios, líneas de conducción, abastecimiento de agua fría y por supuesto, adecuadas técnicas de perforación.

Los campos hidrotermales varían grandemente en la producción del calor. Hay una amplia gama de aplicaciones en las cuales puede considerarse que hay varias técnicas para atacar sus problemas. Por esta razón se requiere una gran diversidad de información antes de poner en práctica cualquier propósito de instalación que pueda ser aconsejable. Las investigaciones necesariamente deben estar en proporción con la escala del proyecto. En el caso más simple una perforación sencilla encontrará todos los requerimientos y puede ser localizada por una sola inspección, pero donde se

requieren grandes proyectos; las investigaciones y estudios requeridos deberán ser más extensivos.

#### MÉTODO GRAVIMÉTRICO

La aplicación de este método tiene por objeto principal determinar la geología estructural. En la prospección del vapor podrá ser útil cuando se trata de una cuenca que queda determinada por estructuras bien definidas, en otros casos da buenos resultados pero siempre sin determinar los tipos de material, salvo casos particulares, por ejemplo, los lechos salinos tal como la anhidrita en las cuencas salinas de México. Por lo tanto es de gran importancia el tener control sobre las densidades de contraste, elemento básico para la aplicación del método.

Cuando se trata de intrusivos acompañados de basaltos, este método al igual que los otros en la exploración, no proporciona resultados satisfactorios al trabajarlos por sí solo, puesto que siempre se debe considerar que en cualquier área se tendrá una suma de efectos cuyos orígenes se desconocen por el momento, el efecto resultante deberá ser modificado según el efecto regional y local de acuerdo con la extensión del estudio y cuyo significado debe ser concordar con la interpretación de los otros métodos empleados en la misma área. Una de las aplicaciones importantes es para conocer la configuración del basamento cristalino con ayuda principalmente del método magnético.

Así, las observaciones de la gravedad y sus variaciones deberán estar en amplia relación con la distribución de densidades en el área de interés y en relación también con los otros métodos, cuyos resultados confirman los anteriores. Es una gran ventaja el uso de aparatos capaces de medir cambios menores de un diezmillonésimo de la fuerza total de la gravedad pues así los resultados serán más aproximados.

#### MÉTODO MAGNETOMÉTRICO

Es un método de gran utilidad en la determinación de una zona geotípica, dada la gran abundancia de rocas ígneas cuando estas se presentan con gran contenido de magnetita, cuyos efectos son los que más alteran el campo magnético terrestre. El método magnético generalmente dará información solo en las rocas ígneas o depósitos minerales con elementos magnéticos, podrá definir si una roca es ígnea o no por la razón de que sólo estas tienen propiedades magnéticas importantes, también podrá determinar si estas rocas ígneas están intrusionando a las sedimentarias. En función de la amplitud del reconocimiento deberán hacerse las modificaciones a las anomalías en el campo magnético terrestre causadas por efectos locales. Estos efectos locales corresponden a las rocas someras y el problema principal surge cuando desconocemos si la variación del campo magnético terrestre es debida al efecto anómalo provocado por

cambios a mayor profundidad de material rocoso magnético, o de cambios de susceptibilidad o de ambos.

#### MÉTODO SISMOLOGICO

Este método con sus variantes, la reflexión y la refracción, hace uso de las propiedades elásticas de las rocas cuando son perturbadas mediante un movimiento de carácter periódico provocado artificialmente desde la superficie. Este movimiento se transmite en forma de ondas a través de las diferentes facies litológicas.

- El método de reflexión sísmica utiliza como parámetro básico el tiempo de viaje en la roca, a partir del origen y regresar después de haber sido reflejada al encontrar una discordancia litológica u otras más profundas si fue enviado con suficiente energía.

Puede tener aplicación en la búsqueda de trampas diversas de vapor, por lo pronto proporciona los rasgos estructurales próximos a la superficie con cierto detalle.

- El método de refracción sísmica ha demostrado su capacidad para detectar rasgos estructurales someros o a mayores profundidades tales como la configuración del basamento, fallas a profundidad, la constitución de cuerpos de una estructura y espesores grandes de sedimentos como el aluvión, por ejemplo, si es que están sobre una capa impermeable en muy profunda, etc.

De manera general, el uso de estas técnicas ha demostrado su gran capacidad no solo en las aplicaciones convencionales, sino también en su aplicación en zonas geotérmicas.

#### METODOS ELECTRICOS

Estos métodos al aprovechar las diferencias en variaciones en la conductividad eléctrica de las rocas, minerales, fluidos en ellos contenidos y sus concentraciones, se diversifican en innumerables técnicas de aplicación; ya sean registros de pozos o perfiles eléctricos. Definitivamente debe existir en ellos el estricto control de la temperatura y litología especialmente cuando se trata de registros de pozos.

Los perfiles eléctricos que principalmente proporcionan información litológica y de fluidos saturantes, difícilmente dan buena información mas allá de los 400 m de profundidad, debido a la refracción y otros factores. La toma de registros de pozos en una misma área de levantamiento de perfiles eléctricos ayudará a una interpretación más representativa. Una idea del tipo de roca y fluidos contenidos, contando con patrones de resistividad para diferentes rocas es decir, con un muestreo litológico testigo, llevado a cabo en la superficie y en el interior del pozo.

#### METODOS GEOQUIMICOS

Hay una serie de métodos geoquímicos basados en análisis

químicos y relaciones en los elementos componentes, que se aplican en las zonas termales para saber, por medio de la presencia y concentración de ciertos minerales disueltos o suspendidos en los fluidos aflorantes, qué procedimientos son los que permiten establecer una predicción o confirmación respecto a la probable o posible producción de un campo geotérmico.

Para el desarrollo de un campo geotérmico los métodos geoquímicos intervienen en dos etapas: primera, en la exploración para la identificación del campo o pozo geotérmico y pruebas experimentales.

En la segunda etapa, interviene el control geoquímico en base a sus métodos durante la explotación, para programar la terminación de los pozos con más eficiencia, para saber qué temperaturas se esperan y con esto determinar y decidir por la zona más conveniente en la explotación.

#### OTROS METODOS

Existe una gran cantidad de métodos más, que sería largo describirlos y que pueden proporcionar alguna información adicional directa o indirectamente de los complejos sistemas geotermales, tales como los métodos radiométricos, térmicos, electromagnéticos, etc.

## RELACIONES Y LIMITACIONES DE LOS MÉTODOS DE LA INGENIERIA GEOFÍSICA

La experiencia obtenida de la mecánica de los yacimientos en los últimos años debe aprovecharse en el estudio de la producción de vapor endógeno. De esta manera toda clase de pruebas en los pozos, basadas en la medición de presiones y temperaturas pueden ayudar a la evaluación de la máxima eficiencia a la cual pueden ser operados los pozos. También deben considerarse los importantes estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos de volcanes o manifestaciones activas en la superficie, de cinturones sísmicos o volcánicos presentes y eventos sísmicos asociados con volcanes activos.

Los métodos indirectos, implican el uso de técnicas convencionales como la gravimetría, magnetometría, sismología, etc. En donde su aplicación a la búsqueda de calor natural no difiere mucho de los métodos empleados en la exploración de estructuras petrolíferas y mineralógicas. El principal propósito es el descubrimiento de cuerpos intrusivos, principalmente diques y estructuras tectónicas. La introducción de los métodos sismológicos para el estudio de la estructura general de las corrientes basálticas, pro-

bablemente representa el principal avance durante los últimos 10 años (Bath, Tryggvason, 1961).

Algunos de los métodos geofísicos de exploración han de ser eliminados por varias razones. En primer lugar, porque muestran cierta incompetencia para la resolución de algunos problemas específicos, mientras otros, como por ejemplo, el gravimétrico muestra su gran capacidad para trabajos regionales enfocados al reconocimiento de grandes masas magmáticas con intrusiones arraigadas profundamente y de grandes estructuras basales.

La gravimetría atrae la atención sobre ciertas estructuras como los grabens, porque presentan para la prospección un doble interés: a) Las estructuras presentan un recubrimiento lo suficientemente potente e impermeable. b) Presentan en su vecindad, sistemas de fracturas en relación con las efusiones ignimbriticas, lo que trae como consecuencia, que probablemente sean el origen de las manifestaciones termales, por consiguiente, se ha visto que pueden ser exploradas en detalle por prospección eléctrica las zonas antes estudiadas con gravimetría.

Por ejemplo, se ha observado que con las prospecciones gravimétrica y eléctrica aplicadas mediante un estudio minucioso proporcionan resultados interesantes que permiten poner en evidencia a menor costo, zonas que presentan las condiciones requeridas para la localización de un pozo de exploración.

## EL DESARROLLO DE LA GEOTERMIA EN MEXICO

Arturo González Salazar\*

\*Departamento de Recursos Geotérmicos, Comisión Federal de Electricidad

### RESUMEN

En el ámbito mundial la Geotermia se desarrolló desde el siglo pasado en Italia en donde en 1777, se explotaba ya el bárcax en Larderello. La primera planta geotérmica se instaló en 1904 en ese mismo sitio. Japón en 1920. Nueva Zelanda en 1925 y los E.E.U.U. en 1955 iniciaron sus exploraciones geotérmicas.

Fue en el año de 1952 cuando en México se iniciaron los estudios geotérmicos en Pachuca Hgo. en donde hasta la fecha se opera una pequeña planta movida por vapor endógeno.

Posteriormente en 1960 se iniciaron exploraciones geotérmicas en Cerro Prieto, estas exploraciones han culminado exitosamente con la futura inauguración de la planta geotérmica de Cerro Prieto a mediados de 1972, con una capacidad inicial de 75,000 KW.

Considerando la importancia de las numerosas zonas termales existentes en el país y debido a la importancia que día a

día cobra la geotermia, se ha procedido a efectuar el inventario nacional de focos termales; hasta la fecha se conocen más de 200 zonas geotérmicas de importancia.

Se ha considerado al eje volcánico como una gran faja geotérmica nacional y a lo largo de él y con cooperación del Instituto de Geofísica de la U.N.A.M. se han efectuado levantamientos regionales de gravimetría y magnetometría, así como en algunos sitios, estudios sísmicos.

Estudios geoquímicos regionales, se están efectuando en el eje volcánico y este método por su economía está siendo aplicado para determinar los sitios de mayor interés geotérmico.

Se está empleando el método Geofísico de Resistividad, para determinar estructuras geotérmicas favorables.

Se está a punto de iniciar una explotación Regional Geofísica y Geoquímica, a lo largo de la Península de Baja California, en donde existen numerosas zonas termales.

Torrado de:

Soc. Geol. Mex. Monografía II Convención Nacional  
Mazatlán Sin 1-6 Mayo 1972.  
Eds. D.A. Córdoba, R. del Arco, R. Rodríguez I.  
Y L.R. Segura V. p 152-153.

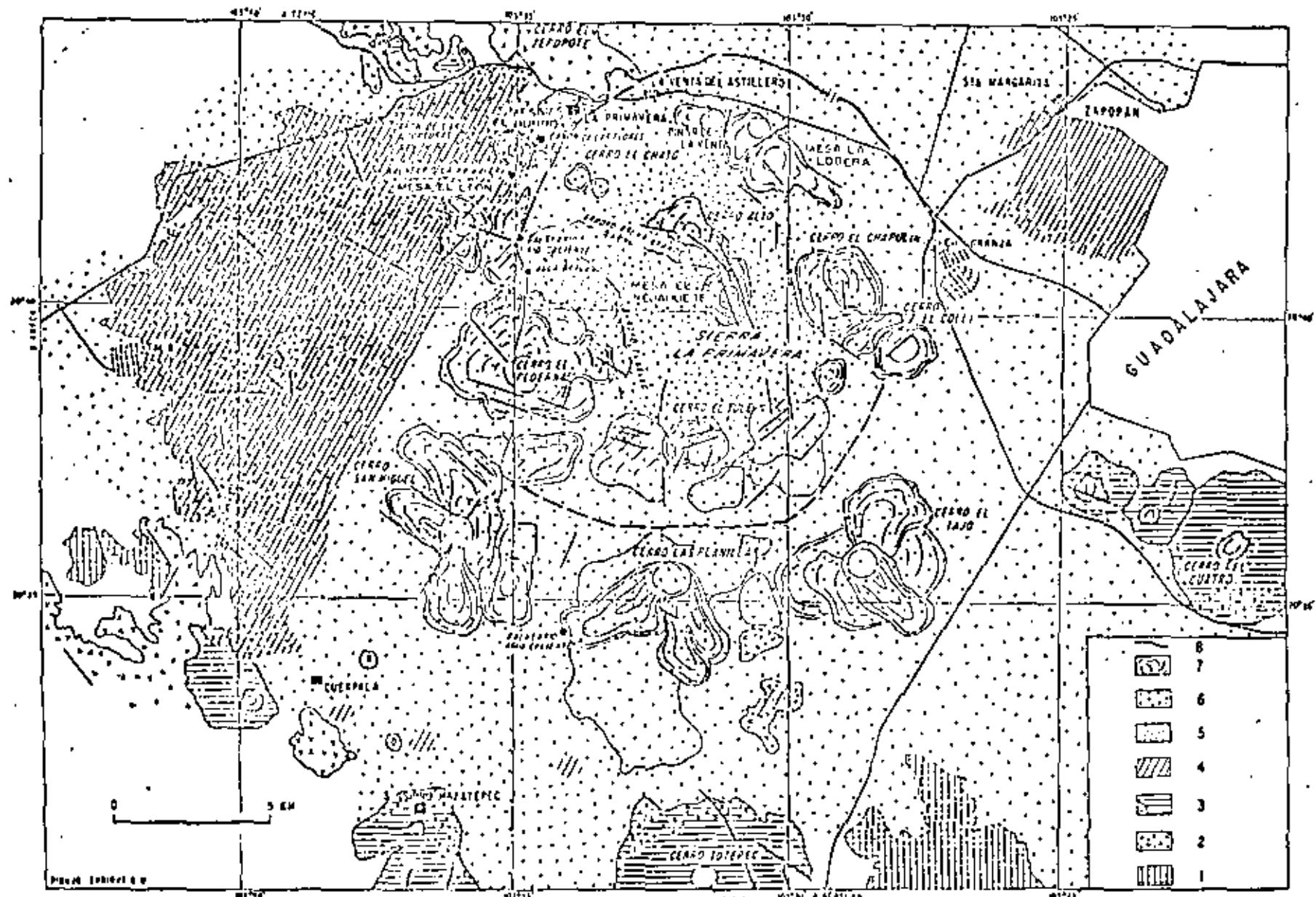


Figura 1.—Mapa geológico de la Sierra La Primavera.

En realidad, todos los datos geológicos en la Sierra La Primavera pueden integrarse en el modelo de evolución de las calderas propuesto por Smith y Bailey (1968).

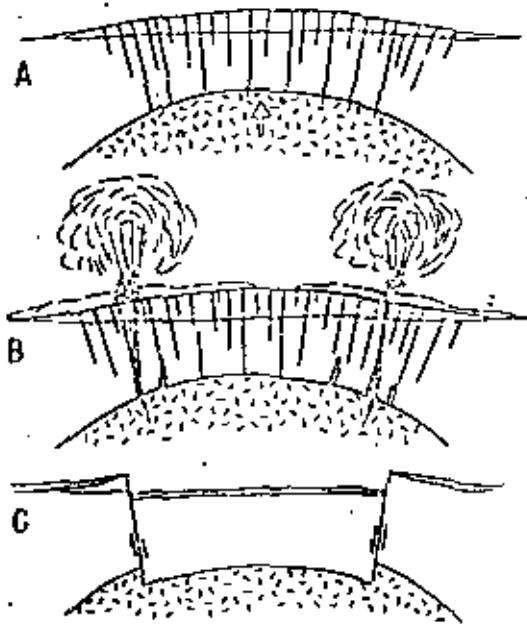
Existen pocos datos para comprobar la existencia de una fase de levantamiento regional en el área de La Primavera, durante su etapa temprana de evolución (fase I de Smith y Bailey); es decir, antes de la emisión de la Toba Tala. Sin embargo, si se considera la altura de este depósito piroclástico, se observa una disminución progresiva en altura, desde el oriente hacia el poniente, que equivale a una pendiente del orden de 1-2°, lo que podría considerarse como la pendiente original del área levantada antes de la erupción. Este proceso de deformación, que se debe al aumento de la presión en la cámara magnética, provoca la formación de fracturas anulares (*ring fractures*) que curvarán hacia la superficie los nímenos magmáticos (Figura 2).

La Toba Tala fue originada por erupciones ubicadas probablemente sobre estas fracturas, como lo demuestra la distribución espacial de este material. Esta toba cubre una extensión mucho más amplia que la señalada por Mallood (1977, fig. 2). Se observa alrededor de toda la Sierra La Primavera, menos en el flanco suroriental (Figura 1). Al norte se encuentra debajo de depósitos de pómex y cenizas más recientes (*puñice falls*), en el pequeño desnivel que se observa entre la Vega del Astillero y Ciudad Granja (Figura 1); asimismo, aparece entre Santa Margarita y Zimapán, en los cortes de los arroyos. Al sur, también se puede comprender la presencia de la Toba Tala, entre San Isidro Muzate-

pec y Uxqupala. En la parte central, limitada por el anillo de domos volcánicos, este depósito piroclástico aflora en los arroyos principales. En el Arroyo del Gallo, ubicado al oriente del Cerro El Pedernal (Figura 1), en la toba se observan bombas con "corazón de pan" que alcanzan hasta 50 cm de diámetro. Tales fragmentos, representativos del magma enfriado rápidamente, muestran el contacto del magma con agua durante su ascenso, probablemente al cruzar un nivel freático. Las bombas presentan además un aspecto brechoidal, resultado de una mezcla de dos tipos de lavas, una con flocos cristales y la otra alítica, lo que confirma, desde el principio de la evolución en la cámara magnética, la presencia de dos tipos de magmas, como lo subraya Mallood (1977), para los domos volcánicos.

Existen diferentes unidades de toba, tal como lo demuestran las variaciones de facies, pero se trata siempre de jarrones de cenizas (*cinder flows*), con pómex en cantidad menor. En el Cañón de Los Flores, entre dos unidades piroclásticas, se observa un material burdo, formado por numerosos fragmentos de ignimbritas y andesitas probablemente contenidos en el sustrato de la caldera; tales depósitos corresponden sin duda con explosiones sencillas magnéticas, el magma "fresco" está presente en la forma de fragmentos de obsidiana.

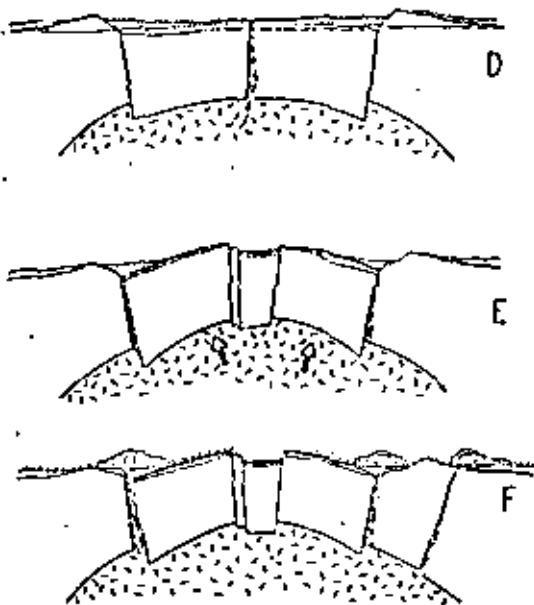
Tomando en cuenta la superficie que cubre la Toba Tala, y considerando un espesor promedio de 50 m para esta formación, se puede estimar en 15 'km' (equivalente roca) el volumen emitido durante esta primera erupción en La Primavera. Como resultado del vaciado rápido de la cámara magnética



A.—Levantamiento regional en relación con el desarrollo de la cámara magnética.

B.—Emisión de la Toba Tala.

C.—Hundimiento en caldera.

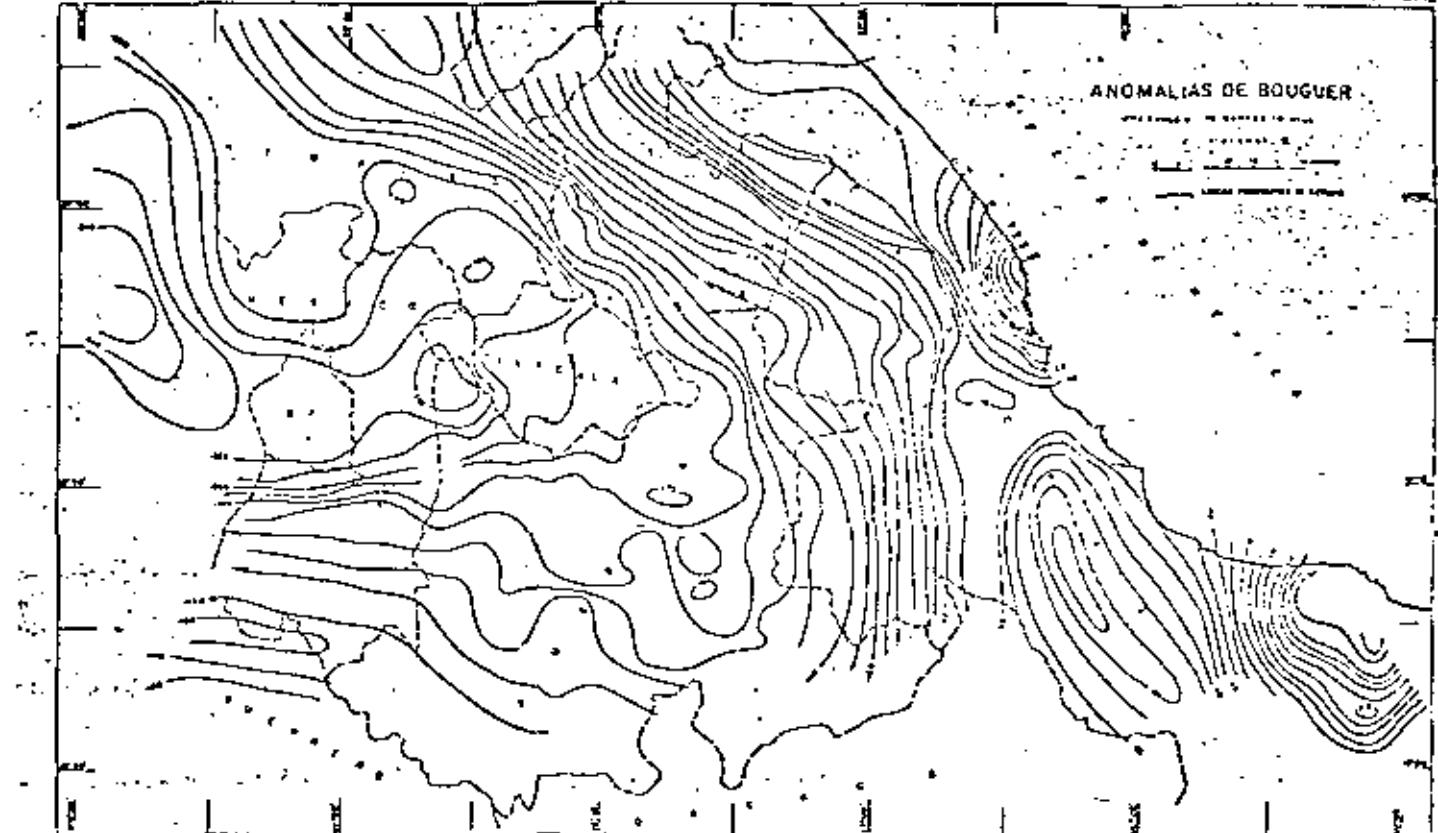


D.—Sedimentación lacustre y emisión del domo pumítico.

E.—Formación de un domo de "resurgimiento".

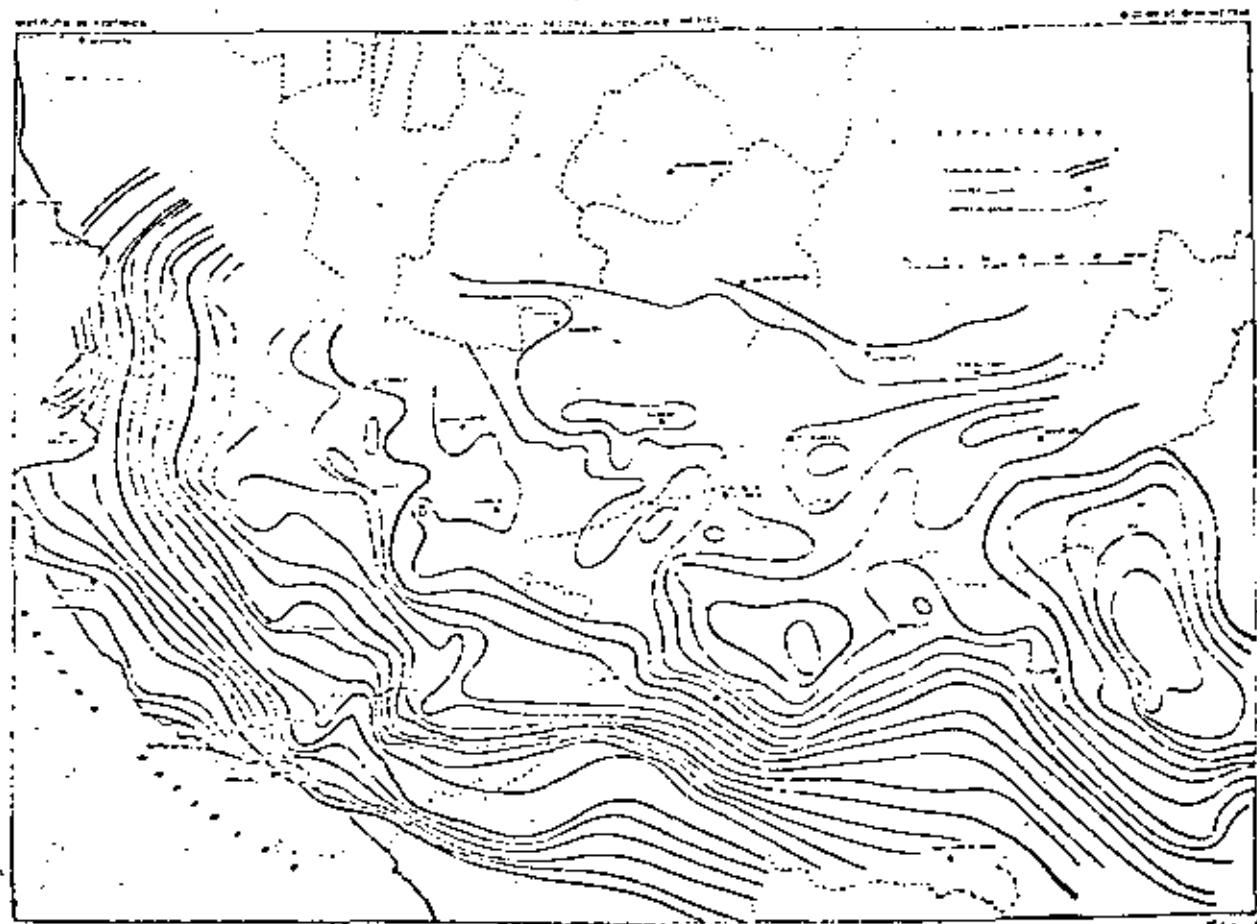
F.—Desarrollo de los domos volcánicos sobre las fracturas concéntricas y emisiones de pómex asociadas.

Figura 2.—Diferentes etapas del desarrollo de la caldera de La Primavera, utilizando el esquema de Smith y Bailey, 1968.



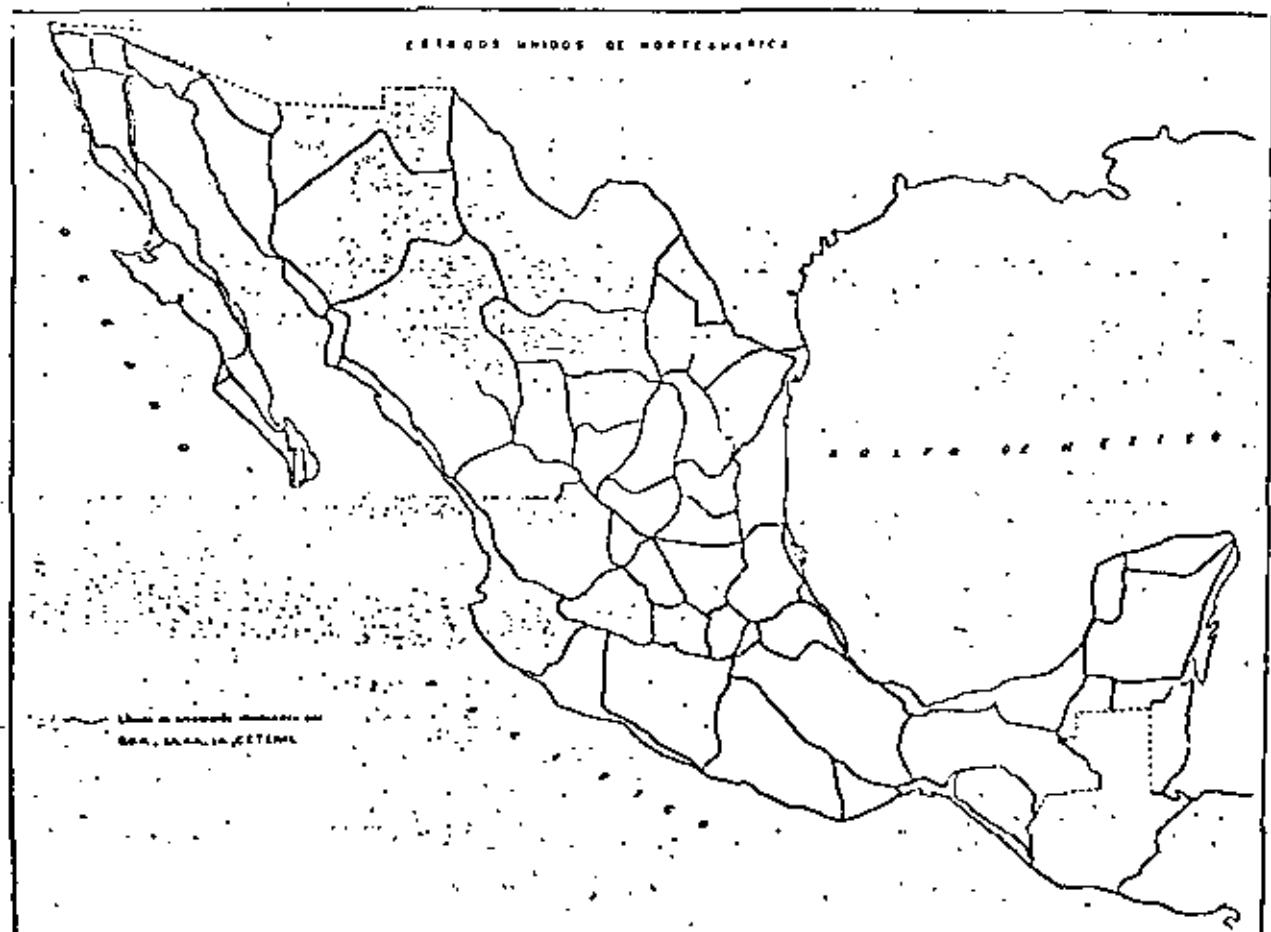
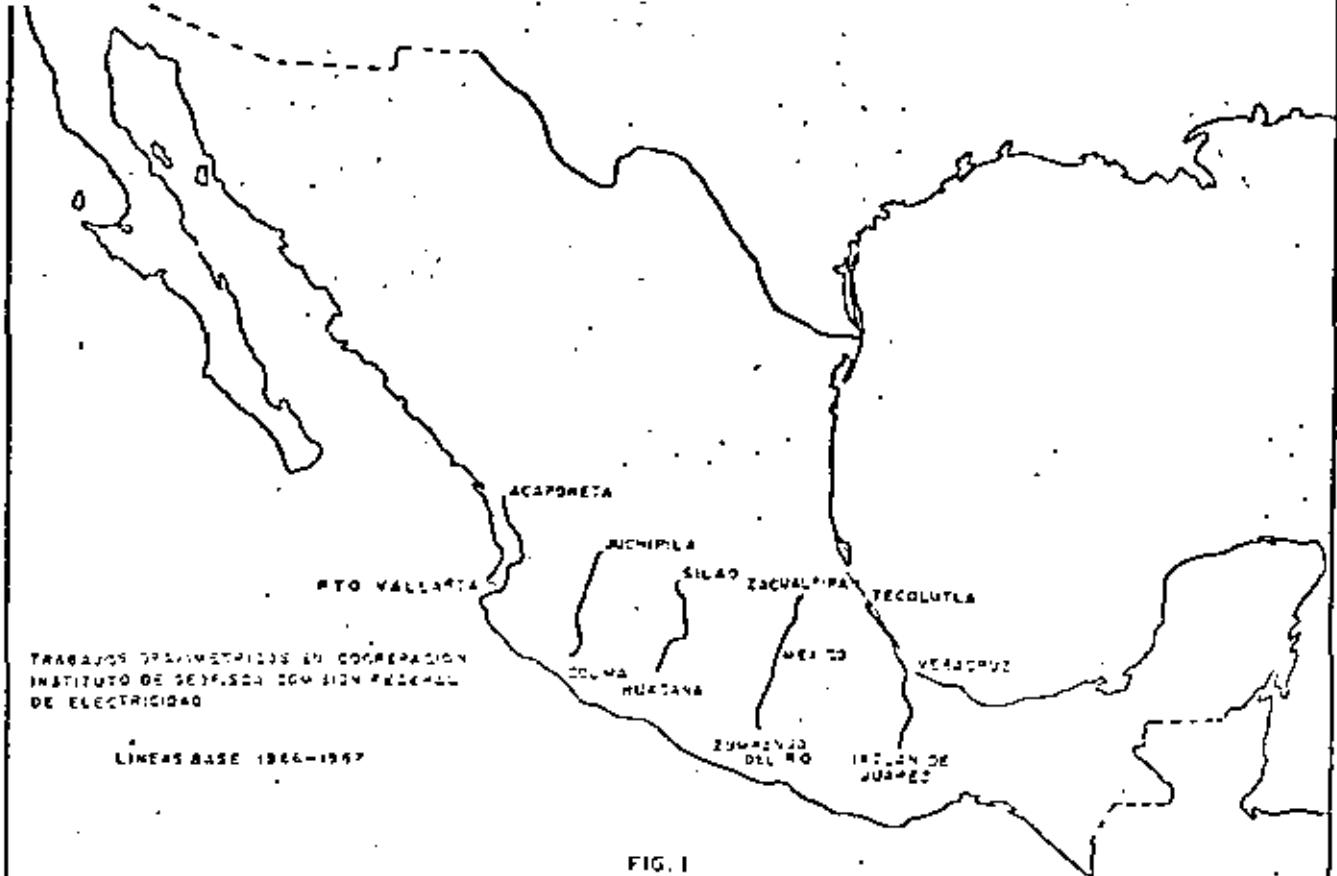
ANOMALIAS DE BOUGUER PARTE ESTE

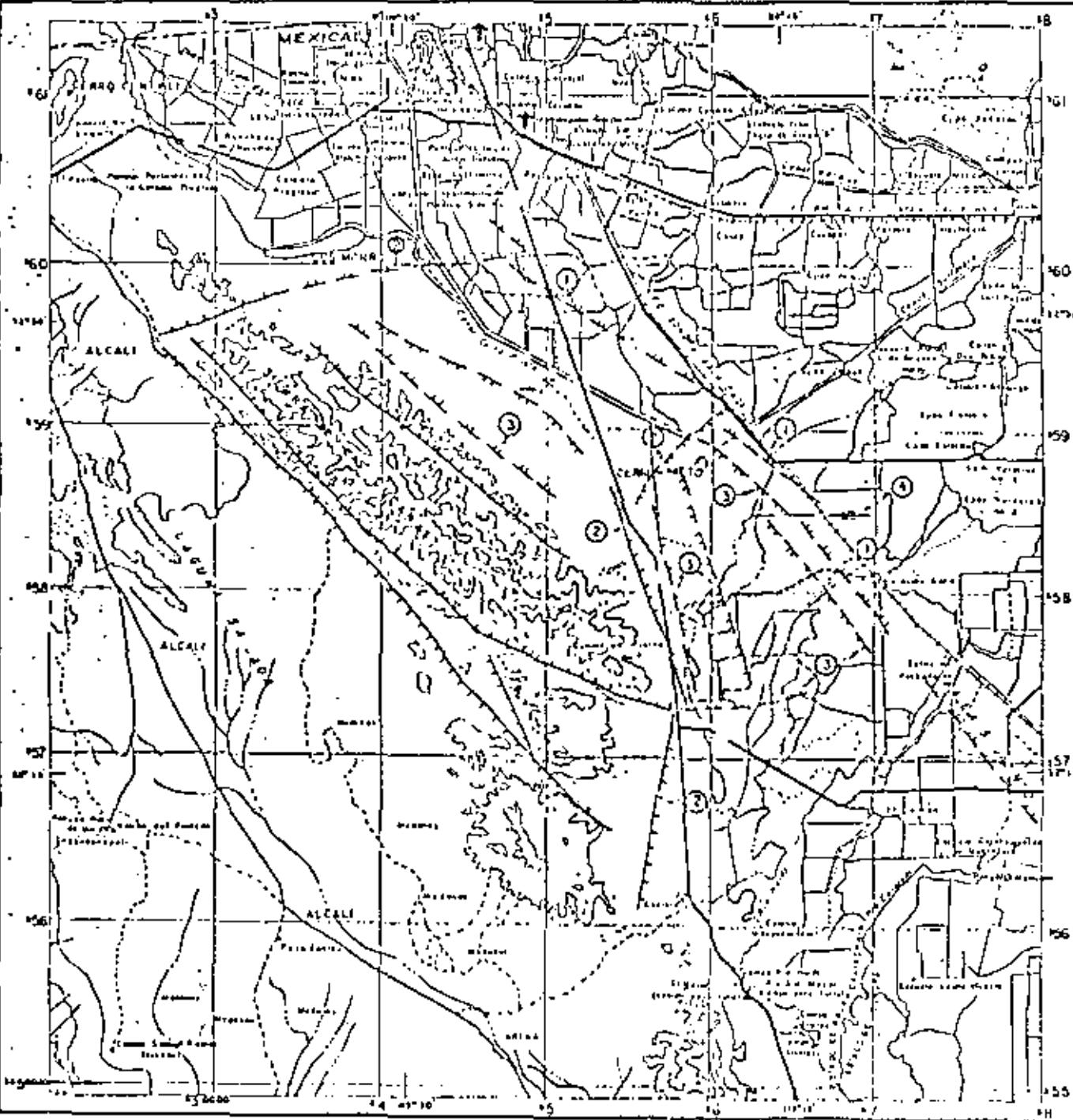
Fig. 3



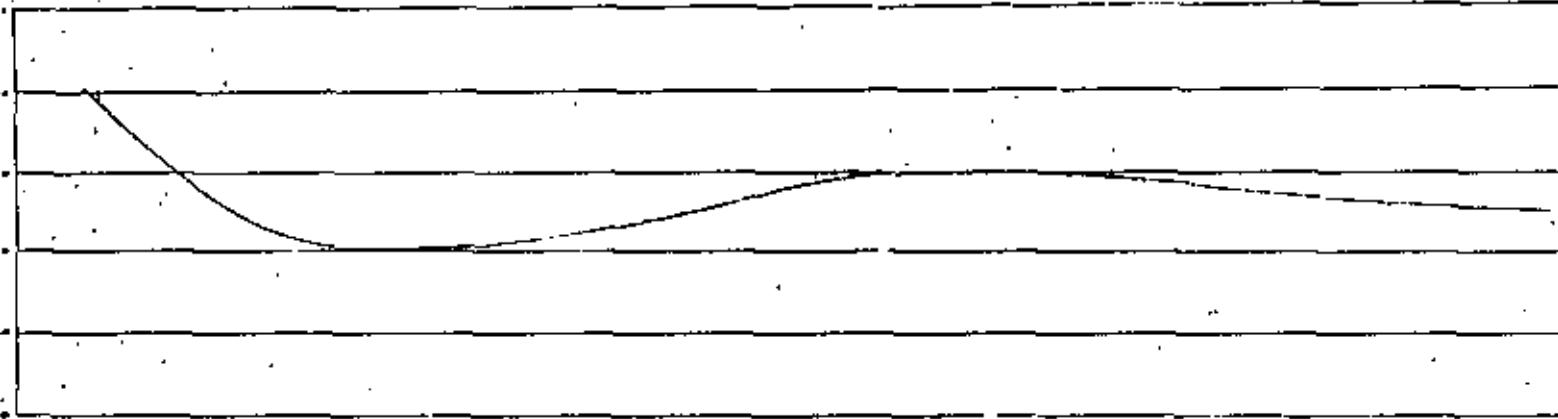
ANOMALIAS DE BOUGUER PARTE DESTE

Fig. 4



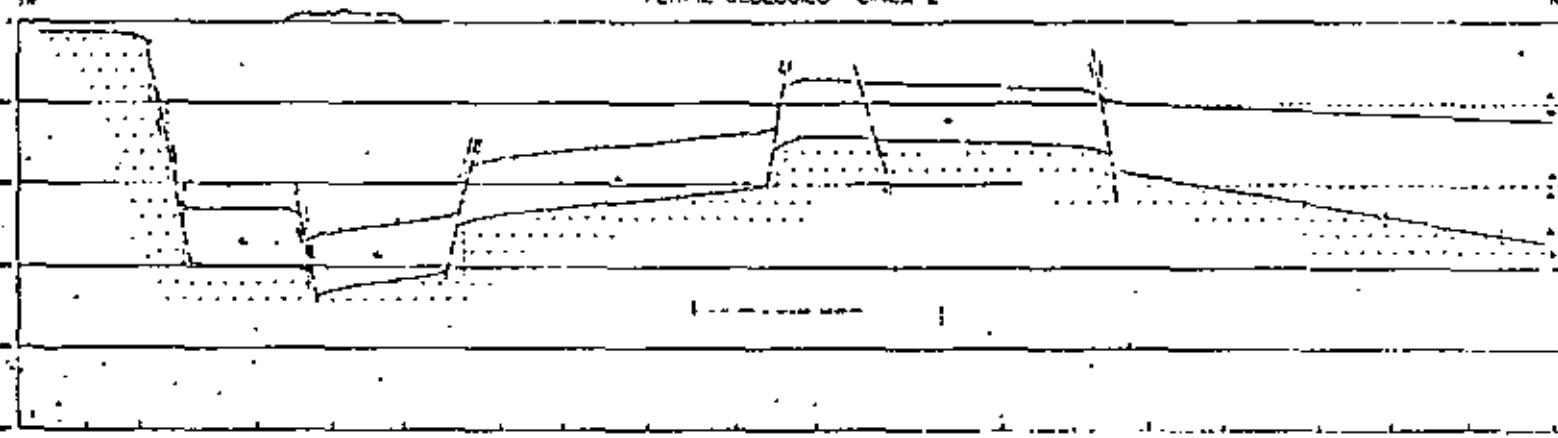


CONSEJO DE RECURSOS NATURALES NO RENOVABLES
DEPARTAMENTO DE GEÓLOGIA
INTERPRETACION ESTRUCTURAL DEL LEVANTAMIENTO CHANOMETRICO
ZONA GEOTERMICA DE MEXICALI, B.C.
COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD COMISION DE ENERGIA GEOTERMICA
MEXICO 1970



Page 205

PERFILE GEOLOGICO LINEA 1



1. The following is a list of the names of the members of the Board of Directors of the Company, their ages, and the date of their election or appointment.

2. The following is a list of the names of the officers of the Company, their ages, and the date of their election or appointment.

3. The following is a list of the names of the members of the Board of Directors of the Company, their ages, and the date of their election or appointment.

4. The following is a list of the names of the officers of the Company, their ages, and the date of their election or appointment.

5. The following is a list of the names of the members of the Board of Directors of the Company, their ages, and the date of their election or appointment.

6. The following is a list of the names of the officers of the Company, their ages, and the date of their election or appointment.

7. The following is a list of the names of the members of the Board of Directors of the Company, their ages, and the date of their election or appointment.

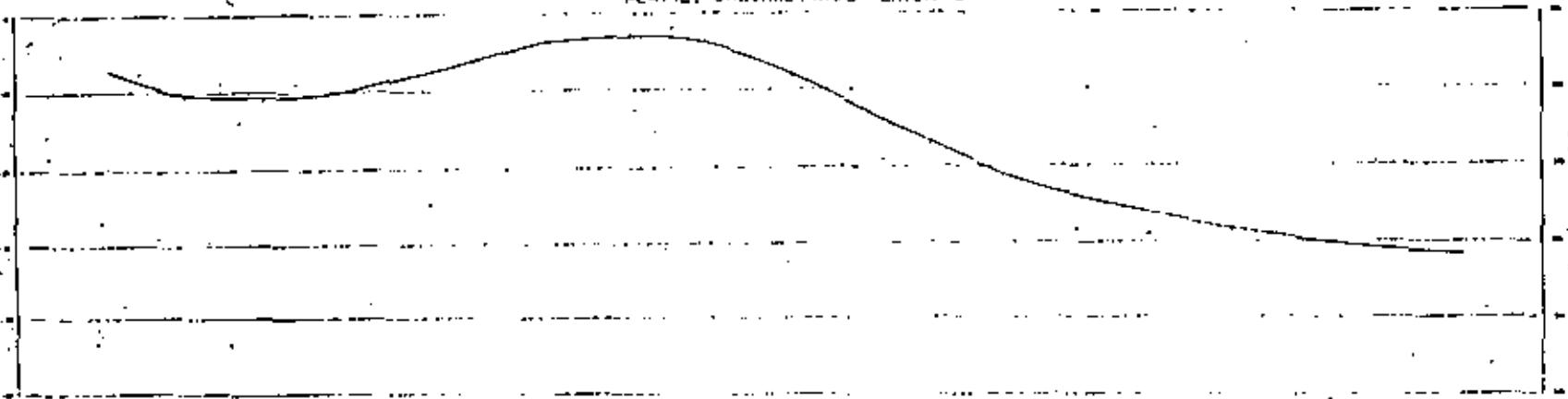
8. The following is a list of the names of the officers of the Company, their ages, and the date of their election or appointment.

9. The following is a list of the names of the members of the Board of Directors of the Company, their ages, and the date of their election or appointment.

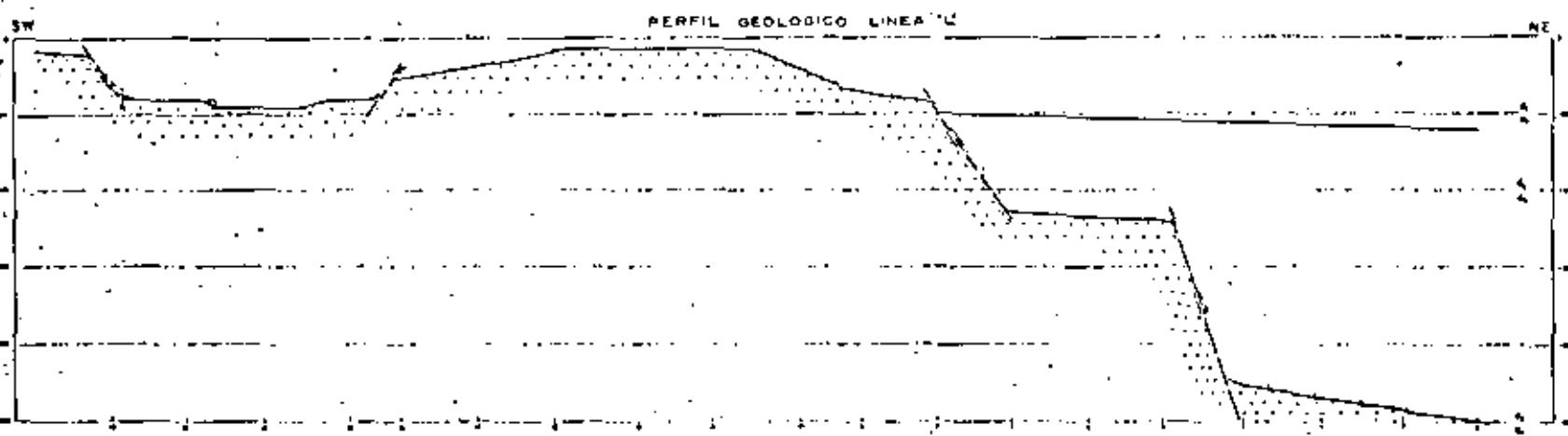
10. The following is a list of the names of the officers of the Company, their ages, and the date of their election or appointment.

DEPARTMENT OF STATE  
WASH. D. C.  
RECEIVED  
MAY 10 1945  
BY THE  
LIBRARY  
OF THE  
UNIVERSITY  
OF TORONTO

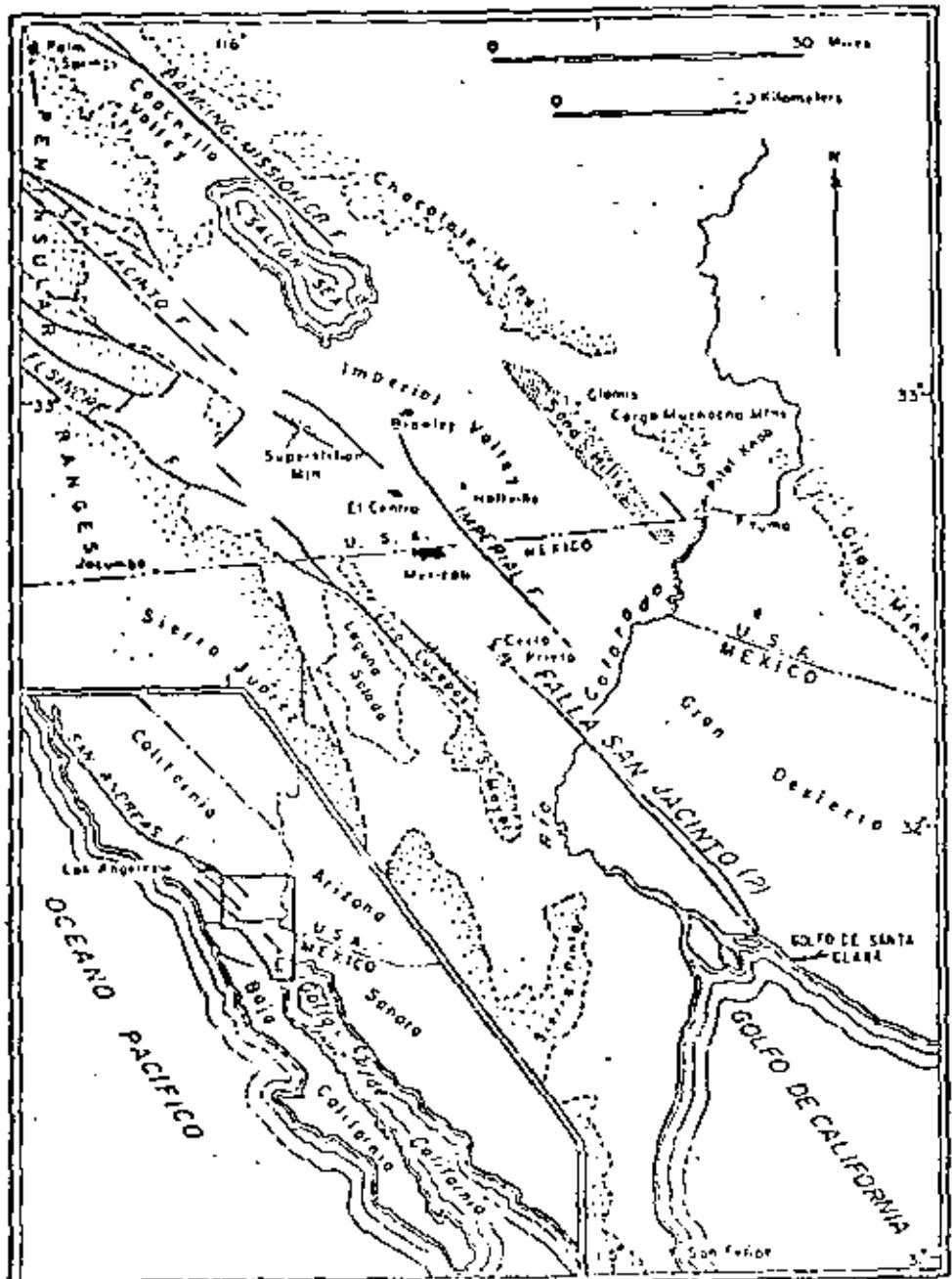
## PERFIL GRAVIMETRICO LINEA 'U'



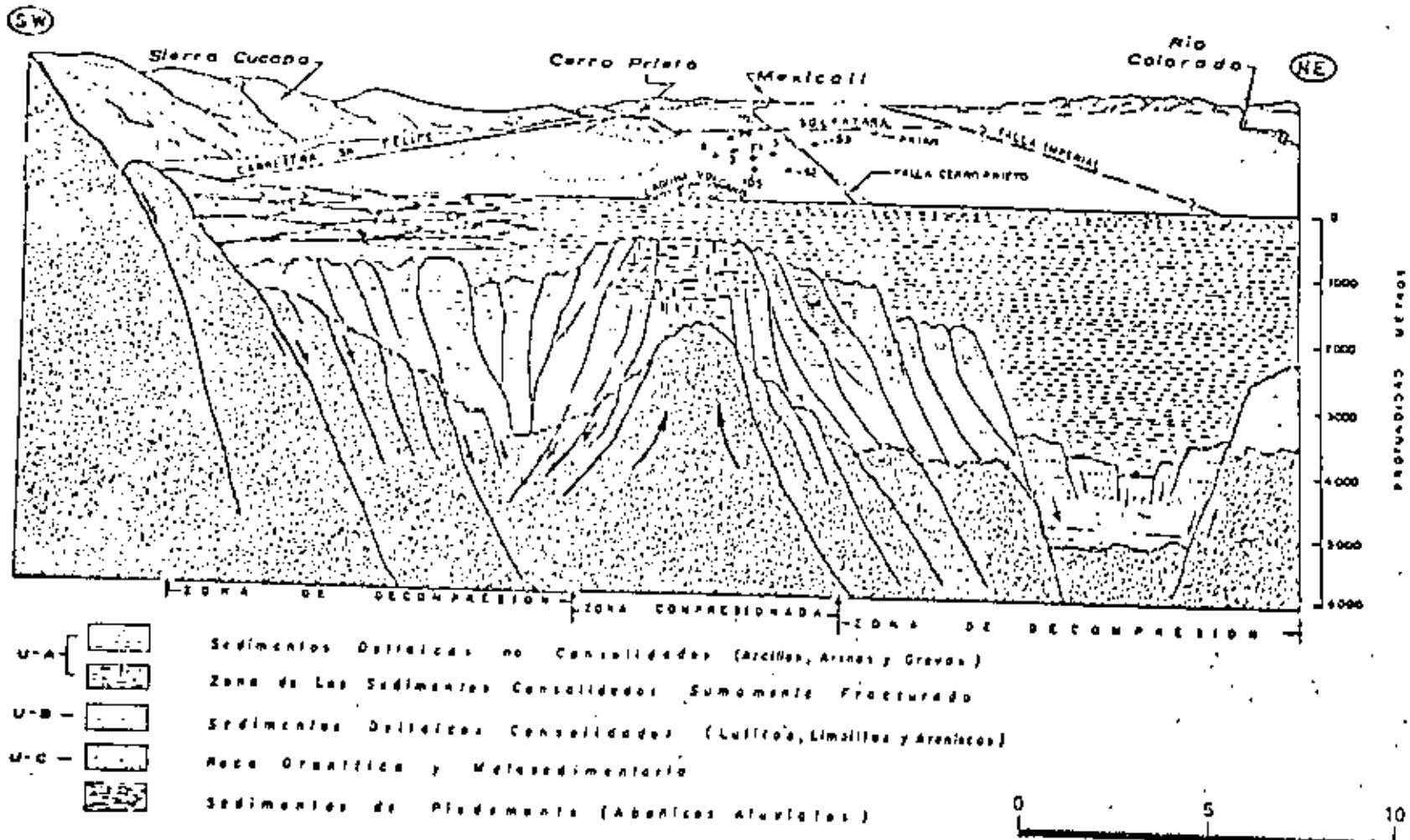
REFLEXIONES



CONSIDERACIONES FINALES  
DEL ESTUDIO  
PERFIL GRAVIMETRICO Y GEOLÓGICO  
DE LA LÍNEA 'U'  
EN EL MUNICIPIO DE CHAVÍN  
COMPARANDO LOS DATOS DE AMBOS  
PERFILES CON LOS DATOS  
EXISTENTES EN LA LITERATURA

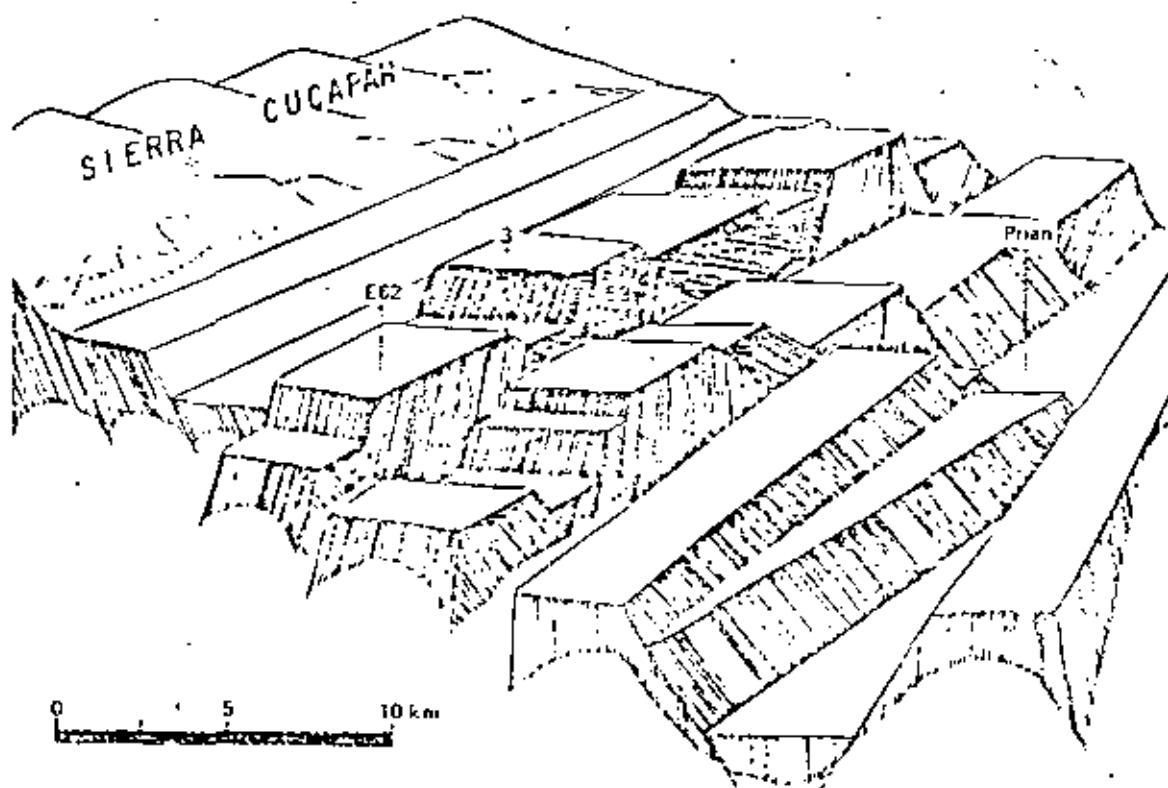


PLANO DE LA REGION DEL DELTA DEL RIO COLORADO  
MOSTRANDO LA LOCALIZACION DE LAS FALLAS  
MAS IMPORTANTES (SEGUN KOVACH, ALLEN Y PRESS, 1962).



XBL 798-10916

Figura 10<sup>1</sup> Corte geológico subeste-nordeste.



XBL 7511-12847A

Figura 10. Configuración del rodamiento.

dítos), clasificados como del tipo *Typicola*, (Alonso 1965). Al fondo y sobreponiendo a la unidad B, - se presentan regularmente capas de lutitas siniconvolvidadas de color café (fig. 2).

Esta unidad A, por su estado no consolidado y semirotulado, debe evitarse se plástica, mientras ocurran movimientos telúricos, los que al provocar fracturamientos en los sedimentos son rápidamente cortados por las arcillas y arenas, no perdiéndose el escaso de los fluidos calientes que contiene la salmuera, siempre y cuando el espesor de la U-A sea suficientemente grueso. El espesor de esta unidad A varía entre 600m (Pozo M-105), a 2215 (Pozo Pírian 1).

**UNIDAD LITOMÁGICA B.** - Está formada por sedimentos calizos consolidados del tipo continental y siendo su estratificación generalmente en forma lenticular.

De edad Terciaria (aún no diferenciada), está integrada por una alternancia de lutitas, lirolíticas y areniscas. Las lutitas y lirolíticas varían de color: gris claro a oscuro y ocasionalmente negras y en partes turquesas o verdes.

Las areniscas son principalmente de color gris claro, de grano fino bien seleccionado casi siempre, variando entre gruesa y fina, y ocasionalmente a granulita (Gozo F-366).

Esta Ciudad B, por estar completamente consolidada, ha sido posible observar tanto en los recortes de perforación, como en los pilotes, las re-

huellas del fracturamiento que tienen las rocas, otra consecuencia de los efectos tectónicos registrados en la región.

Esta unidad es la que existe entre los horizontes permeables a los acuíferos de alta temperatura, considerando que las zonas fracturadas son los conductos principales por los cuales migran los fluidos de agua caliente, dentro de la salinera. Se estira su espesor entre 2000 a 2500m.

UNIDAD LIPOLÓGICA C.— Se le ha denominado al basamento granítico y metamórfico del Cretácico Superior, estando representado en superficie, por una mayor parte de las rocas que forman la Sierra de los Cuchara. Esta Unidad C, que forma parte del kaolilito californiano, ha sido perforada solamente en tres sitios en la zona contumica de Cerro Prieto, radiante los pozos N-3, S-262, y M-96, a las profundidades de 2557m., 1472m y 2722 m., respectivamente (Fig. 10).

De los resultados obtenidos mediante los estudios geofísicos, así como de las perforaciones, bocas inferior, que los bloques erráticos que forman el basamento en el Valle de Mexicali fueron detectados por revestimientos acuíticos ascendentes y descendentes, siendo donde se percibió el punto 262 un rótido exponente de los bloques tranculados ascendentes, sitio en el cual se encontró el lastro escotado a 1470m de profundidad (Figs. 8 y 10).

Los bloques predominantes ascendentes, se alinean a un eje general NW-SE (figs. 8 y 9), paralelos a la Sierra de los Cuchas.

between observed and calculated values but less good at the larger separations where we know our data to be less accurate. Resistivity logs made in deep production wells and gravity information were both important in providing constraints to resistivity models.

Adjacent to the Cucapa Mountains the models for lines E-E' and D-D' are similar. The differences in E-E' are that the basement is dropped to 3 km and a resistive layer of 4 ohm-m overlies the basement. The justification for greater basement depth comes from gravity data discussed below. The 4 ohm-m layer is interpreted as older, consolidated sediments.

Near Kilometer 6, a near-surface, low-resistivity layer (0.5 ohm-m) is evident. It extends for about 6 km and is associated with mud flats and surficial hydrothermal manifestations. It is similar to the surficial layer noted on line D-D' (Figure 7). Near kilometer 8, a vertical discontinuity is evident throughout the section; this is interpreted as a fault. This structure has been previously recognized from well-log correlations, and geologists believe it forms the western boundary of geothermal production (Noble et al., 1977). It may also be connected with a fault noted earlier at kilometer 3 of D-D'; east of this fault, for at least the next 6 km, lies the geothermal production zone. This area is characterized by low-to-moderate resistivities to a depth of 800 m, below which lies a resistive formation. The resistive body is approximately 1 km thick and perhaps 4 to 5 km wide. Our measurements did not extend far enough eastward to fix the eastern boundary accurately. Present geothermal production is derived from this unit, and we surmise that the relatively high resistivity is the result of a zone of lower porosity caused by mineral deposition. Other evidence for mineral deposition has been seen in resistivity and density logs from wells within the field (Noble et al., 1977).

Beneath the resistive unit the model shows a 1 ohm-m layer overlying basement. This low-resistivity unit is ill-defined as it is at the outer limit of our data coverage. The 3-km basement surface is based largely on gravity evidence.

East of kilometer 12, the section may resemble that of D-D', resistive surficial formations with underlying conductors. Data coverage in this area is insufficient to define boundaries of the resistive blocks accurately.

#### GRAVITY

Gravity data taken by CGE crews in 1963 were used to provide constraints on the resistivity model. The gravity profile shown in Figure 6 corresponds to data from stations occupied along line E-E'. Structure was modeled by means of a conventional two-dimensional gravity modeling program (Talwani et al., 1959).

Assuming a density contrast of 0.5 g/cm<sup>3</sup> between basement rocks and valley sediment, we obtained a good fit for the position and throw of the Cucapa fault (Figure 6). The position corresponds remarkably well to that shown on the resis-

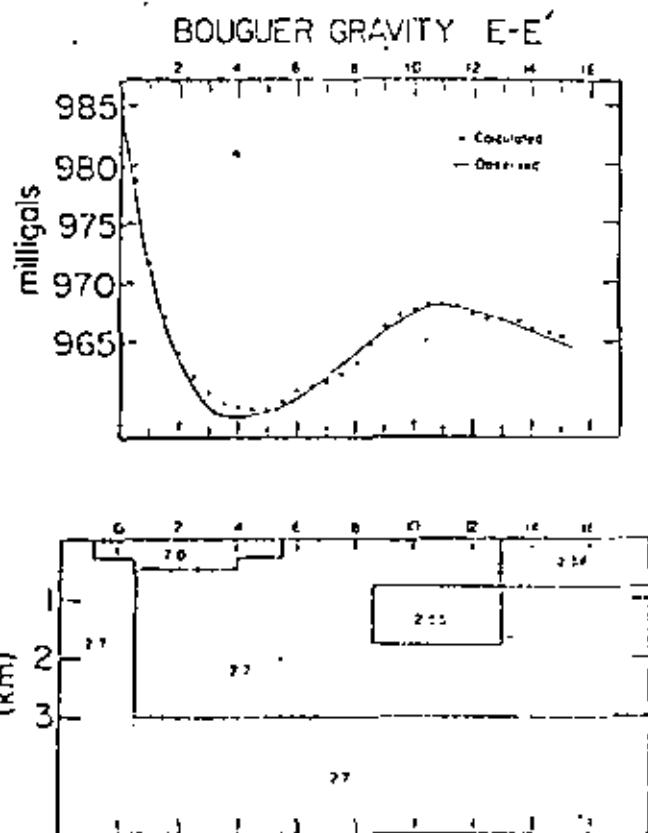


Figure 12. Bouguer gravity profile from stations spaced 1 km apart along line E-E'; field data, model-generated data and two-dimensional gravity model. All densities in  $\text{g}/\text{cm}^3$ ; Kilometer 0 corresponds with Kilometer 0 on dipole-dipole resistivity line E-E'.

tivity model, with a vertical displacement of approximately 3 km. A lesser contrast would result in a deeper basement.

The alluvial fan deposits adjacent to the Cucapa Mountains are modeled with a density contrast of  $-0.2 \text{ g}/\text{cm}^3$  relative to the other sediments. This unit correlates well with the 4 ohm-m layer in Figure 4, implying that the lower density and higher resistivity may both be the result of water undersaturation. The resistive body in the reservoir region (Figure 4) corresponds to a block of positive density contrast  $0.35 \text{ g}/\text{cm}^3$  relative to the sediments. Agreement in dimensions with the resistive formation observed in Figure 4 is good, suggesting that mineral deposition is responsible for both effects. East of kilometer 12 a positive  $0.15 \text{ g}/\text{cm}^3$  density contrast is assigned to the sediments. This correlates with higher resistivity sediments in Figure 4.

#### MODEL PERTURBATION STUDIES

As a part of the modeling project a study was undertaken to determine how possible future changes in the resistivity of the reservoir could

# LBL RESISTIVITY STUDIES AT CERRO PRIETO

M. J. Wilt and N. E. Goldstein  
Lawrence Berkeley Laboratory  
University of California, Berkeley, California, USA

A. Razo M.  
Comisión Federal de Electricidad  
México, D.F., México

## INTRODUCTION

As a part of a cooperative research venture between the U.S. Department of Energy (DOE) and the Comisión Federal de Electricidad (CFE), a series of dc resistivity investigations were performed at the Cerro Prieto geothermal field. The work has included Schlumberger and dipole-dipole field surveys, geoelectric computer modeling, and geological interpretation of results. The goals of this project are (a) to determine whether the reservoir region or controlling geological structure can be delineated by careful dc resistivity measurements; (b) to explore with geoelectric modeling the possibility of using the dipole-dipole resistivity technique for monitoring temporal changes in resistivity caused by changes in the reservoir; and (c) to perform the first set of replicate dipole-dipole measurements.

The dipole-dipole technique was chosen for temporal monitoring because of its inherent sensitivity to lateral resistivity variations and the ease in establishing the relatively few permanent stations needed for remeasurement.

## Previous Work

CFE began using dc resistivity for exploration at Cerro Prieto in 1963 and initial Schlumberger and dipole-dipole surveys revealed an elongate, low-resistivity area encompassing the region of steam production (García, 1975; Noble et al., 1977). Based on this preliminary success, the scope of resistivity studies at Cerro Prieto has greatly expanded. Recently CFE has performed a comprehensive series of deep Schlumberger depth soundings over the Cerro Prieto reservoir area and surrounding regions. In this program, data are taken along parallel northeast-trending lines spaced approximately 2 km apart. Depth soundings are made 1 km apart along these lines, with maximum current electrode separation to 10 km. To date, 11 of these lines have been completed and more are planned for other prospective areas in the Mexicali Valley regions (Razo M., and Arellano G., 1978).

Data from the first of these lines (CFE resistivity Line 1) are modeled and interpreted as part of this project.

## DIPOLE-DIPOLE SURVEY

During 1976, two long dipole-dipole lines were surveyed at Cerro Prieto by LBL resistivity

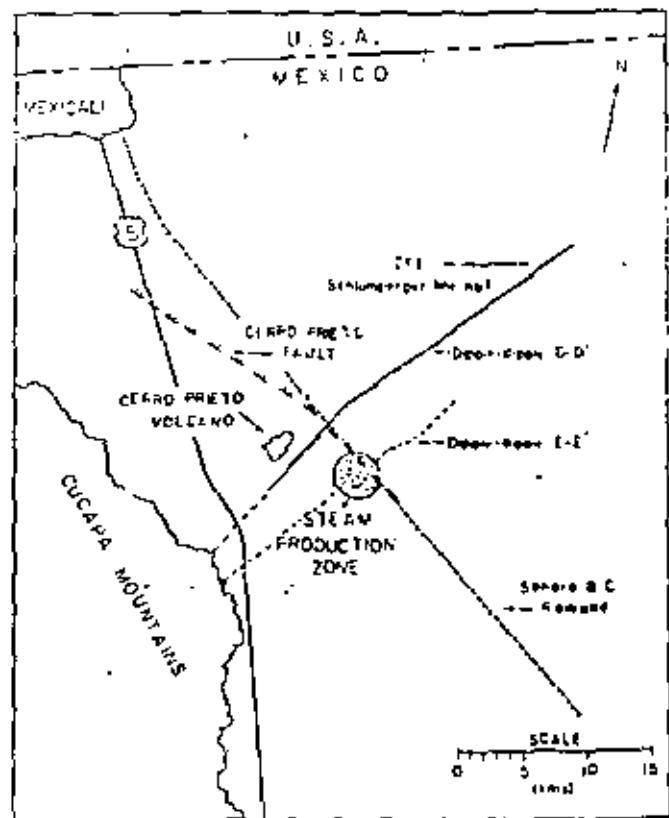


Figure 11. Project location map, LBL resistivity project.

crews; each line was surveyed with dipole lengths of 1 and 2 km,  $N = 1$  to  $N = 6$  (Figure 1). The northern line, D-D', is 18 km long and extends northeastward from the Cucapa Mountains into the Mexicali Valley, passing just south of the Cerro Prieto volcano. This line is roughly coincident with CFE Schlumberger resistivity Line 1; the two lines overlap for approximately 10 km. Beginning 3 km south of D-D', line E-E' is approximately 16 km long and trends subparallel to D-D'. This line also begins at the Cucapa Mountains and extends eastward to the Mexicali Valley, passing through the central portion of the production zone.

# ESTUDIOS DE POTENCIAL NATURAL AL NOROESTE DEL VOLCAN CERRO PRIETO

S. Díaz C.

Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto  
Comisión Federal de Electricidad  
Mexicali, Baja California, México

## INTRODUCCION

Aproximadamente a 17 km al noroeste del Volcán de Cerro Prieto, B.C. se encuentra la anomalía geotérmica de Tule Check, (Véase Fig. 1), localizándose en artesas flújigens del canal de Cerro Prieto y separada unos 8 km al noroeste de la intersección del canal con la carretera Mexicali-San Felipe. La anomalía geotérmica de Tule Check se ha denominado como el área que comprende las manifestaciones hidrotermales en los drenes Wisteria, Tule Check y en varios pozos скрытых, perforados para conocer la temperatura de fondo en los alrededores de los drenes.

La extensión de la anomalía geotérmica, es supuestamente, de  $2\text{km}^2$ , en la cual, durante el verano de 1978 se levantaron 5 líneas de potencial natural.

El objetivo de este trabajo fue investigar el comportamiento del método de Potencial Natural en la anomalía geotérmica de Tule Check y lograr una evaluación, desde el punto de vista parámetro cualitativo, sobre la posible extensión de la anomalía para su posterior exploración mediante el uso de otras herramientas geofísicas dentro del programa de estudio de campo que se tiene en esa zona.

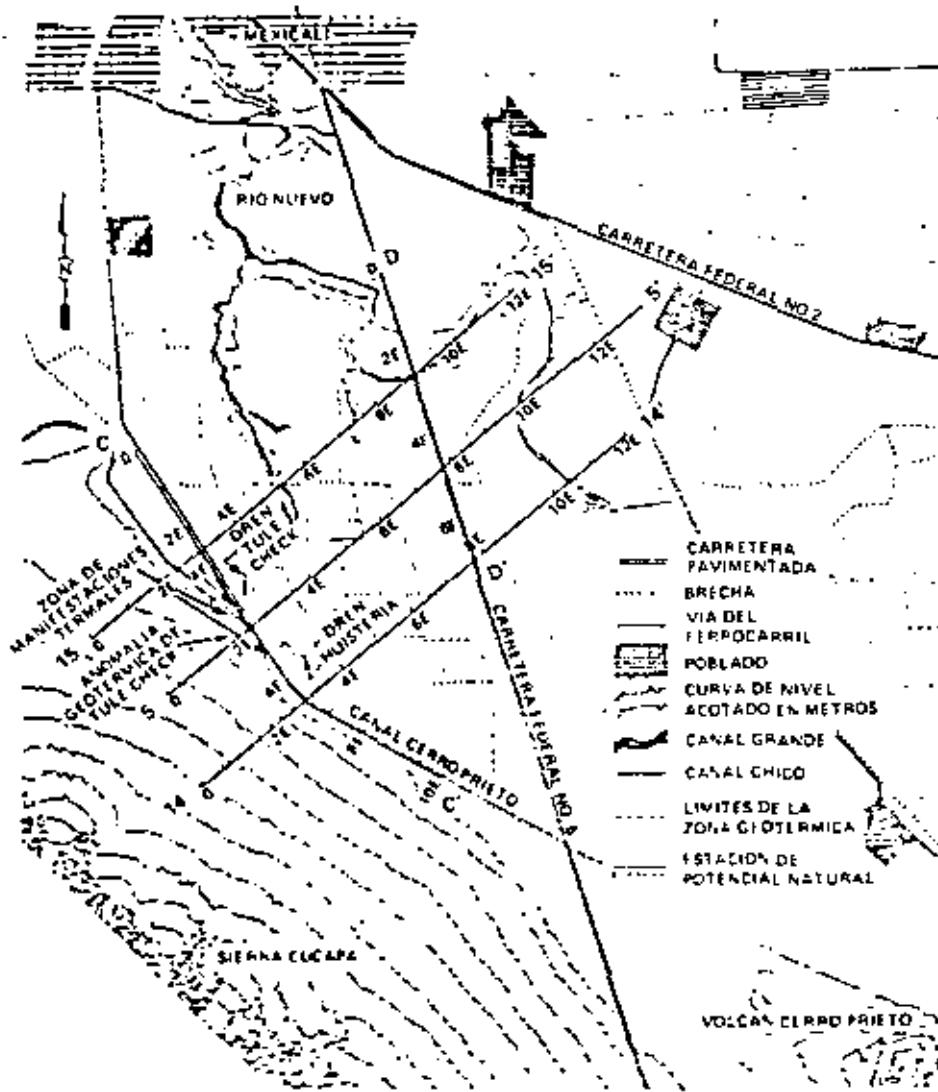
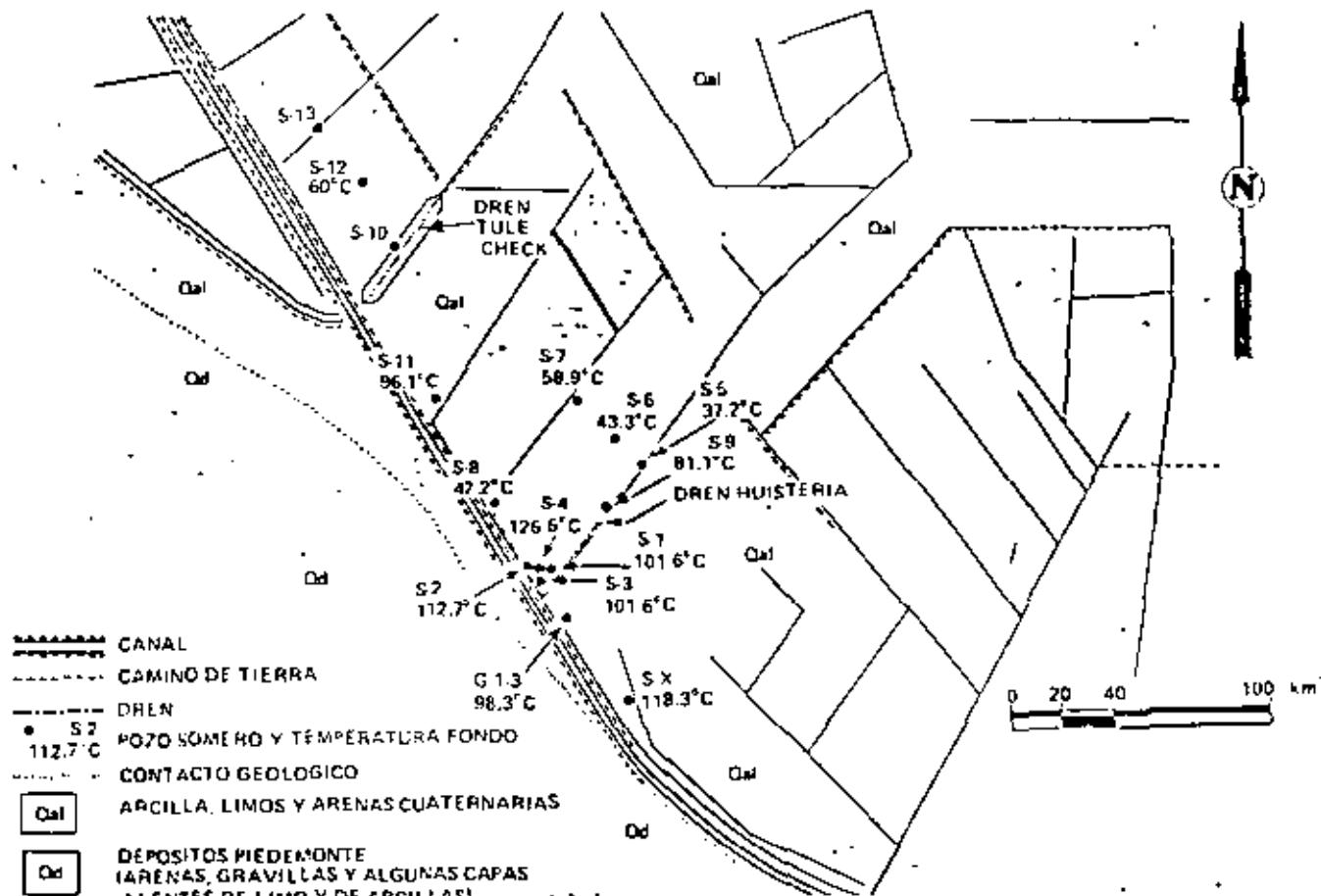


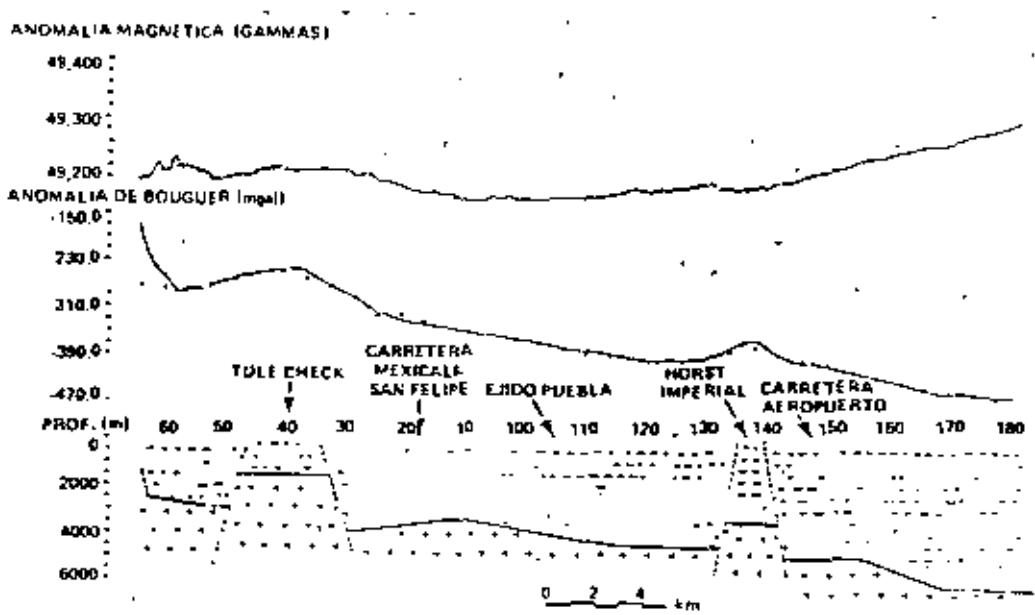
Figura 13 Localización de las líneas de potencial natural 15, S, 14, C y D.

NFL 798-10559



XBL 798-10891

Figura 3. Localización de pozos someros en la zona geotérmica de Tule Check.



XBL 798-10892

Figura 4. Interpretación gravimétrica y magnetométrica de la línea No. 5.

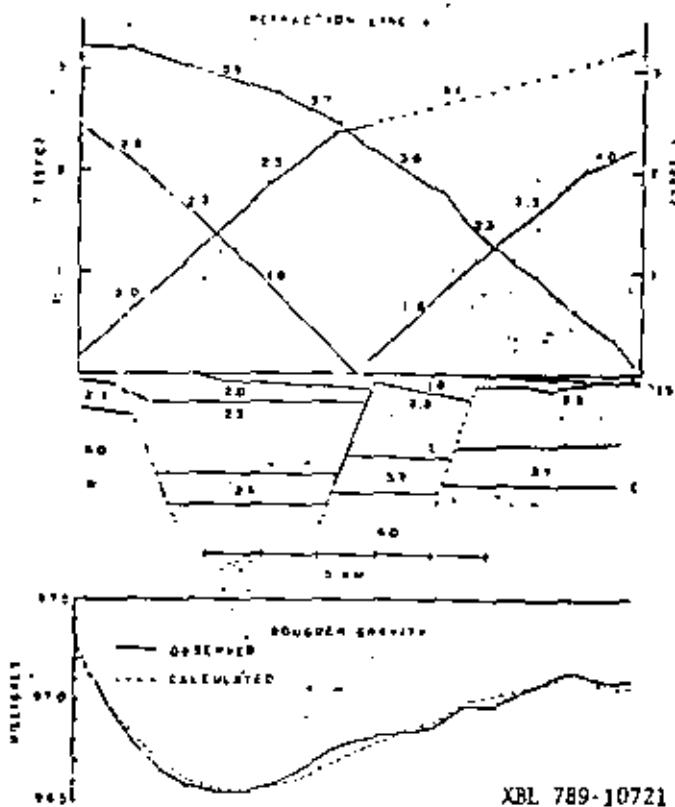


Figure 15. Interpretation of gravity and refraction data along line 1. Note the depth to basement and complexity of structure compared with line 3, (Figure 6).

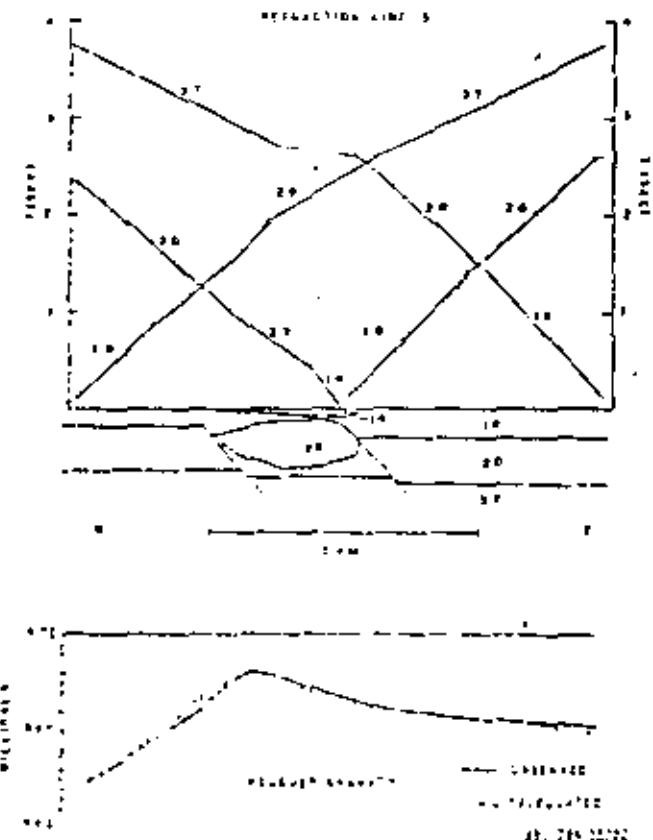


Figure 16. Interpretation of gravity and refraction data along Line 3. Compare with Line 1 (Figure 5).

The velocities obtained compare well with velocities for sediments in other parts of the Colorado Delta region (Kovach, et al., 1967). Also shown in Figures 5 and 6 are interpretations of the refraction data. Layer thicknesses for deeper layers are only approximate. The structure along the southern line appears much simpler than that of the northern line. The dips of faults are only approximate but there is evidence for a horst and graben structure along line 1. On line 3 there seems only to be down-faulting to the east. Broken lines on the travel-time curves indicate poor data. These are regions of high apparent velocities, possibly due to faulting, altered material, or a combination of high velocity material and upthrown fault blocks. Although the two refraction lines were only six kilometers apart, it is obvious that the structure cannot be correlated from one line to the other.

To gain additional information we obtained two-dimensional model fits to gravity data along each line (Talwani, et al., 1959). In Figures 5 and 6 the observed data are shown by the solid line and the calculated data from the final model by the dashed line. The gravity data were obtained from a CPE gravity map by Velasco and Martinez (1970). Care was taken to use only data points rather than the contoured gravity values. The starting gravity models were based on the refraction results. A density contrast of 0.3 g/cm<sup>3</sup> was assumed between bedrock and shallow sediments. Although a close fit could be obtained by using a fairly localized density contrast along line 1 (Figure 7), it was necessary to distribute the density contrasts throughout the section on line 3 (Figure 6). Other workers in the Salton Trough have cautioned against assuming that gravity strictly reflects depth to basement, rather it may also be affected by differing sediment densities.

On the eastern edge of line 1, the northern line (Figure 7), the depth to basement was fixed at 2.5 kilometers on the basis of drill cores obtained in Well M-96, 1 kilometer north of the line. The 0.2 layer is meant to correspond to the 3.7 km/sec layer which is evident over the eastern half of the line.

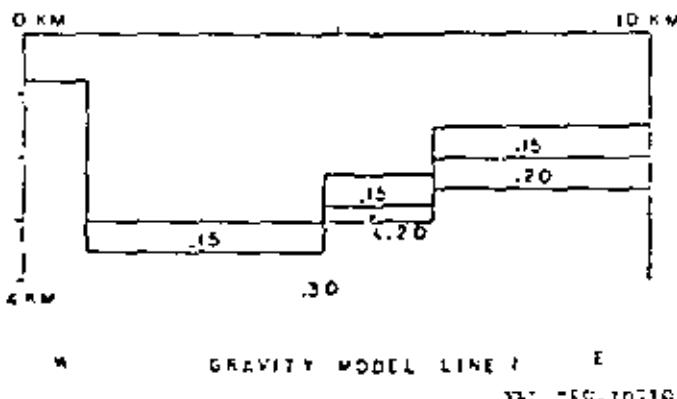


Figure 17. Gravity model used for line 1. Values are density contrasts meant to coincide with layering inferred from refraction data.

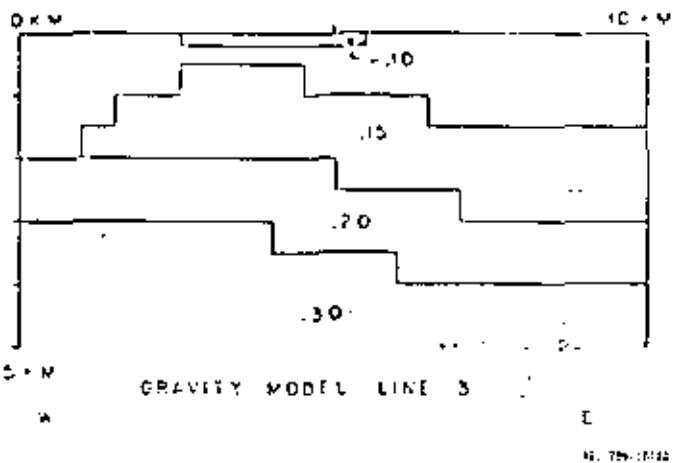


Figure 15. Gravity model used for line 3. Values are density contrasts meant to coincide with layering inferred from refraction data.

Figure 8 is an interpretation of the gravity data along line 3. The high in the gravity profile in the center of the line and the smoother gradient on the eastern limb of the high can be accounted for by an intermediate density layer coming close to the surface in the center of the line and continuing to the east at a greater depth. The refraction data shows an indication of higher velocity material near the surface in the center of the line, however, there is little evidence for extension to the east. Comparing the two lines reveals greater depth to basement to the south in line 3.

#### V. Conclusion

Seismological data indicates structural complexity associated with the Cerro Prieto geothermal field. Refraction data and micro-earthquakes suggest several major NW striking faults, possibly controlling the field boundaries. The refraction data also suggest high velocity sediments and shallow basement in the production zones. Compared to seismicity in surrounding areas, microearthquake activity is low in the production area. First motion studies indicate right-lateral strike-slip motion for events within the field on NW-SE trending faults. Further microearthquake data are necessary to reduce the ambiguity in earthquake source and occurrence properties for comparison to regional values.

High levels of man-made ground noise in the center of the production zone limit the amount of velocity and attenuation data that can be collected. The few data collected suggest P-wave velocity and attenuation anomalies associated with the production region.  $V_p/V_s$  values are high; further monitoring may reveal a future change from water domination to vapor domination in the field. Microearthquake data may indicate steam zones if the events are related to large pressure or temperature gradients or to volume changes associated with fluid removal. There is sufficient seismic activity in the production zone to warrant continuous monitoring.

#### Bibliography

- Bichler, S., R.L. Novack and C.R. Allen, 1964. "Geophysical Framework of the Northern End of the Gulf of California Structural Province," in: *Marine Geol. of Gulf of California*, T. Van Andel and G. Shor, Eds., Am. Assoc. of Petroleum Geologists Mem. 5, pp. 126-206.
- Brace, W.F., and J.P. Byerlee, 1966. "Stick-slip as a Mechanism for Earthquakes," *Science*, v. 153, p. 990.
- Combs, J. and Y. Epstein 1976. "Microearthquake Studies at the Coso Geothermal Area, China Lake, California," 2nd U.N. Symp. on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, p. 909.
- Elders, W.A., J.R. Hoagland, and E.R. Olson, 1975. "Hydrothermal Mineralogy and Isotopic Geochemistry in the Cerro Prieto Geothermal Field, Mexico," III Practical Applications, Geothermal Resources Council Transaction, Vol. 2, p. 177.
- Novack, R.L., C.R. Allen, and F. Press, 1962. "Geophysical Investigations in the Colorado Delta Region," *Journal of Geophysical Research*, V. 67, p. 2845.
- Majer, E.L., 1978. "Seismological Investigations in Geothermal Regions," Ph.D. Thesis, University of California, Berkeley.
- Majer, E.L. and T.V. McEvilly, 1979. "Seismological Investigations at The Geysers Geothermal Field," *Geophysics* v. 44, p. 246.
- McEvilly, T.V. and P. Schechter, 1978. "East Mesa Seismic Study," Report No. 3, UCID 4030, Lawrence Berkeley Laboratory.
- Reed, M.J., 1976. "Geology and Hydrothermal Metamorphism in the Cerro Prieto Geothermal Field, Mexico," 2nd United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, p. 539.
- Reyes, A.Z., H.G. Mendoza, F.V. Suárez and J. Valerdi, 1977. "Segundo Informe de Avance del Estudio de Microsismicidad del Sistema de Fallas Transformadas Imperial - Cerro Prieto," Instituto de Investigaciones Eléctricas, México, División Fuentes de Energía, Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, B.C., México.
- Rusnak, G.A., R.L. Fisher and F.P. Shepard, 1964. "Bathymetry and Faults of Gulf of California," in T.H. van Andel and G.B. Shor, Jr., eds., *Marine Geology of the Gulf of California Structural Province*: Am. Association of Petroleum Geologists, Memoir 5, p. 59.
- Talkani, M., J.L. Worzel and M. Landisman, 1979. "Rapid Computations for Two-dimensional Bodies with Application to the Meridian Submarine Fracture Zone," *Journal of Geophysical Research*, V. 84, p. 49.

of a theoretically generated tide signal, to account for the direct attraction effects, followed by least squares removal of the strongest remaining tidal spectral components, to account for ocean loading effects.

The resulting detided gravity signal is shown in Figure 1b; the upward direction on the plot corresponds to increasing strength of gravity. The detided gravity signal contains variations of up to 13  $\mu\text{gal}$  over a few days; however, most of this is due to large scale atmospheric density fluctuations associated with the motion of weather systems, as is evident from comparison with the barometric pressure record, Figure 1c. The upward direction on this plot corresponds to decreasing pressure, thus the central peak in Figure 1c indicates a strong low pressure system. Superimposed on these major variations are minor oscillations due to the global semidiurnal atmospheric tides and local pressure fluctuations. As demonstrated by Warburton and Goodkind (1977), gravity effects due to major barometric pressure fluctuations can be removed from the detided gravity signal by least squares subtraction of the barometric pressure signal. The fitting coefficient yields an empirical barometric pressure admittance, which in this case amounts to 0.27  $\mu\text{gal}/\text{mbar}$ . In other

words, as much as 9  $\mu\text{gal}$  of the detided gravity variations in Figure 1b were due to atmospheric effects.

Removing these atmospheric effects produces the residual gravity signal shown in Figure 1d. As in the other plots, a decreasing signal implies decreasing strength of gravity as occurs during mass extraction or surface uplift. Several features which were previously obscured by atmospheric effects are now apparent. Most remarkable of these is the sudden drop of nearly 6  $\mu\text{gal}$  which occurred on day 078. Closer scrutiny on an expanded scale reveals that the drop was not instantaneous: the gravity decrease was linear in time over a two and one-half hour period. Moreover, a separate high frequency output channel from the gravimeter indicated no unusual seismic activity or disturbance of the instrument during this period; the decrease was quiet and gentle. However, two hours after this gravity change had ceased, the high frequency channel shows a local earthquake, which, according to Bufe (unpub. data) was of magnitude 3. The sign and magnitude of this gravity event are consistent with an uplift of the gravimeter by approximately 2 cm.

The second noteworthy event in the residual

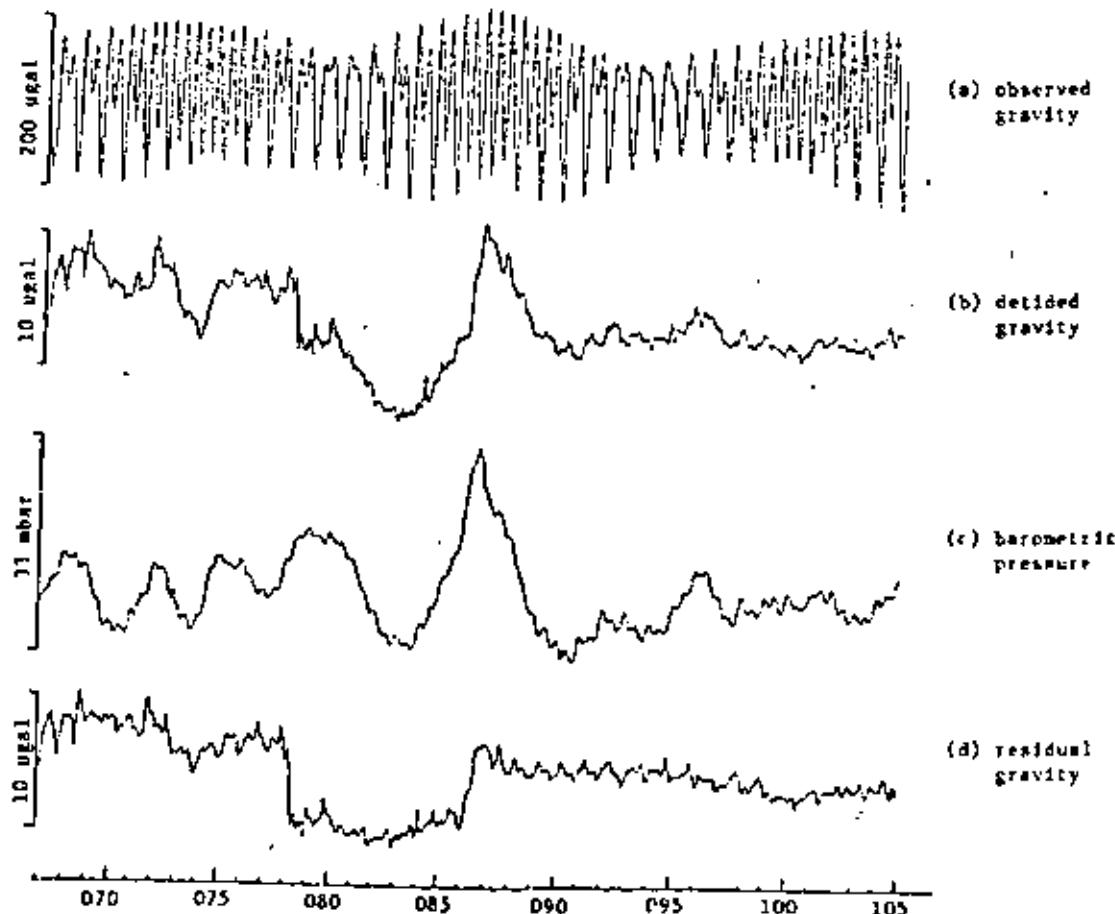


Figure 11. A 38-day data segment from The Geysers, illustrating the extraction of a barometrically adjusted residual gravity signal from the raw gravity and barometric pressure signals.

One of the most significant features observed is the location of all the known geothermal resource areas (KGRA's) near regions of relatively thin crust or upwelling of high temperature mantle material. In particular, the Salton Sea KGRA, one of the largest geothermal fields in the Imperial Valley, is located over a region of extremely pronounced crustal thinning.

Additional correlations obtained from the inversion model include the location of several of the major fault systems (e.g., the Imperial, Sand Hills and San Jacinto) over regions of large gradients in crustal thickness and the prediction of relatively thin crust under seismically active areas that have no history of major earthquakes ( $M \geq 6.0$ ).

#### REFERENCES

- Aki, K., R. Christoffersson and F. S. Husebye (1977), "Determination of the Three-Dimensional Seismic Structure of the Lithosphere," *J. Geophys. Res.*, **82**, 277.
- Backus, G. and F. Gilbert (1970), "Uniqueness in the Inversion of Inaccurate Gross Earth Data," *Phil. Trans. Roy. Soc. (London)*, Ser. A., **266**, 123.
- Eaton, G. P., P. L. Christiansen, M. M. Iyer, A. M. Pitt, D. E. Vanev, H. R. Blank, Jr., J. Ziety and M. E. Gettings (1975), "Magma Beneath Yellowstone National Park," *Science*, **186**, 787-796.
- Evoy, J. A. (1976), "Precision Gravity Reobservations and Simultaneous Inversion of Gravity and Seismic Data for Subsurface Structure of Yellowstone," Masters Thesis, University of Utah.
- Iyer, M. M. and R. M. Stewart (1978), "Teleseismic Technique to Locate Magma in the Crust and Upper Mantle," Paper presented at the Chapman Conference on Partial Melting in the Upper Mantle, Brookings, Oregon.
- Jordan, T. H. (1973), "Estimation of the Radial Variation of Seismic Velocities and Density in the Earth," Ph.D. Thesis, California Institute of Technology.
- Murase, T. and A. A. McElroy (1973), "Properties of Some Common Igneous Rocks and Their Melts at High Temperatures," *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 3562-3592.
- Savine, J. M., W. L. Rodi, R. C. Goff, T. H. Jordan, J. H. Alexander and D. G. Lambert (1977), "Inversion of Combined Geophysical Data for Determination of Structure Beneath the Imperial Valley Geothermal Region," Systems, Science and Software Final Technical Report ESS-R-78-3412 to the Department of Energy.
- Wiggins, R. A. (1972), "The General Linear Inverse Problem: Implications of Surface Waves and Free Oscillations for Earth Structure," *Rev. Geophys.*, **10**, 251-285.

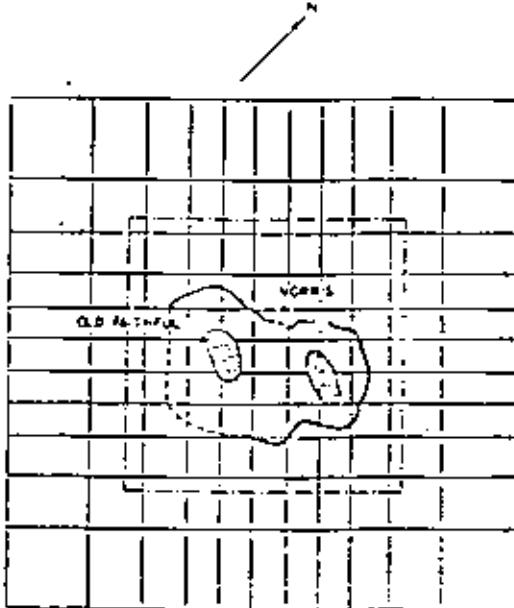


Figure 20 Density/velocity model outline. Model is an  $11 \times 11$  cell grid  $190 \times 190$  km square.

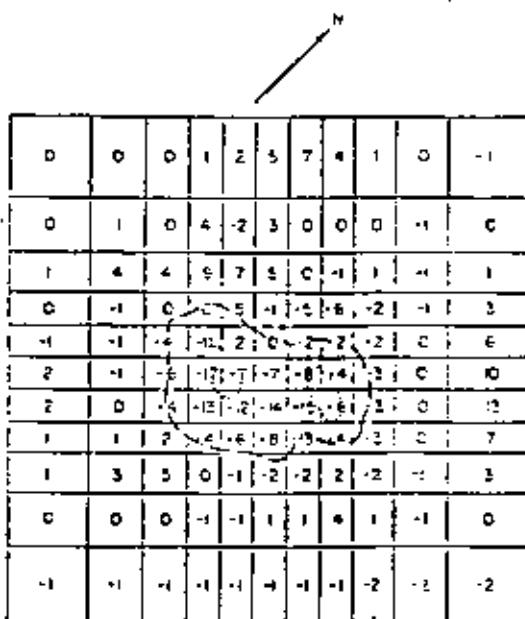
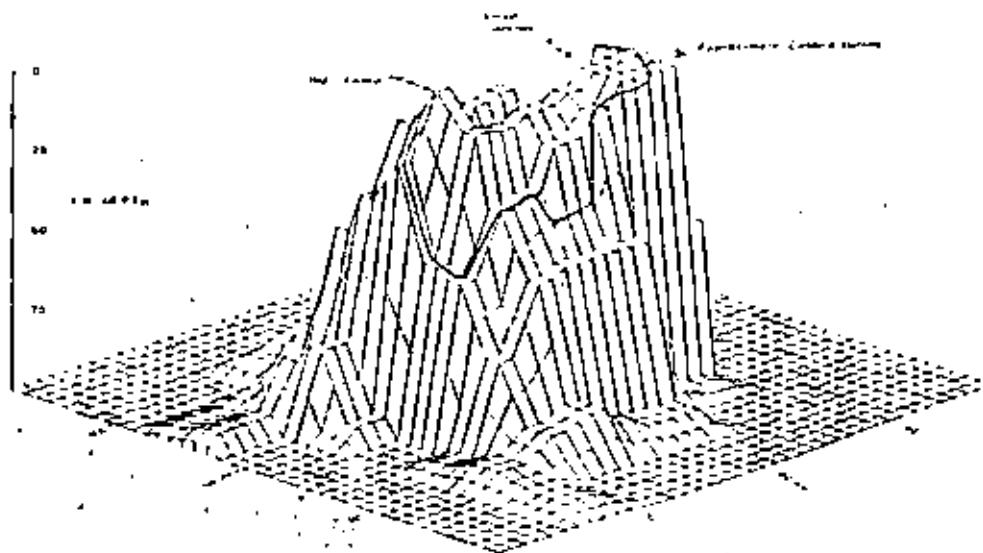
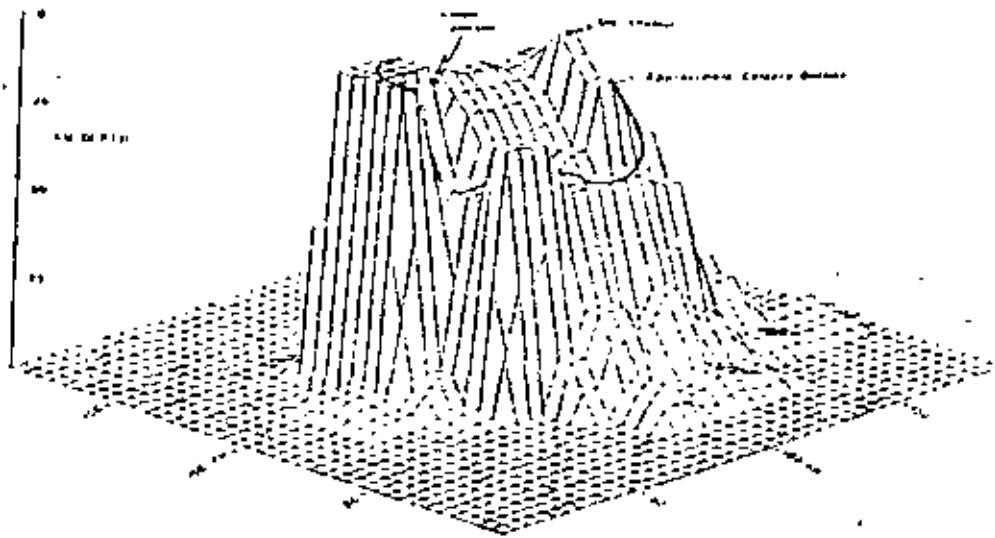


Figure 21 Second layer of model (10 to 30 km depth).



BODY OUTLINE LOOKING DUE NORTH

Figure 22 Boundary of proposed "anomalous body" beneath Yellowstone. Feature corresponds to lateral variations of  $\Delta\rho = -0.2 \text{ g/cc}$  in the upper 30 km and  $\Delta\sigma = -0.3 \text{ g/cc}$  in the lower 70 km.



BODY OUTLINE LOOKING DUE SOUTH

Figure 23 Anomalous body predicted beneath Yellowstone.

domes and flows.

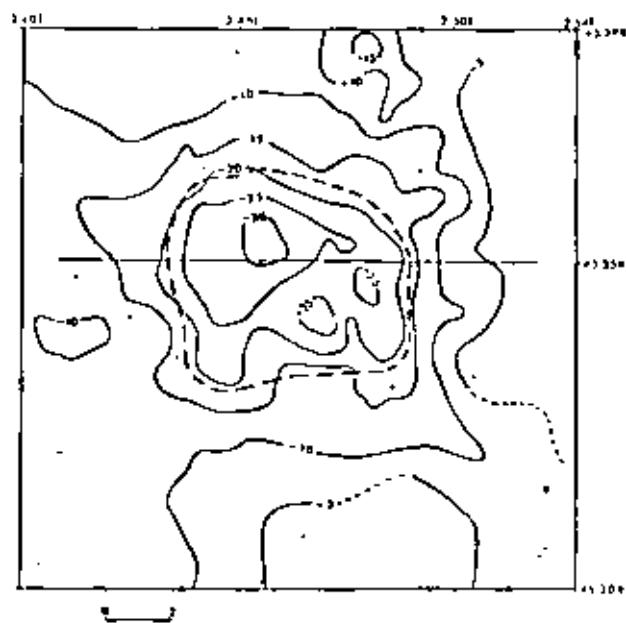


Fig. 24 Bouguer gravity map of Mont Dore area. Gravity reduction at density of  $1.8 \text{ gm/cm}^3$ . Heavy broken line traces zone of steepest gradient in gravity field and is interpreted to outline a caldera filled with low density rocks. See text for discussion. Light horizontal line is line of cross section for figure 4.

Geoelectric profiling and sounding indicate that the caldera fill is several hundreds of meters

thick, consistent with the gravity-derived estimate, and is a good conductor. Measurements in adjacent Paleozoic basement terrane yield resistivities on the order of 300 to 1000 ohm meters, whereas those within pyroclastic rocks of the caldera yield values an order of magnitude less.

An aeromagnetic map of the region mainly highlights the position of post-caldera vents and associated lava flows. A well-developed, north-south magnetic lineation and a weaker east-northeast lineation reflect the principal directions of faulting. The north-south direction is roughly coincident with that of fault zones that bound the main horst upon which Mont Dore volcano lies. Similarly, cinder cones of the Chaine des Puys, which cuts the east flank of Mont Dore, are aligned approximately north-south.

#### CONCLUSIONS

The geologic and geophysical studies indicate the presence of an approximately 6-km-wide caldera that is filled with  $\leq 1 \text{ km}$  of low density, probably pyroclastic, rocks (fig. 4). These rocks are good electrical conductors, consistent with the idea that they contain geothermal fluid and/or minerals deposited by such a fluid. A crustal magma reservoir that presumably erupted the pumiceous, rhyolite ash flow about 3.3 m.y. ago is probably too old to provide much thermal energy to the geothermal system. A much younger crustal magma reservoir, however, that is inferred to underlie Puy Sancy may still be a viable source of thermal energy.

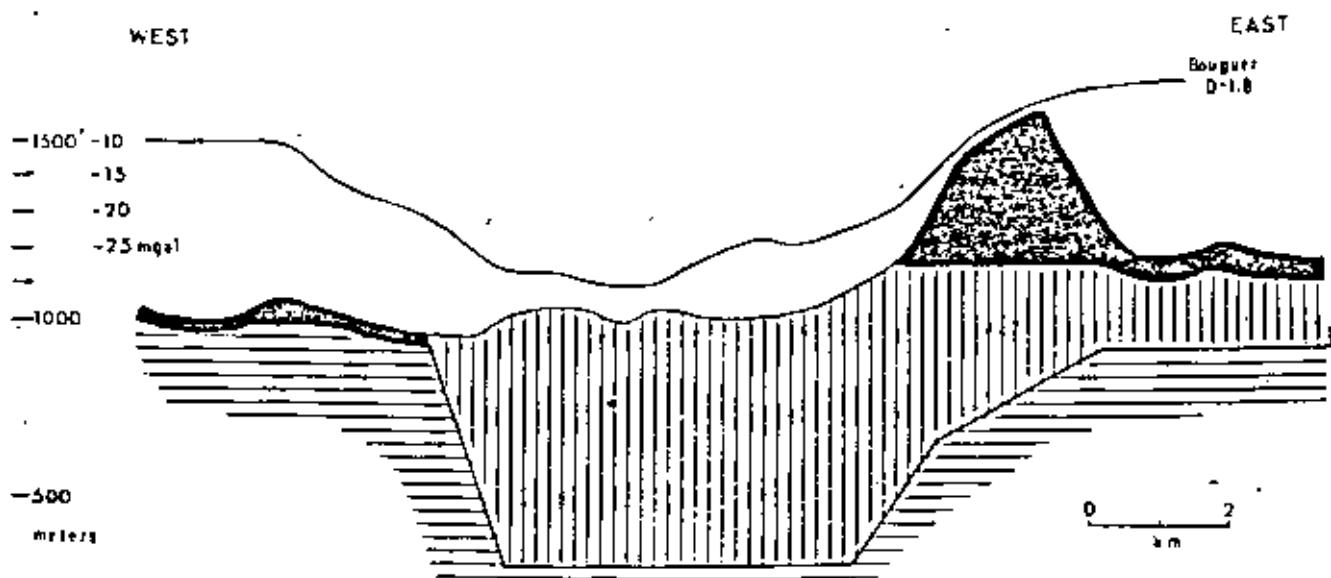


Fig. 25 Schematic east-west cross section across Mont Dore caldera (see figure 3). Adjustment in gravity modeling for thick section of relatively dense lavas near east end of section would extend the deep part of the caldera further east. See text for discussion. Pre-Cenozoic basement rocks are shown by □, pyroclastic rocks by ▨, and lava flows and domes by ▨.

We modeled the gravity data using the thermal constraints above on the mass distribution. The maximum mass change due to water flashing to steam over the bulk reservoir volume, which is consistent with the lack of a measurable temperature change is .004 g/cc. Values of this magnitude were used to model the time changes in the gravity and the results are shown in Table 2. The value of .002 g/cc represents a lower bound in the modeling as the mass distribution is then too diffuse to reproduce the gravity amplitudes shown in Figure 2.

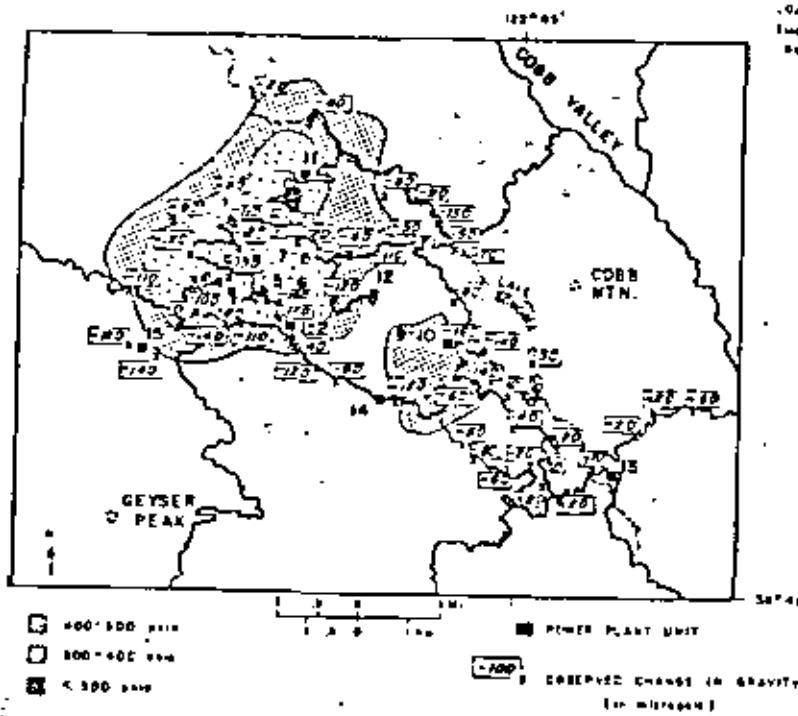


Figure 26. Time changes in surface gravity between 1974 and 1977 and the pore pressure decay near the top of the steam reservoir (from Lippman and others, 1977).

TABLE 1. A STUDY OF RESERVOIR DEPLETION AT THE GEYSERS GEOTHERMAL FIELD.

POTENTIAL CHANGES	SURFACE MEASUREMENT	RESULT OF ANALYSIS
Free fluid mass deficiency due to production.	Change in gravity with time.	A tradeoff between a depleted reservoir volume and some uniform mass deficiency.
Tensile strain within the reservoir.	Geodetic measurement of surface strain with time.	For uniform dilation, a tradeoff occurs between volume and strain for a given maximum strain amplitude.
Change in temperature of reservoir during production, and change in enthalpy of produced steam.	Temperature and enthalpy measurements of steam within wells.	Limits on the pore fluid mass changes due to water flashing to steam within the reservoir volume.

TABLE 2. RESULTS FROM MODELING OF REVERSE GRAVITY CHANGE FOR A CYLINDRICAL VOLUME.

DEPLETION	radius	height	depth to sea
.002 g/cc	1.0 km	3.0 km	0.0 km
.002 g/cc	2.0 km	2.0 km	0.0 km
.003 g/cc	1.5 km	3.0 km	0.5 km
.003 g/cc	1.7 km	2.7 km	0.5 km
.004 g/cc	1.8 km	3.2 km	1.0 km
.004 g/cc	3.0 km	2.0 km	1.0 km
.04 g/cc	1.0 km	0.6 km	1.5 km (maximum)

We also modeled the geodetic strain to determine the volumetric strain within the depleted reservoir volume. At The Geysers, horizontal contraction and surface subsidence measured by Loigren (1979) overlies the portion of the reservoir volume depleted by steam production, (Figure 3), as shown by pore pressure decay (Lippman and others, 1977).

By modeling the geodetic data, (assuming simple dilatation), we calculated strains up to  $10^{-4}$  within the depleted reservoir volume. By assuming that the reservoir strain is a mechanical response to increased effective stress as the pore pressure decays, we also calculated a bulk or "framework" modulus for the reservoir matrix. The change in effective stress may be calculated from the pore pressure change (which is estimated from data presented by Lippman and others, 1977), and a value for the "intrinsic" bulk modulus of the reservoir rock (Rice and Cleary, 1976). For an intrinsic bulk modulus of the reservoir rock we used lab measurements of the compressional velocity of Franciscan graywacke (Stewart and Penelick, 1978) combined with values of Poisson's ratio from earthquake data (Majer and McEvilly, 1978). The strain we calculated for a given reservoir volume was then combined with the changes in effective stress to produce a value for the bulk modulus of the reservoir matrix. The bulk moduli determined in this way from the geodetic data are listed in Table 3 for several reservoir volumes (which were determined using the gravity and temperature measurements).

Bulk moduli obtained from microseismic monitoring within the reservoir (Majer and McEvilly, 1978) are an order of magnitude larger (bulk modulus about  $3.0 \times 10^5$  bars), and lie between lab values calculated from Stewart and Penelick (1978) and calculated bulk moduli for the reservoir matrix. The bulk moduli determined from seismic measurements therefore produce much smaller strains given the observed changes in pore pressure and calculated changes in effective stress.

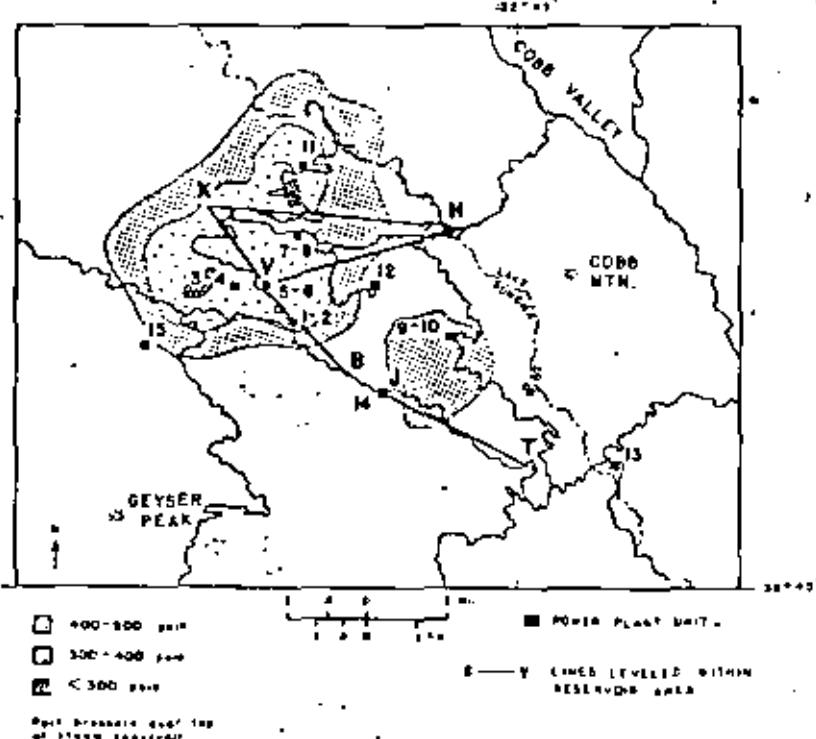


Figure 27. First order leveling lines in The Geysers steam field and the pore pressure decay near the top of the steam reservoir as of early 1977.

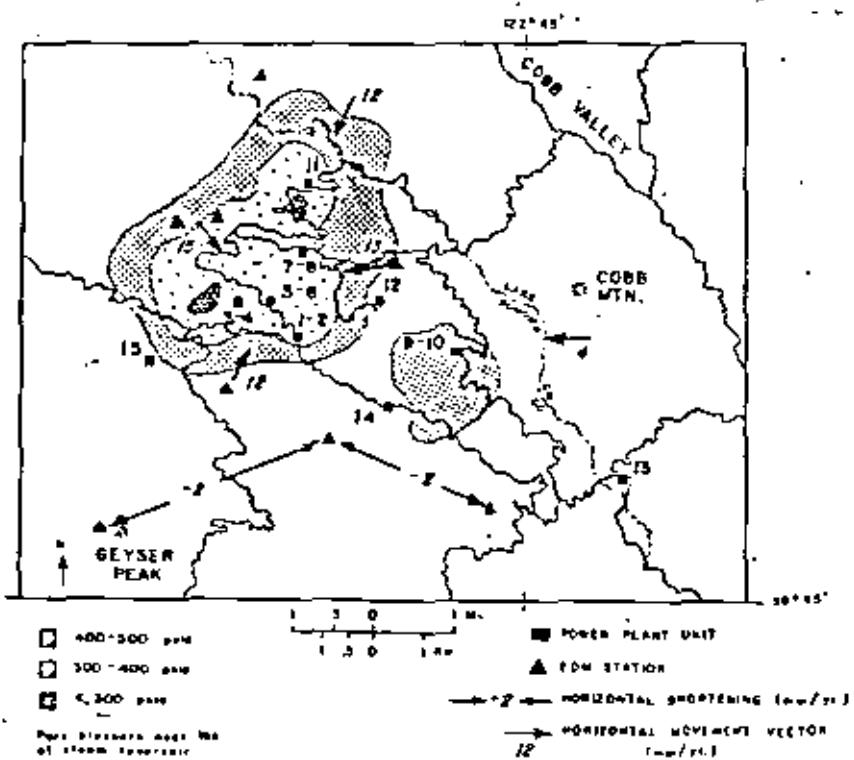


Figure 28. Horizontal movement vectors from high precision geodolite surveys (Lofgren, 1975) and the pore pressure decay near the top of the steam reservoir.

Tenlinger

Thus the larger moduli measured at seismic frequencies (averaging about 10 Hz) requires a mechanical model for the reservoir in which there is a significant change of modulus with either frequency or strain amplitude. For seismic stress waves, the small stresses and strains ( $10^{-6}$ ) are linearly related, but the larger reservoir strain ( $10^{-4}$ ) may not be linearly related to the changes in effective stress resulting from fluid depletion. This would be especially true if the large strain amplitude resulted from slippage along the numerous fracture surfaces within The Geysers steam reservoir. This slip or creep may be one of the principal reasons our data appears to confirm the commonly observed discrepancy between static and dynamic moduli.

Non-mechanical, thermal contraction of the depleted reservoir volume is an alternative model of reservoir strain at The Geysers. Thermal contraction requires a temperature decline (which at the present is too small to measure) over the bulk reservoir volume, and which occurs independently of mechanical coupling between the pore fluid and the rock matrix. If 0.3% of the bulk reservoir volume is water which flashes to steam, this not only produces a mass deficit of  $-0.003 \text{ g/cc}$ , but also decreases the temperature of the reservoir by 1.5 degrees Celsius. Measurements of the thermal expansivity of various rock types (Skinner, 1966) imply that a reservoir strain of  $8.8 \times 10^{-5}$  would correspond to this temperature change, and the strain so obtained agrees with the values calculated from geodetic data (Table 3). Thus a change in liquid content of 0.3% of the bulk reservoir volume, with the inherent temperature change, fits the observed deformation data on The Geysers steam system.

Thus we have shown that two alternative strain mechanisms are consistent with the response of the steam reservoir to fluid depletion at The Geysers. Since both mechanisms are related to fluid withdrawal and pore pressure decay, there are at this time no measurements capable of distinguishing thermal from mechanical strain.

By monitoring the gravity and geodetic strain at The Geysers as the reservoir is depleted, the outward growth of the depletion zone may be studied in detail. Once the fluid is completely depleted in a section of the reservoir, then it

## An Update of Tectonics and Geothermal Resource Magnitude of the Salton Sea Geothermal Resource

Tsvi Heidav\* and J. R. Howard†

\*Sr. Assoc. Consultant, Woodward Clyde Consultants, San Francisco, CA.  
†4614 Almond Circle, Livermore California 94550

Abstract

We have synthesized geological and geophysical data to determine the tectonics of the Salton Sea Geothermal Field region and to re-evaluate its geothermal resource potential. Based upon the existing data, we believe that the Salton Sea high heat flow zone is above a tectonic gap characterized by a depth to the crust-mantle interface of about 14 km, by extensive faulting, and by a subsidence rate which is much higher at present than the average geological rate. The tectonic gap is bounded by the Wister and Westmorland faults on the east and west respectively and by the transverse discontinuity and a set of en echelon faults to the north and south. Two epochs of magmatism have taken place in the region within the upper Pleistocene. The stored heat energy within the hydrothermal reservoir at a depth range of 1 to 3 km is about  $1.4 \times 10^{20}$  calories which is larger than previous estimates. A large hot dry rock zone must also underly the hydrothermal resource.

Conceptual Model of the SSGF

It is evident that the region of the Salton Sea Geothermal Field ("SSGF") is an active spreading center based upon data from the active volcanoes (Shaffer and White, 1969), rate of subsidence (Loftgren, 1978), heat flow pattern (Randall, 1971; Palmer, 1975), stairstep seismicity pattern (Schnapp and Fuis, 1977; Johnson and Hadley, 1976), predominance of active growth faults at sea (Heidav, 1968) and south of the Sea (Heidav et al., 1976), the rise of a magmatic plution (as evidenced from the magnetic data (Griscom and Maffler, 1971), and general geological data (Elders et al., 1972). We present here an update of the evolution and structure of the SSGF, which is a refinement of the models proposed by Elders et al. (1972) and Carfunkel (1972), and a revised resource assessment. No doubt, the current model will require further refinement as additional data are gathered.

The separation of the Pacific Plate from the American Plate (Atwater, 1970) and its extension through the Gulf of California (Leeser et al., 1971) has created extensional stresses in the mantle and crust below the Imperial Valley. Slight differences in crustal rock composition in the SSGF region, characterized by lower melting point, higher plasticity or higher hydroxyl cation abund-

dance, has caused that area to flow rheologically in response to the stress. In the first stage, block faulting took place. Older granite masses which were adjacent to the Chocolate Mountains subsided and deltaic deposition occurred. This process may have started about four million years ago (Elders et al., 1972) and is continuing at present. With a maximum separation rate of about 8 cm/yr, the average extensional strain rate is about  $10^{-7}$  per year; although, in reality, higher strain rates are calculated for the center of the valley, and lower rates at the margins, based upon Whitten's (1956) and Loegren's (1974, 1978) data.

Gravity Evidence of Crustal Characteristics

Using Biehler's (1964) Bouguer gravity map, Heidav and Rotstein (1968) calculated a two-dimensional SW-NE model of the Imperial Valley (Figure 1, cross section; see Figure 3 for location of cross section). Evaluating Biehler's density-velocity data, Heidav and Rotstein assigned a mean weighted density of  $2.43 \text{ g/cm}^3$  for the

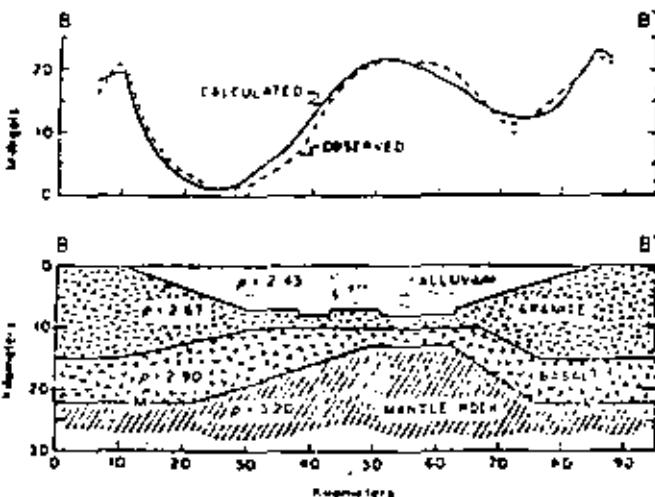


Figure 29. Crustal model of the Imperial Valley based upon gravity data (see Figure 3 for location of section).

Imperial sedimentary section, and an initial depth to basement of 6 km, based upon Biehler's (1964) seismic refraction data. The density for the granite was taken as 2.67, basalt as 2.9, and mantle rock as 3.20. The resultant model (Figure 1)

ANOMALIAS MAGNETOMETRICAS Y GRAVIMETRICAS REGIONALES Y SU  
RELACION CON LA GEOLOGIA DEL AREA GEOTERMICA DE LA  
PRIMAVERA, JAL. (1/2)

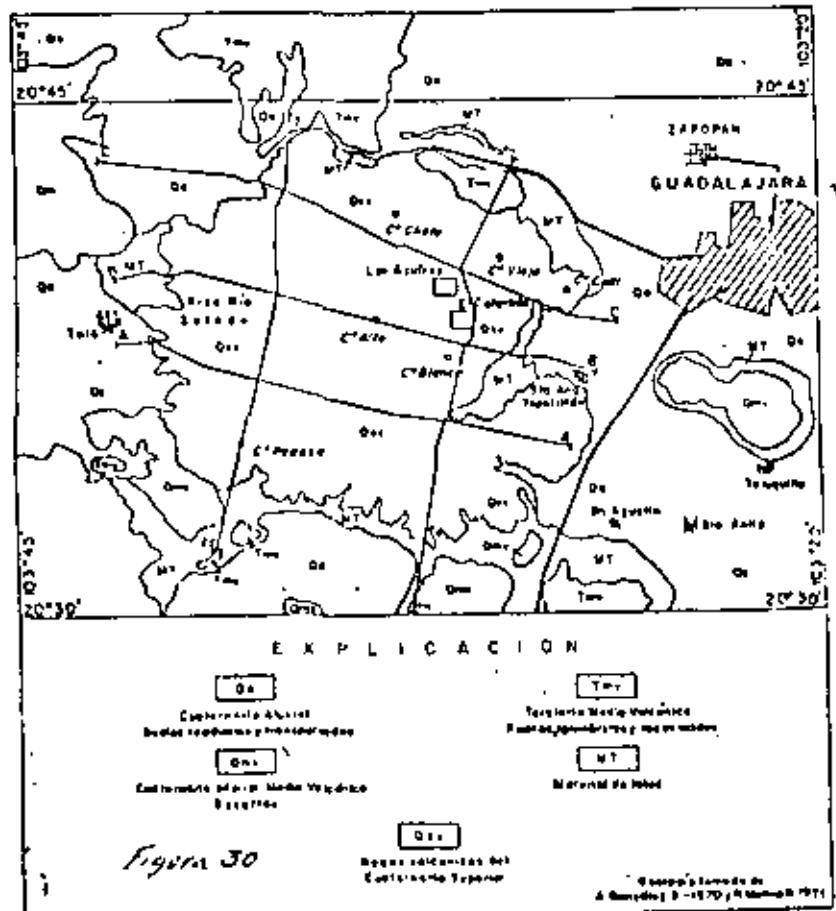
Por los Ing's: Luis del Castillo\*,  
Rafael Marquez  
José Sandoval

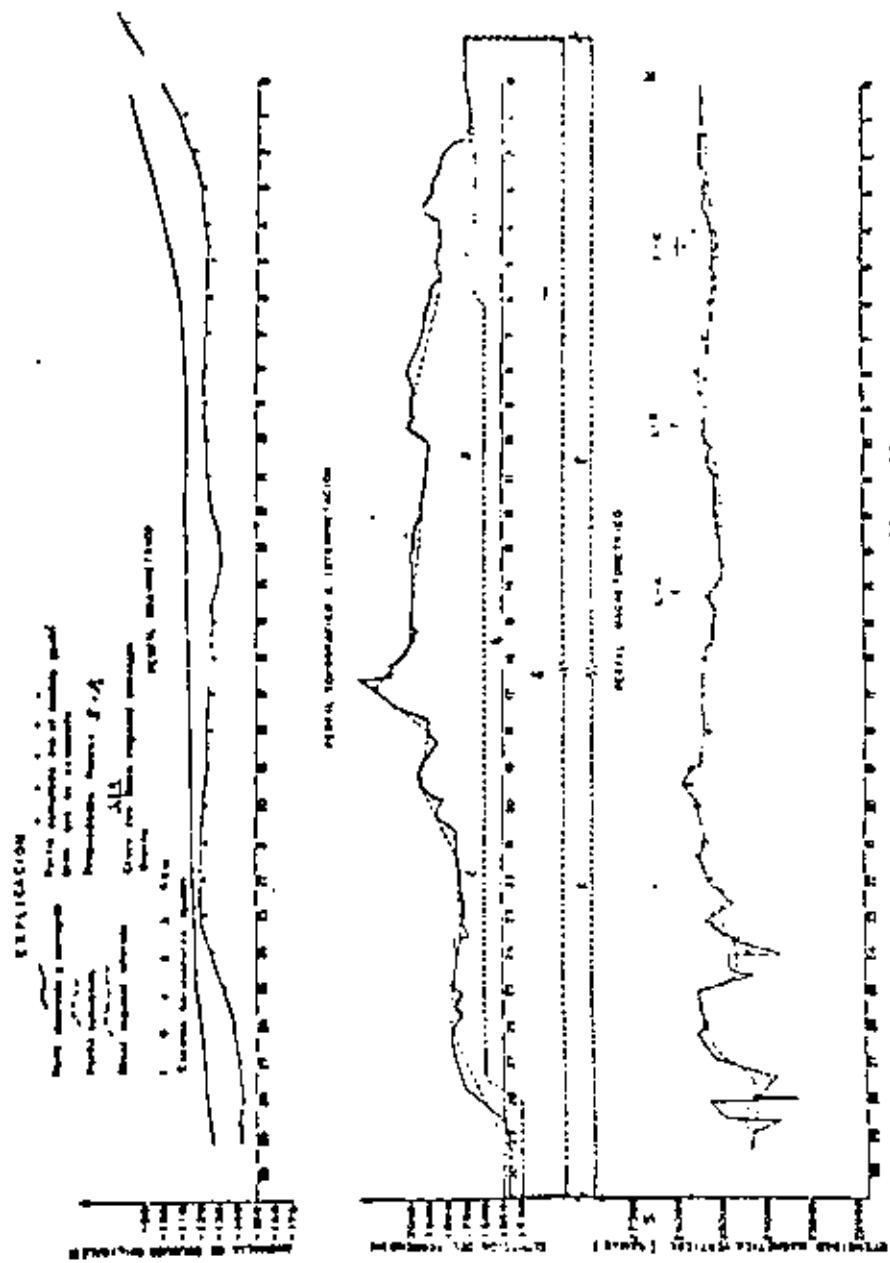
RESUMEN.

En base a investigaciones previas de fotogeología, geología - do campo, geoquímica y geofísica de resistividad se llevaron a cabo investigaciones de reconocimiento magnetométrico y gravimétrico en el área geotérmica de La Primavera, Jal. (5 km al W de la Ciudad de Guadalajara). En este trabajo se han tratado de compaginar algunas ideas sobre la estructura del área estudiada, lo cual se ha correlacionado con alguna información de estudios anteriores sobre zonas volcánicas y geotermales en México.

En la región investigada se distinguen dos fases de tectonismo; este factor influyó enormemente en la estructura geológica predominante. Los modelos bidimensionales obtenidos en la interpretación de los datos geofísicos y geológicos obedecen a la distribución de los sistemas de falla y bloques a nivel regional y local en conexión con el tipo de rocas que se tiene en esta zona. Se discute la importancia de las propiedades físicas y litológicas así como su variación a profundidad en torno a la influencia que puedan tener en el aspecto geotérmico.

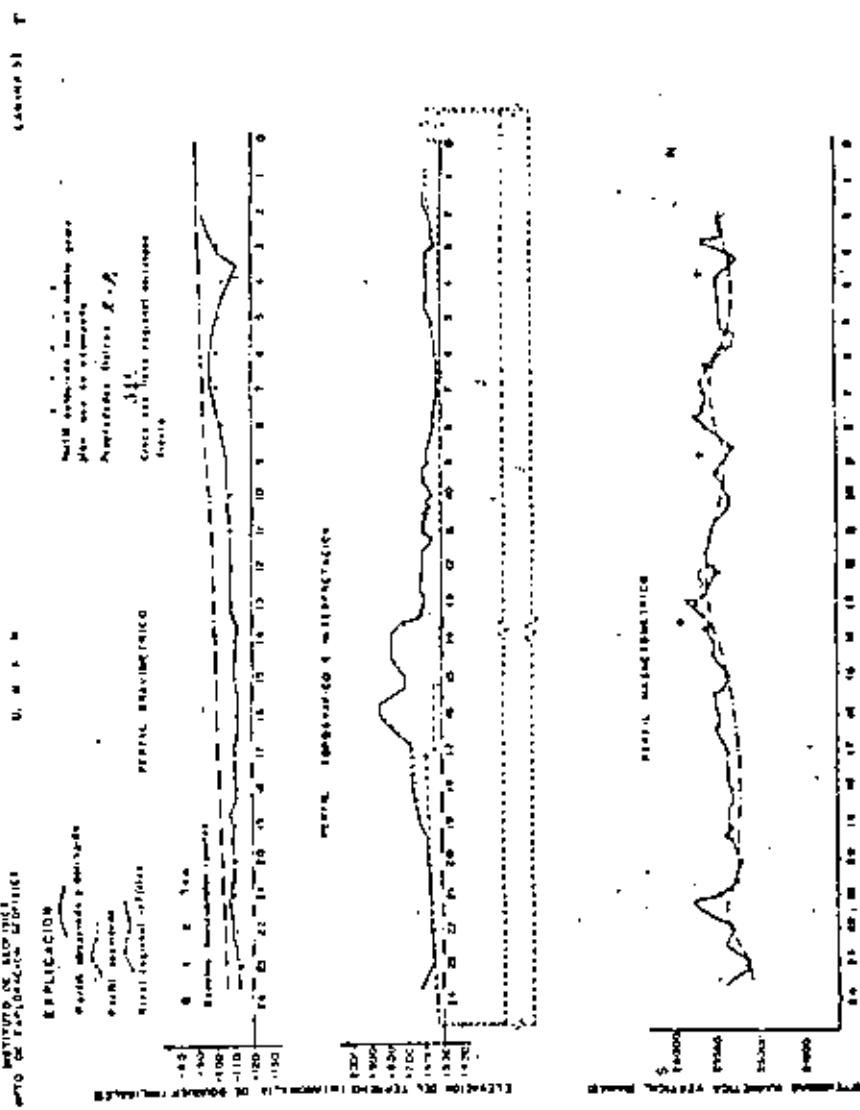
Finalmente, con el objeto de obtener más precisión y confiabilidad en las interpretaciones, se recomienda la integración de estos estudios con los anteriores y con otros de mayor detalle en los que se hace uso de una tecnología más profunda. Ver Figuras 30-32.

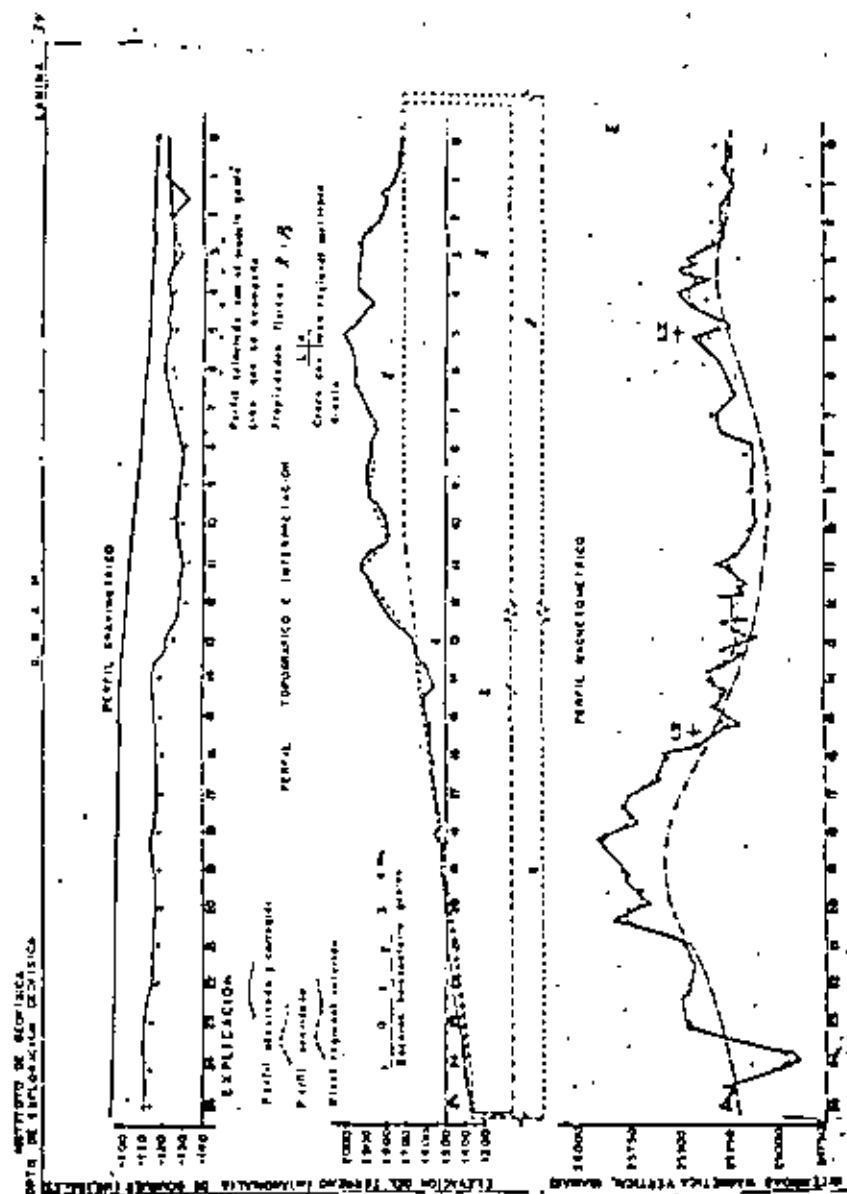
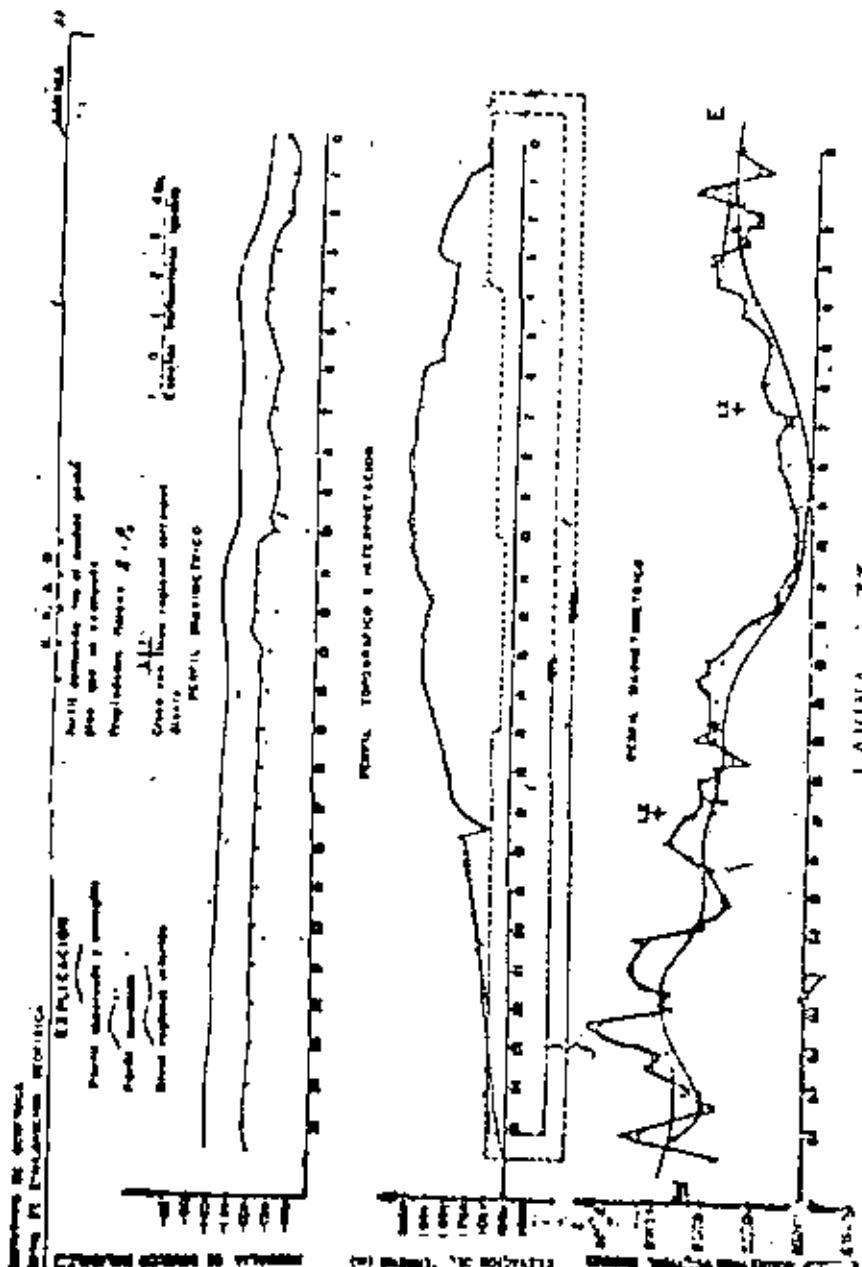


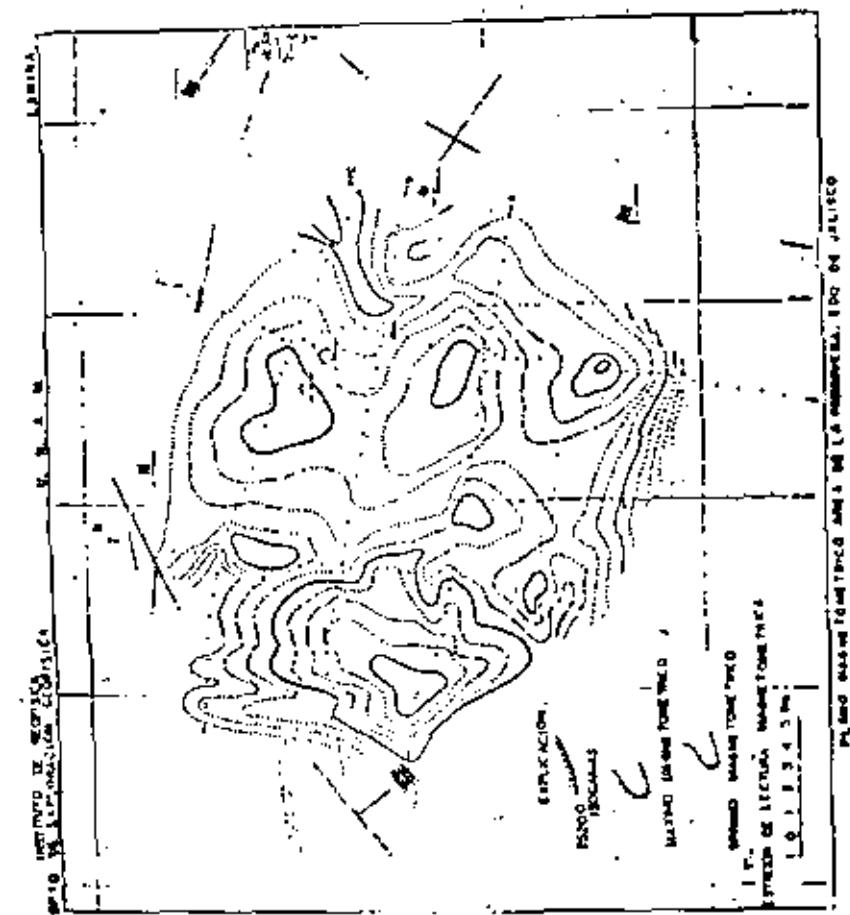
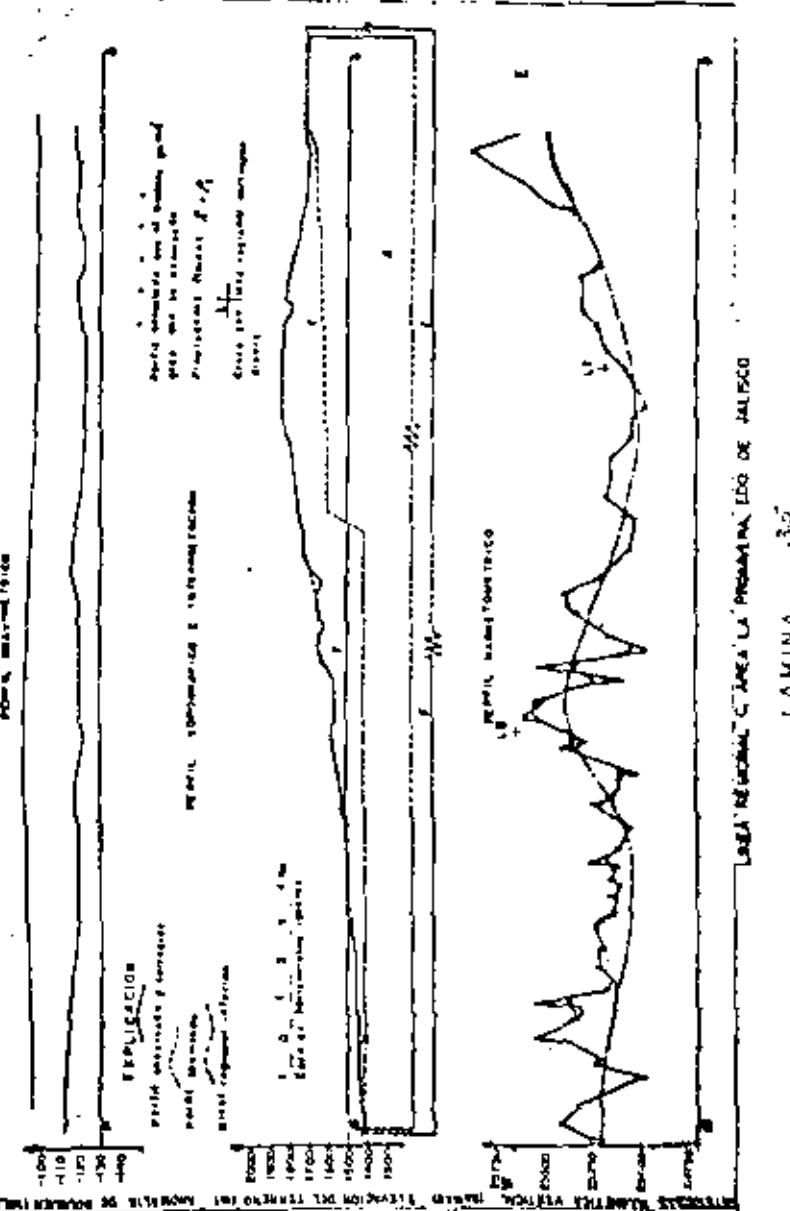


LAMINA 31

LINEA GEOPROFIL 31 AL PUNTO 1, APROX LA PROFUND. 1000 M DE SALAR C.P.







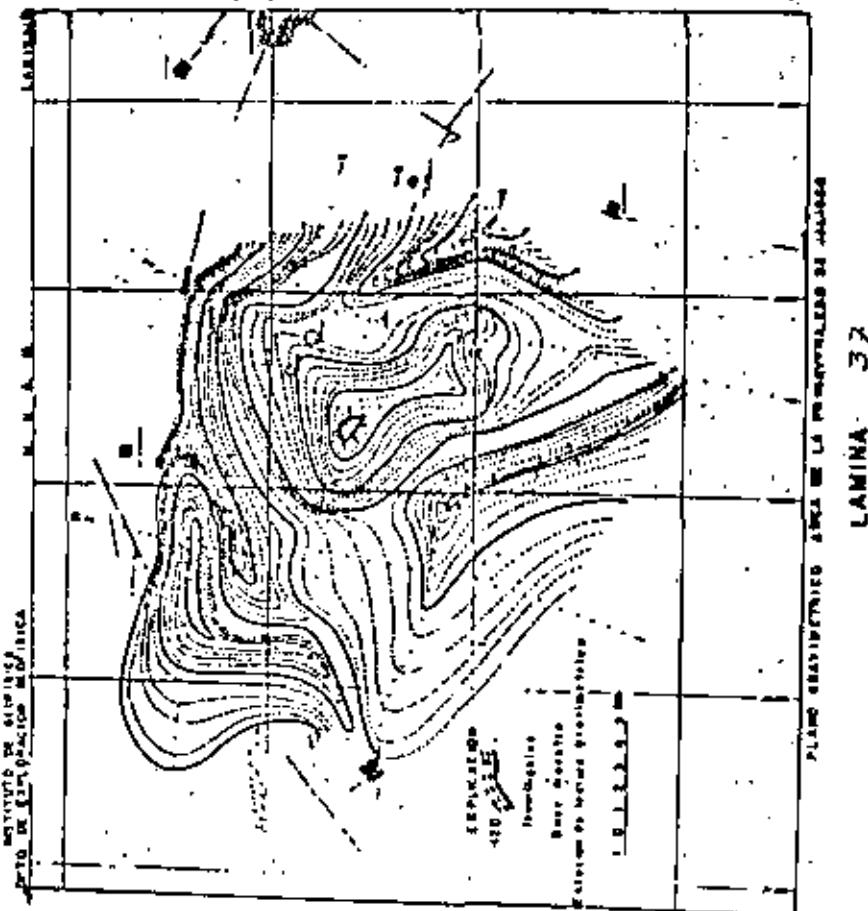


TABLA I.- BASES GRAVIMETRICAS

BASE (No.)	VALOR (mgal)	ELEVACION (m.s.n.m.)	OBSERVACIONES
GBH-1	978250.098		Campamento 1, Rancho Dip. (Tala, Jal.).
1	978229.323(5)	1726.63	Est. O. (Línea C) Col. Las Granjas, Cd. Guadalupe.
2	978211.925	1680.59	Estación 29 (Línea I)
3	978248.528	1593.32	Paraje Zandijuela.
4	978126.041	1997.22	Cruce L-I-O, L-A-7
5	978200.64	1997.22	Base TV-56
6	978193.48 (.504)	1722.46	Base Ocotes (L-I-15)
7	978226.54	1467.95	Base A-72, (Vía F. F. C. C.)
8	978228.43 (.448)	1551.60	Base San Isidro Est-40 A-60 (L-II)
9	978152.30	1900.09	Base L-I-10

TABLA II.- RELACION DE DENSIDADES

$T_s$	Terciario Superior Volcánico. - Se incluyen tobas pumíticas, ignimbritas, vidrios volcánicos.
$T_l$	Terciario Lacustre. - Se incluyen sedimentos lacustres de terrazas y arcillas.
2.2	Densidades $\left[ \frac{\text{gr}}{\text{cm}^3} \right]$ Materíal volcánico Ácido (pómez, vidrios, cenizas y plroclásticos)
2.5	Sedimentos lacustres
2.7	Roca masiva (tobas e ignimbritas)

*LaCoste and Romberg's Auto Stable Platform Gravity Meter installed in the S-61 helicopter.*



## Specifications Airborne Gravity System Components

### Gravity System

The La Coste and Romberg Model S gravity meter consists of a highly over-damped, spring type gravity sensor mounted on a gyro stabilized platform with associated electronics for recording gravity readings on strip chart and magnetic tape records.

This gravity meter has a range without resetting of 12,000 milligals and a static accuracy of better than 0.01 milligals. Readings are recorded to the nearest tenth of a milligal. Tests show errors of no greater than  $\pm 0.25$  milligals even at accelerations of more than 1,000 milligals.

The gravity sensor is mounted on a stabilized platform which is controlled by two servo motors to maintain a stable vertical. Two Honeywell GG 49 gyros, two Donner accelerometers, and two corresponding servos are standard system components of this gravity meter.

In the inertial navigation system these modifications are added: A third GG 49 gyro is fixed to the gravity meter to stabilize the unit in azimuth and to keep it aligned in the north-south direction, thus making the unit a gyrocompass. A third servo is added to provide the necessary azimuth rotation. A crystal-controlled 400 Hz. power supply is used to control the gyro speeds with necessary accuracy. The system is provided with adequate damping in each erection loop to avoid the 84-minute oscillations common to all inertial systems. These oscillations do appear in the computation results and are dealt with at that time.

Magnetic tape records are made of: 1. the precession rates of the three gyros; 2. the two accelerometer outputs; 3. the helicopter's heading obtained from the gyrocompassing property of the system.

### Navigation System

Del Norte's Tripondor is an electronic position system which provides accurate line of sight distance information from a master ground station to one or more remote stations. This is done by measuring the round trip time of RF (Radio Frequency) signals transmitted between the two stations. Each distance displayed is an average of 10 to 100 measurements, which reduces statistical error and increases system accuracy and stability. Each measurement requires only 1 millisecond,

and the indicated average is updated once per second. Remote stations are set up at known locations and the master is placed where it will have an unobstructed view to the remotes. Range/range data is observed at the control/display unit and may be reduced to x-y position by trilateration. In the test the navigation base line was approximately 70 kilometers long with each transponder 100 feet above ground on towers.

### Altimetry System

The altimetry system used is a combination of a precise pressure sensor and a highly accurate laser distance measuring device. The pressure sensor was designed for precise measurements of the static pressure position of an aircraft and is used in this system as a narrow range altimeter. The laser system provides absolute reference altitudes using the reflection of its coherent light from the ground surface.

The helicopter is flown over reference points to zero the pressure altimeter at a known altitude above Mean Sea Level reading. Vertical accelerations to apply to the gravity measurements are computed from the measured deviations of the pressure altimeter from this isobaric surface. Ground tests of the laser altimeter show an accuracy of .15 meter in 1550 meters. The pressure altimeter is calibrated to repeat to  $\pm 7.5$  centimeters over a 50 meter range.

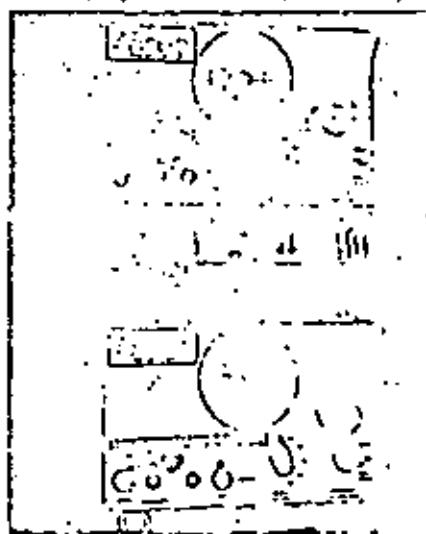
In flight the combined system gives absolute control to better than 25 centimeters as demonstrated by flying over the calm water surfaces of the Chesapeake Bay and Delaware River.

### Data Acquisition and Monitoring

All data is monitored in flight by analogue strip chart recorders with common time events. Simultaneously signals are digitized and sampled at a ten second sampling interval and put onto tape and into a printer.

The digital system used, provided with the gravity meter, is the Monitor Labs data logger mated to a Digi Data incremental tape deck. During each flight line all information is also printed on paper tape to insure that data is being collected. Analogue strip chart recorders continuously monitor all important signal parameters.

*Pressure Altimeters with pressure bar connection leading to probe mounted outside the helicopter.*



*LaCoste and Romberg Control Console at Monitor Labs data logger/Digi Data incremental tape deck for data acquisition and monitoring.*

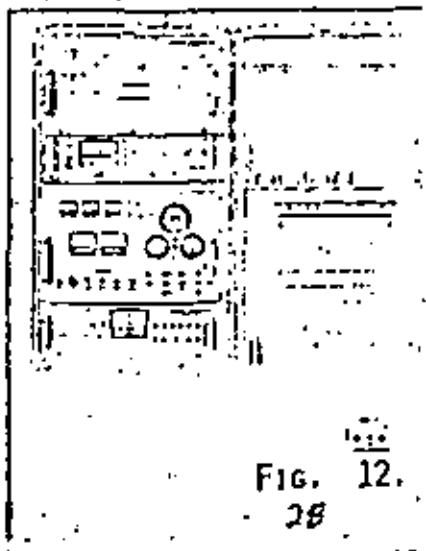
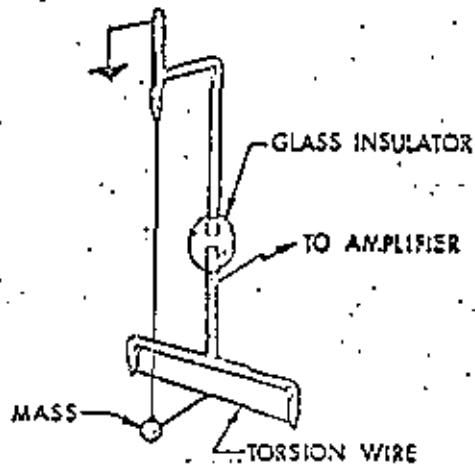
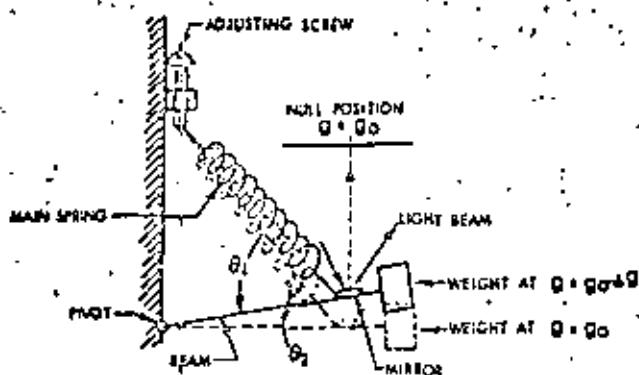


FIG. 12.  
28

Principio de la Fibra Vibrante del gravímetro de Peso HUMBLE.



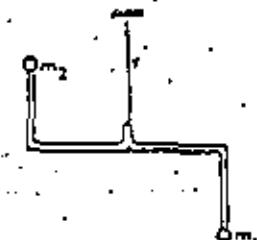
Mide la frecuencia de vibración de la fibra de la cual esta suspendida una masa, cuando la fuerza de gravedad cambia, cambia la frecuencia de vibración. La aproximación de las lecturas informan que es de diez microgáles.



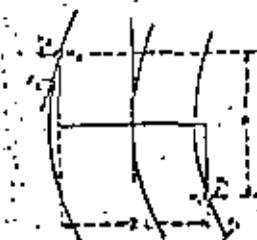
Cuando el peso de la barra se desequilibra de la posición cero por los cambios de  $g$ , el resorte de longitud cero del gravímetro La Coste contra resta el desplazamiento, por lo tanto cualquier alargamiento del resorte causado por un incremento en  $g$  es proporcional al incremento mismo. La aproximación de lectura es de tres microgáles, durante la corrida del gravímetro en el poto

13b.  
FIG. 13 29

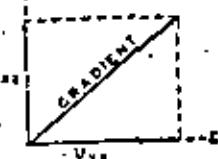
a).- Balanza de Torsión de forma I.



b).- Balanza de Torsión en un campo de gravedad distorsionado.



c).- Componentes del gradiente horizontal de  $G$ .



d).- Representación de las cantidades que definen la curvatura de las superficies equipotenciales.

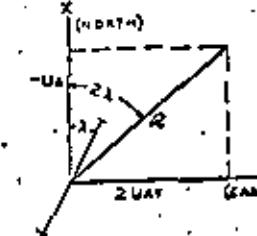


Fig. 14

# Borehole, shipboard gravity meters' accuracy improved

## 15-second summary

Recent improvements in shipboard gravity meters have made them useful in detailed oil exploration at sea and compatible for use with other methods of exploration. Accuracy is now appreciably better than one milligal. Similar recent improvements in borehole gravity meters indicate their potential usefulness in both oil exploration and oil exploitation.

Dr. Lucien J. B. LeCoste,  
Vice President, La Coste and  
Rosenberg, Inc., Austin, Texas

RECENTLY, THERE HAVE BEEN two significant developments in gravity meters. One was the improvement in accuracy of the borehole gravity meter by more than an order of magnitude; the second was a similar improvement in the accuracy of the shipboard gravity meter.

It is still too early to assess the commercial significance of the improvement in the borehole gravity meter, but initial results indicate it will be of great value both in oil exploration and oil exploitation.

Commercial value of the improvement in the shipboard gravity meter has already been shown, but its ultimate potential is probably greater than is yet realized.

### THE BOREHOLE GRAVITY METER

Serious problems are involved in making a borehole gravity meter. Obviously, the gravity meter must have a small diameter and must be capable of being tilted several degrees to be used. It must also withstand the temperatures in boreholes and be insensitive to large changes in temperature. This insensitivity to temperature change is particularly difficult to accomplish because there is

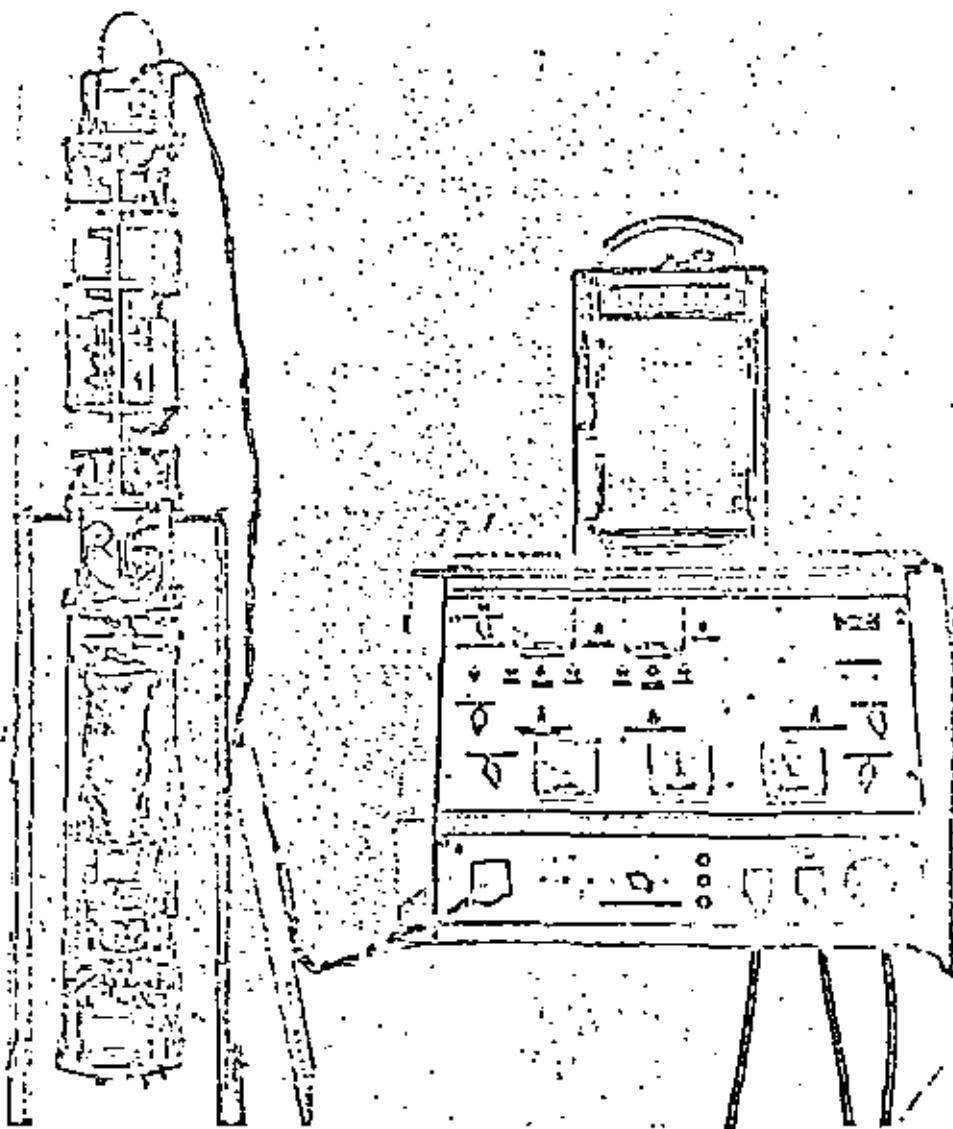


FIG. 1—Borehole gravity meter.

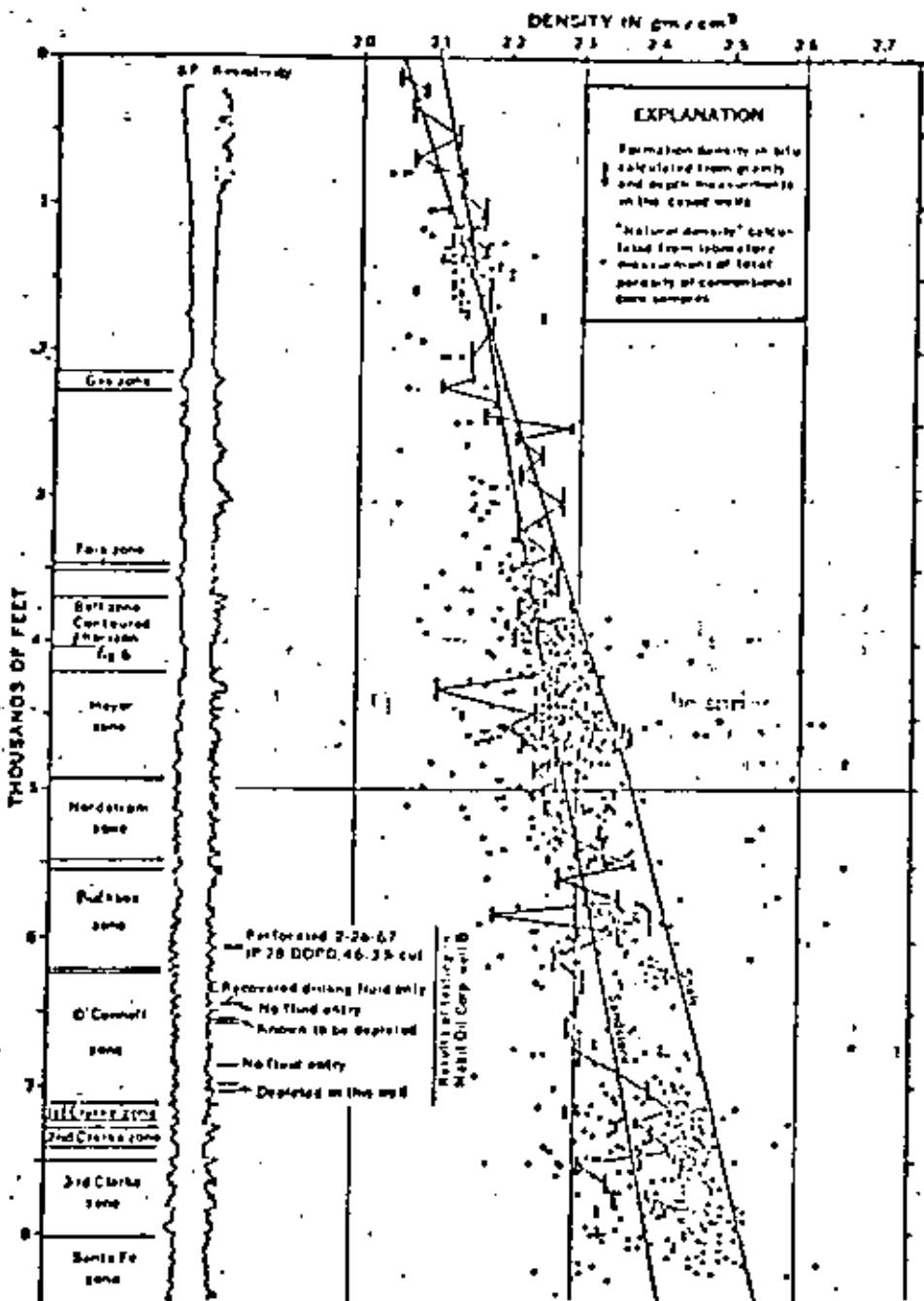


FIG. 2—Formation densities calculated from gravity and depth measurements in the Mobil Oil Corp. Well A compared with "natural densities" calculated from laboratory measurements of samples of conventional cores from many structurally tight field wells in Santa Fe Springs oil field. (Reprinted from Society of Professional Well Log Analysts.)

little space for using insulating material to control temperature gradients.

Such problems have made the development of borehole gravity meters expensive, and it has not been clear that the expense would be justified commercially for several reasons. It does not appear feasible to make a continuous reading borehole gravity meter because there would be too great a sacrifice in accuracy. Having to stop the gravity meter for each reading not only slows the survey but also makes the gravity meter incompatible for use with other downhole devices. Consequently, borehole grav-

ity surveys are more expensive than many other downhole surveys, and the gravity data obtained must be important enough to warrant the cost.

**Two types of meters.** Despite these problems and uncertainties, two different types of borehole gravity meters have recently been developed that have shown accuracies of about 0.01 milligal, which is more than an order of magnitude better than was previously obtainable.

One gravity meter is a vibrating string type of instrument; the other is a spring type gravity meter.

In the former, the string supports the mass whose weight is determined by gravity; the frequency of vibration of the string is the measure of gravity.

In the spring type, the weight is highly damped to take care of any seismic motion that might be present. The high damping might be unnecessary, but presents no problems. A photograph of a spring type of borehole gravity meter is shown in Fig. 1.

Neither type of instrument is yet available generally to the oil industry, but one or both will be shortly.

The presently available specifications are as follows: the vibrating string type has a tool outside diameter of 4 inches, a maximum operating temperature of 257° F., tolerates a hole deviation from vertical of 4 degrees, and has a reading time of 20 minutes.

The first unit of the spring type has a tool outside diameter of about 6 inches, a maximum operating temperature of 218° F., will tolerate a hole deviation of 7.7 degrees, and can be read in 5 to 10 minutes.

The second unit of the spring type is nearing completion; it will have a tool diameter of 5.5 inches, a maximum operating temperature of 231° F., and will tolerate a hole deviation of at least 9 degrees. Present limits should be considered as compromises to limit development costs. The specifications can certainly be improved if the commercial demand is as great as expected.

**Uses for borehole meter.** Although it is still too early to estimate the value of borehole gravity data to the oil industry, there have been several theoretical studies made on possible applications. Some experimental results indicate great potential.

In 1950 Neal Smith made a study of possible uses of borehole gravity data. He pointed out that the data could aid in:

- Understanding borehole geology
- Interpreting surface gravity surveys
- Interpreting seismic surveys.

In particular, he showed how shallow hole data could be used to compute reliable elevation correction factors for surface gravity surveys. He also pointed out how borehole gravity data could be used to establish a depth-density function on a regional basis to serve as a background against

which to interpret local surface gravity anomalies.

More recently, Thane McCulloh (1966, 1967, 1968) has considered the possibility of using borehole gravity data for oil exploitation as well as for oil exploration, in the light of the recently available order of magnitude increase in accuracy.

McCulloh notes that the gravity meter is the only downhole instrument that measures density directly rather than as a result of some other measurement. He therefore argues that an important use of borehole gravity data is to give a reliable absolute calibration to the other methods.

He also points out that a borehole gravity meter samples densities over volumes 10 times or more larger than the volumes sampled by the gamma-gamma method and at least four times larger than the volumes sampled by the acoustic velocity method. This means that densities determined from gravity data are almost independent of borehole effects, and that a borehole gravity meter is the only device that can determine densities in cased wells.

McCulloh also points out that the volume over which a borehole gravity meter samples density can be controlled within limits by the vertical distance between gravity readings.

**Field results.** To test the preceding (and other) theoretical considerations, McCulloh (1968) operated for the U. S. Geological Survey a borehole gravity meter in seven wells in producing fields in southern California and in four holes of the Atomic Energy Commission in Nevada.

His field procedures are described in his articles; he took extreme precautions in such things as measuring depth accurately. In his 1968 article, he compares his gravimetrically determined densities for a well in Santa Fe Springs with densities which he had previously determined from approximately 2,000 core samples in and around the Santa Fe Springs field. His results are shown in Fig. 2: The agreement appears to be good.

In his previously referenced articles, McCulloh contends that borehole gravity meter accuracy is now adequate, when used with other borehole data, to determine—in some cases—whether the pore fluid is water, oil or gas. This is one of the bases of his contention that the borehole gravity meter

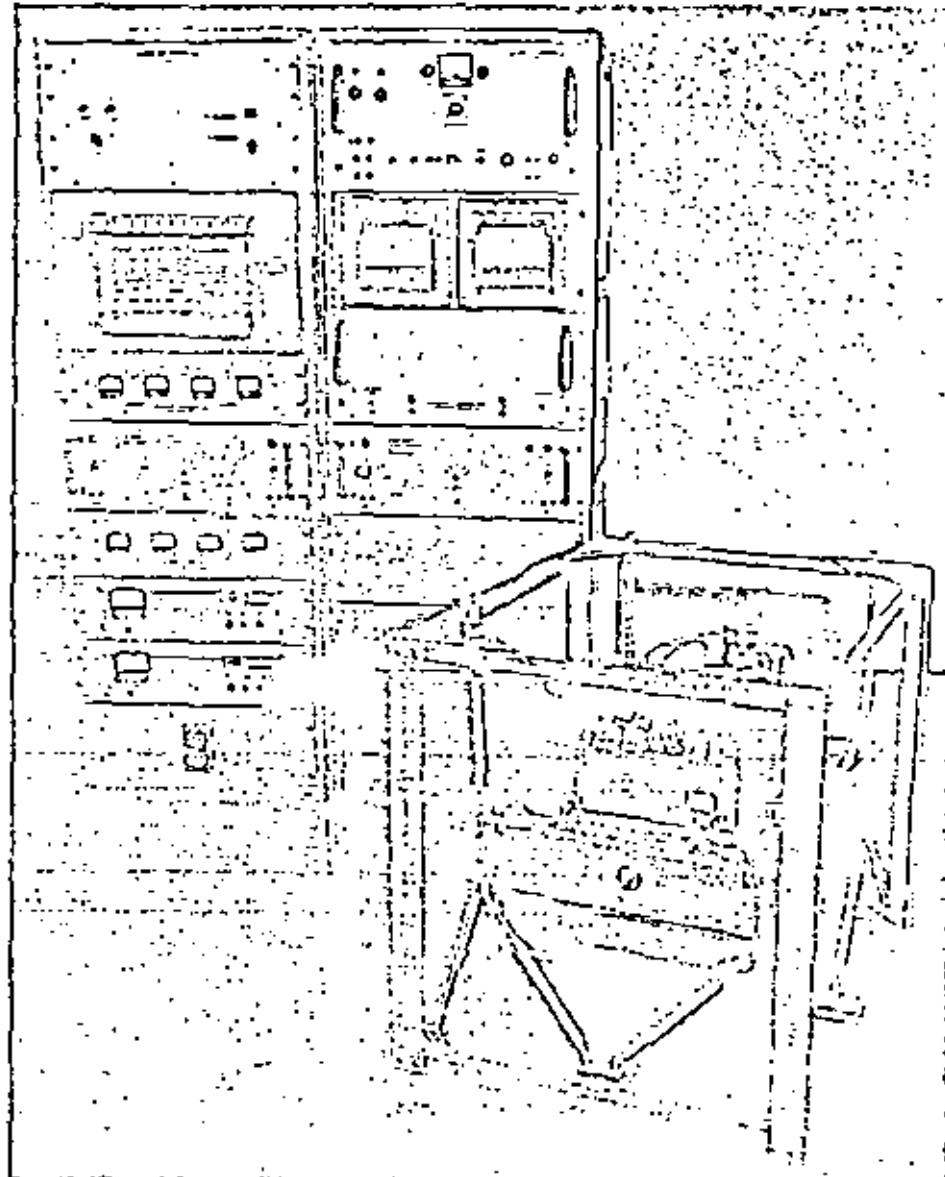


FIG. 3—Stabilized platform shipboard gravity meter.

will be useful in oil exploitation, or reservoir engineering.

Although the possibility of being able to determine the nature of pore fluid is seldom considered seriously, McCulloh has had some success in doing so. Data in Fig. 2 are for a well near one which had been idle for a year but which was about to be recompleted. On the basis of the data on Fig. 2, perforation at about 6,050 feet was recommended. As noted in Fig. 2, the well was first perforated at three other places but produced no new oil. It was then perforated at the recommended depth, and it has since produced 14,000 barrels of oil in 10 months. Whether this initial success is followed by others, there is no question that density determinations by gravity meters will have other applications in reservoir engineering.

#### THE SHIPBOARD GRAVITY METER

Gravity was first measured on a surface ship about 10 years ago. Since

that time, improvements in accuracy and reliability have been gradual until nearly three years ago when accuracy was improved by an order of magnitude.

Before this breakthrough, the shipboard gravity meter was used to a limited extent in oil exploration, mostly for regional information as discussed by L. L. Nettleton (1964). Since the breakthrough, at least eight shipboard gravity meters have been put into operation for oil exploitation. Anomalies of well under 1 milligal can now be detected.

The breakthrough was accomplished by locating the various sources of error and reducing them to negligible amounts; considerable redesign of the gravity meter was required. Major changes were:

- A gyro-stabilized platform was used to keep the gravity meter level.

- Parameters of the stabilized platform were adjusted to minimize grav-

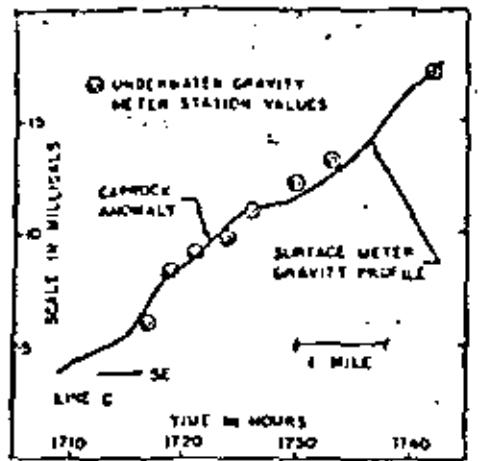


FIG. 4.—Example of surface ship gravity meter profile. Average deviation with underwater gravity meter control is 0.5 mgal. (Courtesy GAI-GMX Division of EG&G International, Inc.)

ity meter errors caused by horizontal accelerations.

- Gravity meter suspension was modified to restrict motion of the weight more nearly to one degree of freedom to reduce the effects of horizontal accelerations on the gravity meter.

- Gravity meter response was made more linear, to reduce errors caused by rectification of vertical accelerations. As explained by Nettleton (1964), vertical accelerations due to wave motion must be considered as noise, and their effects can be filtered out if the gravity meter is perfectly linear. If not, there is a rectification effect just as in an electronic detector.

- "Cross-coupling" effects caused by the interactions of horizontal and vertical accelerations on the gravity

meter were studied, and means for adequately reducing or compensating for them were worked out.

**Versatile and trouble-free.** When the preceding changes were made in the shipboard gravity meter, it was found that the improvement was not limited to an order of magnitude increase in accuracy.

In addition, the new model was capable of operating in a sea of almost any roughness and its operation was very trouble-free. It is now feasible to operate a shipboard gravity meter in any sea that permits seismic operation. This makes the two methods compatible.

Fig. 3 is a photograph of a recent stabilized platform shipboard gravity meter. In the instrument shown, the gravity meter element is a highly over-damped spring type of gravity meter as described by Nettleton (1964) and LaCoste (1967). The high damping limits the motion of the movable mass caused by ship accelerations. The high damping also produces a gravity meter output that is proportional to the integral of gravity rather than to gravity. A study of the system shows that the higher the damping, the more accurately the instrument responds to the integral of gravity and the faster its response becomes.

The gravity meter of Fig. 3 has a time constant of 1/1,000th of a second, which is much shorter than is needed in any present gravity meter application.

Use of an output proportional to

the integral of gravity has another important advantage: the integral has much less high frequency noise (ship acceleration effects) than an output proportional to gravity.

The reduced noise simplifies recording and filtering. The integral is normally filtered before it is differentiated to obtain averaged values of gravity. Either analog or digital filtering can be used. At present a multi-stage analog filter is used to remove ship accelerations. Digital filtering is preferable in any further data processing.

Different techniques of data processing would probably be necessary for other types of shipboard gravity meters such as for the vibrating string type and for the force-balance type, in which a fast acting servo controls the current in a conductor in a magnetic field to balance the force of gravity.

**Usable results.** The accuracy obtainable with shipboard gravity meters is indicated in Figs. 4 and 5. Data for these figures were obtained by T. R. LaFehr and L. L. Nettleton (1967) on the first of the improved shipboard gravity meters from unpublished data furnished by Geophysical Associates International. Tests were made over the San Luis Pass salt dome in the Gulf of Mexico, where an accurate underwater gravity survey had previously been made and which served as a reference. Fig. 4 is a profile over the salt dome and shows the effect of the proven caprock anomaly, which is only about a half milligal. Fig. 5 is the cumulative error curve for the first test; it shows probable errors of less than 1 milligal for both 2 and 10-minute averages of the data. It should be noted that the errors include navigational errors as well as gravity meter errors.

**Navigational problems.** Nettleton (1964) showed how navigational errors can affect the accuracy of a survey. A gravity meter moving over the surface of the earth will generally experience a different centripetal acceleration from one standing still.

Because of the rotation of the earth, there is a 6-milligal difference for a 1 mph east-west speed difference at a 50° latitude. Accordingly, ship speed must be measured to about 1/6 mph to achieve a 1 milligal accuracy. This makes it necessary to use the best electronic navigation systems, and even with them the navigational errors gen-

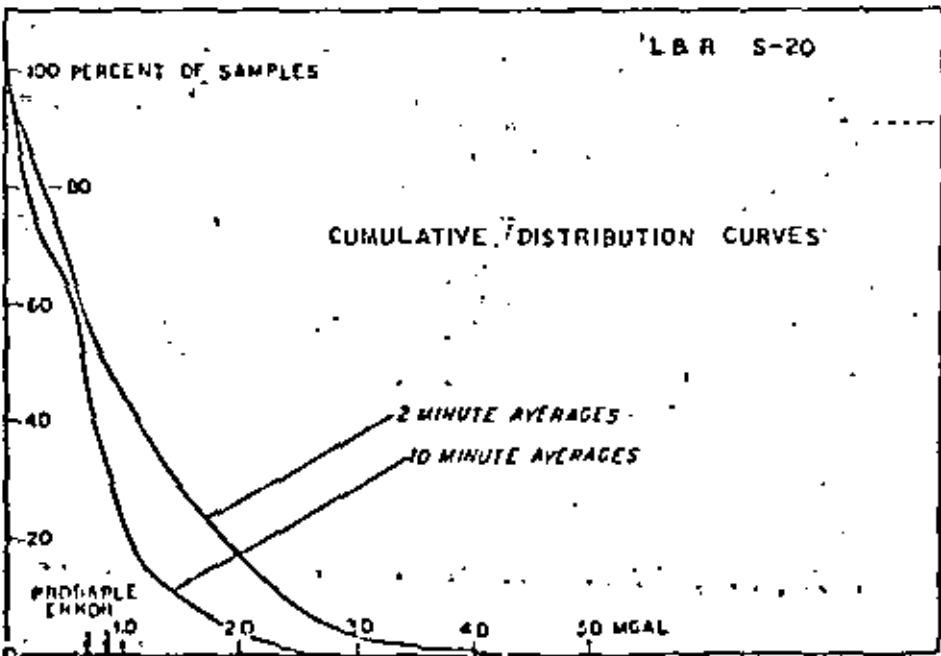


FIG. 5—Cumulative distribution curves for 2- and 10-minute averages of shipboard gravity data. (Reprinted from Geophysics, Vol. 32, p. 137, 1967).

erally exceed the gravity meter errors. One indication that navigational errors exceed gravity meter errors is that corrections made for ship speed are much more erratic than uncorrected gravity readings. Since true gravity is smooth, the erratic variations must be considered as errors.

Another indication of the size of navigational errors can be obtained from a study of the relative smoothness of east-west and north-south lines made with a shipboard gravity meter. The north-south lines are generally more erratic. Since it is the east-west speed of the ship that affects the gravity reading, it appears that the variations in ship's heading are the cause of the erratic north-south lines.

**Shipboard survey.** To get an idea of the gravity meter accuracy apart from navigational errors, LaFehr and Neffleton operated two recent shipboard gravity meters on the same ship.

The mean random scatter between the two instruments was found to be 0.3 milligals. On the other hand, a comparison of observed gravity values at line intersections gave errors about twice that large as shown in Fig. 6. However, it was possible to make corrections for navigational errors by checking water depths at line intersections. After this intersection location editing, the mean random scatter was found to be only 0.3 milligals, as shown in Fig. 6.

Several methods can improve navigational accuracy. Gyro compasses and Pilot speed indicators provide dead reckoning information. Inertial navigation will probably help considerably, but present inertial systems are expensive. Satellite navigation will help over long time periods, but will not eliminate errors occurring over periods of a few minutes.

The shipboard gravity meter is obviously capable of being operated in various vehicles such as submarines, towed fish, helicopters, airplanes. All of these vehicles probably furnish a more stable support for the gravity meter than a surface ship, but the accuracy and tolerance of motion of the shipboard gravity meter have been so greatly improved recently that this advantage has almost vanished.

Accuracy of navigation is now the important factor. A submarine does have the advantage of being able to operate closer to the anomaly. Also, a submarine might be able to better determine its east-west speed by making

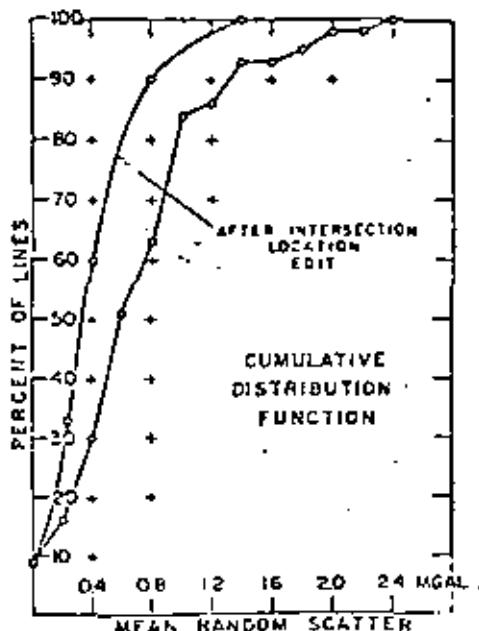


FIG. 6—Cumulative distribution curves for deviations between two shipboard gravity meters on the same ship. Rms deviation is 0.3 milligals. (Data courtesy Gai-GiX Division of EG&G International, Inc.)

use of the bottom of the ocean either visually or with doppler sonar. A submarine is quiet enough that a shipboard gravity meter mounted in it should give an accuracy better than 1/10th milligal.

A disadvantage in operating in a submarine is that corrections for water depth are more critical to errors in depth measurement in such an opera-



About the author  
Lucien J. B. LaCOSTE is vice president of LaCoste and Romberg, Inc. A native of San Antonio, Texas, he received his B. S. degree in E. E. in 1951 and his M. A. and Ph. D. degrees in

physics in 1953, all from The University of Texas. He was a research fellow at the California Institute of Technology from 1953-1955 and an instructor and assistant professor in physics at The University of Texas from 1955-1959. Since 1959 he has been a partner in LaCoste and Romberg and vice president of LaCoste and Romberg, Inc. In 1952 he was a staff member at the Radiation Laboratory at Massachusetts Institute of Technology. From 1942-1945 he was director of the War Research Laboratories at The University of Texas. Since 1945 he has devoted full time at LaCoste and Romberg, Inc., to the design of gravity meters including land, underwater, submarine, surface ship, airplane, earth-tide, and borehole types. He received the 1967 Kaufman Award.

tion than they are for operation on a surface ship. A second disadvantage is the high cost of operating a submarine. The towed fish appears to have all the disadvantages of the submarine but not all the advantages.

Operation in an airplane will probably be useful in geodetic work or possibly in searching for very large anomalies. However, the high airplane speed and the need for averaging gravity readings make it impossible at present to obtain the detail necessary for oil exploration.

**Helicopter results.** On the other hand, there is promise for operating shipboard gravity meters in helicopters. W. Gunter of the U. S. Army Map Service has made tests in which the accuracy is as good as for shipboard work, at least for hovering.

Additional Army Map Service helicopter tests were scheduled to begin in October. The tests were intended to evaluate performance for hovering at various altitudes and for operation in flight. Altitude will be determined from laser altimeters and from very sensitive barometers. The Army Map Service expects to make similar tests in hovercraft and in blimps.

Operation of a shipboard gravity meter in a hovering helicopter or hovercraft is almost certainly technically feasible for oil exploration, but might not be competitive with other methods.

If the helicopter can be landed, it would be preferable to take readings with a land gravity meter.

If the helicopter cannot be landed, it is possible to get readings with a remote controlled gravity meter (underwater type) lowered from the hovering helicopter. This method is being experimented with, and has been shown to be technically feasible.

#### BIBLIOGRAPHY

- Smith, N. J., "The Case for Gravity Data from Boreholes," *Geophysics*, Vol. 15, 1950, pp. 161-164.
- McCollum, Thane H., "The Promise of Precise Borehole Gravity in Petroleum Exploration and Exploitation," *Geological Survey Circular*, Vol. 100.
- McCollum, Thane H., et al., "The U. S. Geological Survey-LaCoste and Romberg Precise Borehole Gravimeter System—Instrumentation and Support Equipment," *U. S. Geological Survey Professional Paper* 573-D, 1972-1973.
- McCollum, Thane H., Knudie, J. K., and Schellhardt, J. E., "Apparatus and Gravity Measurements in Wells for Problems in Petroleum Exploration," *Transactions of Professional Well Log Analysts*, no. 19, 1974.
- Neffleton, L. L., "Here Are Test Results of Gravity Measurements in the Air and at Sea," *World Oil*, Feb. 1, 1964, pp. 21-23.
- LaCoste, Lucien, J. B., "Measurement of Gravity at Sea and in the Air," *Review of Geophysics*, Vol. 3, November 1965, pp. 477-525.
- LaFehr, T. R., and Neffleton, L. L., "Quantitative Evaluation of a Standard Platform Shipboard Gravity Meter," *Geophysics*, Vol. 32, February 1967, pp. 110-114.

## > LEVANTAMIENTOS GRAVIMETRICOS EN LA EXPLORACION GEOFISICA

### 5.1 CLASES PRINCIPALES DE LEVANTAMIENTOS

POR: Ing. Fidencio Romero Martínez

Los levantamientos gravimétricos que se efectúan con fines de exploración del subsuelo son de tipo regional, semidetalle y detalle. Los levantamientos Regionales se hacen a lo largo de carreteras y terracerías que se localizan en el área de estudio. En consecuencia con este tipo de trabajos se dejan grandes áreas sin observar por lo que los resultados obtenidos son de escaso valor, no obstante que la separación entre los puntos de observación sea mínima a lo largo de dichas vías de acceso, porque ese mínimo no es el mismo en otras direcciones, ó sea que se tiene la variación del campo gravitacional en una dirección, pero no en otras.

Los levantamientos de semidetalle se efectúan a lo largo de carreteras, terracerías, veredas y brechas, tratando siempre de cubrir el área de estudio lo más uniformemente posible con una malla de polígonos de 3X3 ó 4X4 kilómetros. Esto es lo que Teóricamente se proyectaría pero al llevar a cabo la operación de campo surgen varios factores que en gran parte determinan la magnitud de dichos polígonos, entre dichos factores se puede mencionar la topografía, la vegetación, los pantanos, los ríos, el desierto, las vías de acceso etc. Son los más comúnmente usados exploración petrolera.

Los levantamientos de detalle se realizan en zonas locales donde se bosquejan anomalías de interés y no han sido definidas por el trabajo de semidetalle, además que no se tenga ningún otro tipo de información que pueda utilizarse para definirlas. Regularmente se forman polígonos de 2X2 kilómetros donde el terreno lo permite en el caso de exploración petrolera. Este tipo de levantamientos es más comúnmente usado en exploración minera donde el área de estudio se cubre con una malla regular cuyo espaciado varía entre 20 y 50 metros.

### 5.2 REQUERIMIENTOS TOPOGRAFICOS, POSICION Y ELEVACION

En la exploración gravimétrica es muy importante tener un control topográfico de la mejor calidad. De los gastos de operación de campo de una brigada gravimétrica la mayor parte las absorben los trabajos topográficos. El método de levantamiento topográfico y su costo dependerá de la facilidad de transportación la calidad de los mapas y de los vértices de triangulación existentes, así como también de la exactitud deseada en el trabajo gravimétrico.

Para llevar a cabo un levantamiento gravimétrico es necesario primeramente adquirir los planos y localizar los vértices de triangulación existentes del área de estudio. Los vértices son los puntos de apoyo planimétrico (posición) que se toman para situar los puntos de observación a lo largo de las líneas. Los planos son de gran utilidad para localizar las vías de acceso y programar las líneas de trabajo a lo largo de las cuales se sitúan los puntos a equidistancias de 500 metros en el caso de exploración petrolera además se localizan los principales poblados y rancherías existentes en el área, como también los accidentes topográficos.

Los levantamientos de campo normalmente se hacen con plancheta escala 1:10 000 y en el gabinete se hacen las reducciones y acoplamientos a escala 1:50,000 para pasarlo a los planos donde se lleva el control de dichos levantamientos.

La operación de campo se puede llevar a cabo de varias maneras aquí mencionaremos las que más frecuentemente se usan en la práctica, una vez que se tiene localizada en el área y las vías de acceso, se deciden los polígonos de control en que se va a dividir el área, hecho esto de procede a realizar el trabajo en una de las maneras siguientes:

- 1) Se hace el levantamiento en uno de los polígonos de control y en seguida se detalla y una vez que ha quedado totalmente detallado se levanta otro polígono de control y se detalla

Y así sucesivamente se continúa hasta cubrir el área totalmente.

2) se hace el levantamiento del perímetro del área en seguda se levantan las líneas que limitan los polígonos de control y finalmente se inicia el detalle de cada uno de los polígonos de control que cubren el área de estudio. Cada uno de estos procedimientos involucra aspectos positivos y negativos.

Como sabemos que la gravedad varía con la latitud esto - implica que la posición de las estaciones en la dirección Norte-Sur sea suficientemente exacta. Ya que si se requiere una precisión de 0.01 mgal entonces la distancia relativa Norte-Sur debe ser determinada con un error no mayor de 10 metros, esto es una latitud de  $45^{\circ}$ .

Concluyendo diremos que la posición relativa de los puntos de observación es necesaria para hacer la corrección por latitud, y para mapear los resultados finales.

Otros de los datos que es necesario adquirir para realizar el trabajo son los puntos de control altimétrico (elevación) en cerca del área de estudio, normalmente son bancos de nivel situados por dependencias que se dedican a la cartografía como DRTENAL u otras compañías. Las cotas de dichos bancos son las que se utilizan como apoyo para dar la elevación a los puntos de observación situados a lo largo de las líneas.

En la práctica los polígonos de control o principales se hacen a doble nivelación, con niveles fijos montados con el fin de llevar un control del trabajo e ir corrigiendo los errores sobre el desarrollo del trabajo, además para que el cierre de dichos polígonos quede dentro de la tolerancia requerida de  $\pm 0.30$  m. ó  $4\sqrt{K}$  para este tipo de trabajos, las líneas de detalle ó secundarias se hacen a nivelación sencilla, para las que se da una tolerancia de  $6\sqrt{K}$  donde K= número de kilómetros nivelados. El control de estos trabajos se lleva en el gabinete mediante el dibujo

de planos de " polígonos de nivel " escala 1:50,000.

Es evidente que como el gradiente vertical de la gravedad es :  $\frac{dg}{dr} = -0.1086 \text{ mgal/m}$

ó sea es la variación de la gravedad con respecto a la elevación, de aquí se puede ver que si se desea en los resultados finales una precisión de 0.01 mgal ó 0.1 u.g. entonces la elevación de cada uno de los puntos de observación debe ser determinada con exactitud del orden de 3 centímetros.

### 5.3 ESTABLECIMIENTO DE REDES DE ESTACIONES BASE

El establecimiento de las redes de estaciones base depende de la manera en que se haga el levantamiento planimétrico en el área. En el caso de que se elija la manera (1) que fué anteriormente mencionada, se establece primero una serie de estaciones base sobre los puntos del contorno del polígono de control levantado a intervalos que varían de  $5$  kilómetros para esto debe apoyarse el trabajo cuando menos en una estación base de valor conocido, después en relación a dichas bases se va reduciendo la red con las líneas de detalle hasta cubrir el terreno de dicho polígono de la manera más uniforme posible, y así se continúa con los demás polígonos de control hasta cubrir el área. En el caso de elegir la manera 2, se establece primero una serie de bases sobre los puntos situados en el perímetro del área, apoyándose por lo menos en una base de valor conocido, después en relación a estas sobre las líneas que limitan los polígonos principales y finalmente se reduce la red con las líneas de detalle hasta cubrir el área más uniformemente posible.

Como se menciona en ambos casos la red debe apoyarse por lo menos en una base de valor conocido, la cual puede ser la red Nacional establecida por el Instituto de Geofísica de la UNAM o cualquier otra establecida por otras instituciones ó compañías en trabajos gravimétricos anteriores.

La tolerancia para los cierres de los polígonos de bases gravimétricas varía de acuerdo a los objetivos y condiciones topográficas del área, en el caso de exploración petrolera es de 1.5 y 2.0 unidades gravimétricas para polígonos principales y secundarios respectivamente.

#### 5.4 UBICACION DE ESTACIONES Y ACCESOS

Uno de los factores más importantes en la planeación de una exploración gravimétrica es la localización y espaciamiento de los puntos de observación (estaciones).

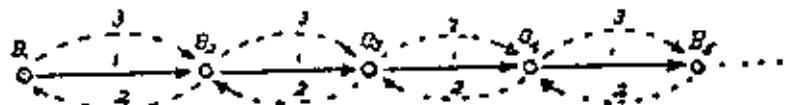
En exploración gravimétrica es común situar las estaciones a lo largo de todas las vías de acceso que existan en el área como son carreteras, terracerías y veredas; en ocasiones es necesario hacer travesías o abrir picaderos adicionales donde el terreno lo permita para cubrir el área con una retícula más ó menos uniforme. Las estaciones de observación siempre se procurará situarlas en lugares firmes y cuando sea posible en escuelas o iglesias de poblaciones o rancherías; y lejos de cualquier accidente topográfico importante que pudiera requerir correcciones de gran magnitud y precisas.

El espaciamiento debe fijarse de acuerdo a las finalidades del trabajo y como regla general este deberá ser menor que las dimensiones de la estructura que se desea poder determinar; en exploración petrolera el espaciamiento entre estaciones es de aproximadamente 500 metros, para fines mineros el espaciamiento puede variar entre 20 y 50 metros.

#### 5.5 ENLACE DE LAS ESTACIONES BASE

Es conveniente planear la observación en circuitos de tal forma que el intervalo de tiempo entre las lecturas de dos bases consecutivas sea el menor posible con el objeto que la deriva sea mínima. En la práctica se acostumbra volver a leer cada dos horas en

las estaciones base, con lo que quedan controlados los efectos de deriva de las estaciones leídas en dicho intervalo. El enlace entre las bases sucesivas B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub>, B<sub>3</sub>, B<sub>4</sub>, B<sub>5</sub>, . . . se hace en la forma esquemática que se muestra en la figura.



donde la secuencia de observación de las bases sería: B<sub>1</sub>-B<sub>2</sub>-B<sub>1</sub>-B<sub>2</sub>-B<sub>3</sub>-B<sub>2</sub>-B<sub>3</sub>-B<sub>4</sub>-B<sub>3</sub>-B<sub>4</sub>-B<sub>5</sub>-B<sub>4</sub>-B<sub>5</sub>, . . . . .

Ejemplo Fig. 1

#### 5.6 MÉTODO DE AJUSTE DE LA RED

Al realizar el trabajo de campo se parte de una base de valor conocido y se van situando bases intermedias hasta llegar nuevamente a esta misma base u otra de valor conocido.

Entre las gráficas de deriva de cada una de las bases se determina la diferencia de gravedad relativa entre cada una de ellas como se muestra en la Fig. 2, con estas diferencias se construyen los polígonos de bases gravimétricas y se ve el error de cierre de estos; si el error resulta dentro de la tolerancia requerida; se procede a hacer la compensación de la línea de la siguiente manera: El error se reparte arbitrariamente con signo contrario entre las diferencias de las bases y se efectúa la operación algebraica para obtener la diferencia compensada. Partiendo con el valor de la base conocida se efectúa la suma algebraica con las diferencias compensadas para dar valor de gravedad a cada una de las bases nuevas intermedias. Este procedimiento se hace primeramente para los polígonos de control y después para las líneas de detalle o polígonos secundarios. Un ejemplo se dá en la tabla N° 2.

El control de este trabajo se lleva en el gabinete mediante el dibujo de "polígonos de bases gravimétricas Esc. 1:50, 000.

### 5.7 DENSIDAD DE LA RED

Para establecer la densidad de la red de bases no existe regla que defina, porque está condicionada a varios factores en la operación de campo como son: Objetivo, topografía, vegetación, tipo de acceso, espaciamiento de los puntos etc. Pero si debe cubrir lo más regularmente posible el área de estudio de tal manera que nos facilite la realización del trabajo y nos sirva para obtener la precisión requerida.

### 5.8 MEDICIONES DE CAMPO

Una exploración gravimétrica consiste en determinar los valores relativos de la gravedad en distintos puntos distribuidos de antemano, en el área de trabajo, de acuerdo al objetivo que se tenga.

Antes de iniciar las mediciones diarias de campo deben checarse los niveles del gravímetro además hacer algunas lecturas a intervalos de cinco minutos y dar un ligero golpeteo en forma circular sobre el trípode al gravímetro; para cerciorarse de que sus lecturas sean uniformes y no vaya a haber saltos bruscos en el desarrollo del trabajo, o sea es una precaución para evitar posibles errores de carácter instrumental. Las mediciones en el campo se hacen de la siguiente forma: Se coloca el trípode más ó menos a nivel sobre el punto de observación, se saca el gravímetro de la caja protectora y se coloca sobre el trípode, con los tornillos niveladores se nivela perfectamente, se acciona el interruptor de lámpara que ilumina el sistema interno, con el tambor de lecturas se lleva el rayo luminoso al centro de la retícula, se apaga la lámpara y se hace la lectura correspondiente en la carátula del tambor teniendo cuidado de anotar el valor de lectura y la hora en que se realiza.

Es conveniente mencionar que en ocasiones en el desarrollo del trabajo los valores de lecturas llegan a los límites mínimo ó máximo del rango de lecturas del aparato por lo que es necesario

hacer un escalamiento a dicho aparato; o sea poner el aparato a la escala adecuada. Esto se hace únicamente en estaciones base y se recomienda hacerlo unas 200 divisiones antes que los valores de lectura lleguen a los límites, para evitar posibles daños al aparato.

### 5.9 DERIVA DEL GRAVÍMETRO (DRIFT)

Prácticamente todos los gravímetros presentan una cierta variación en sus lecturas, al transcurrir el tiempo. O sea que si efectuamos medidas sobre una misma estación a diversos intervalos de tiempo obtenemos valores ligeramente distintos que definen una curva de variación. Esta variación de lecturas con el tiempo, es conocida como deriva del gravímetro o DRIFT y es originada por efectos internos del sistema del gravímetro, al reaccionar sus elementos a la fatiga elástica y a los cambios de presión y temperatura, así también por los pequeños cambios de gravedad causados por otros cuerpos celestes. Dicha curva es propia de cada gravímetro en particular.

La deriva (DRIFT) es tan importante que el trabajo de campo siempre debe planearse teniendo en mente sus efectos y la forma en que será obtenida, ya que todas las lecturas en las otras estaciones deberán referirse a esta curva para ser corregidos por este efecto.

Esto es la diferencia entre la lectura de una estación y el valor de la gráfica (curva) de deriva en el tiempo correspondiente, da la variación de gravedad entre la estación base de referencia y la estación considerada.

### 5.10 REGISTRO DE CAMPO

El personal de la cuadrilla de observación varía con la política de operación de las compañías; las condiciones topográficas del área, pero el más conveniente consiste en dos observadores, dos ayudantes y un chofer, en áreas de topografía accidentada para obtener un buen rendimiento.

Los observadores llevan un registro de campo en formas en las cuales deben tener cuidado de anotar el número correspondiente de las estaciones, la lectura y la hora en que se realiza además marcar en la columna de observaciones las estaciones Base de referencia y poner las notas que sean convenientes, con estos datos se construyen las gráficas de deriva de las estaciones base y todos los demás cálculos se realizan en las oficinas del campamento. Un ejemplo se dà en la tabla 1.

#### 5.11 DETERMINACION DE LA DENSIDAD SUPERFICIAL

La selección de la densidad para el factor de corrección por elevación para un estudio en un área nueva es frecuentemente un problema difícil. Hay varios métodos para determinar valores de densidad dentro de estos se encuentra un método indirecto llamado "Perfiles para densidad" (NETTETLON 1942) que es el que trataremos.

Después de un recorrido en el campo pueden seleccionarse -- accidentes topográficos, sobre los que pueda trazarse un perfil de densidad para obtener un valor de la densidad media dentro del rango de elevación de la topografía.

El perfil para densidad consiste de una línea de estaciones a espacios iguales observados sobre un accidente topográfico. Las medidas son reducidas con diferentes factores de elevación( $K$ ) para determinar uno, el cual minimiza la correlación de la gravedad con la topografía. La correspondiente densidad es un valor promedio del accidente topográfico muestriado. En la selección del accidente topográfico es preferible elegir uno sobre un cerro, que en un valle porque este puede tener sedimentos aluviales no típicos en el fondo. Un ejemplo veremos a continuación.

# GEOEVALUACIONES. S. A.

AV. ANACUAZC 615 MEXICO 10, D. F. TEL. 522-55-19

## COMPENSACION DE BASES

GRUPO GRAVIMETRICO N°

APARATO

GRAVIMETRIA PARA

AREA

ZONA

K

Cálculo

HOJA N°

FECHA	EST. BASE	DIFERENCIA C.C.	COMPENSACION C.M.	DIFERENCIA COMPENSACION	ESPESORAS MAYOR	CREVIZ Y ROTAS
LINEA PARA CALCULO DE DENSIDAD						
1963-02	0			200.0		GRAVEDAD ARBITRARIA
1	-11.1		-11.1	188.9		
2	-10.9		-10.9	178.0		
3	-12.1		-12.1	185.9		
4	-10.6		-10.6	155.3		
5	-12.0		-12.0	143.3		
6	-11.5		-11.5	131.7		
7	-9.1		-9.1	122.8		
8	-7.7		-7.7	114.9		
9	-6.2		-6.2	108.7		
10	-5.1		-5.1	103.2		
11	-3.6		-3.6	100.0		
12	+4.5		+4.5	104.5		
13	+8.4		+8.4	112.9		
14	+10.4		+10.4	123.3		
15	+12.5		+12.5	135.8		
16	+16.6		+16.6	127.4		
17	+16.6		+16.6	169.2		
18	+9.3	+9.1	+9.4	178.6		
19	+8.5		+8.5	187.1		
0	+12.9		+12.9	200.0		GRAVEDAD ARBITRARIA

# GEOEVALUACIONES. S. A.

AV. ANACUAZC 615 MEXICO 10, D. F. TEL. 522-55-19

GRUPO N°

NIVELACION

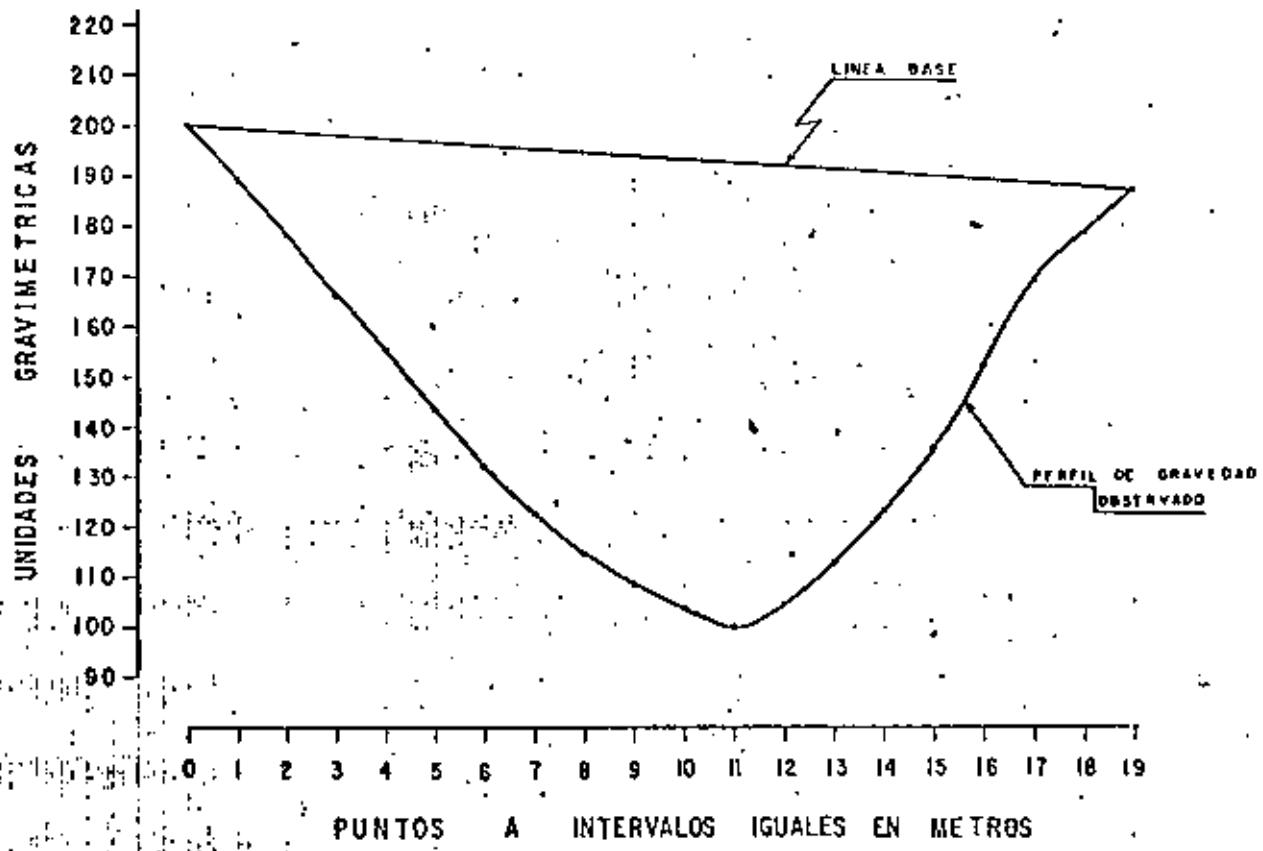
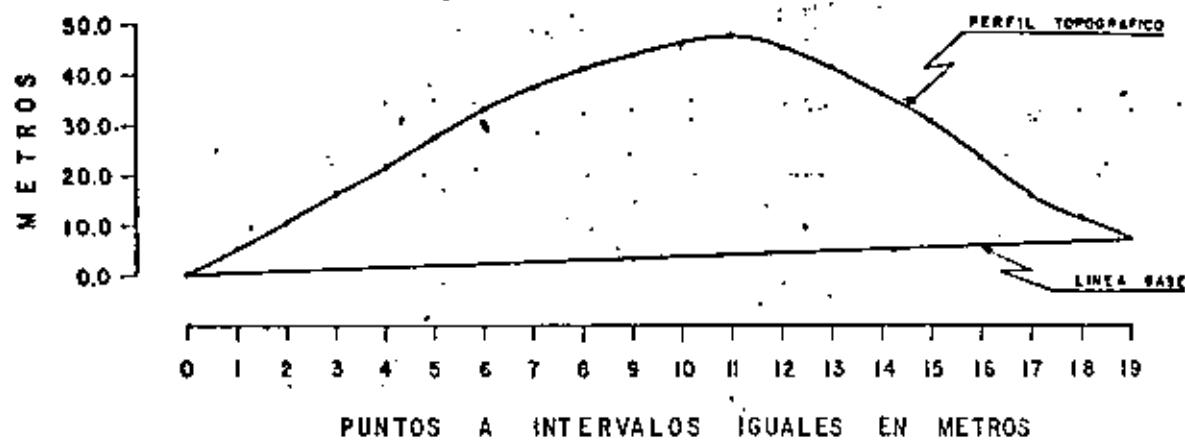
LINIA AREA TRABAJO PARA HOJA N°

EN - EG PESO DEL COTA L.C. INTERVACION COTA FINAL LINERA PAGINA ROTAS

### NIVELACION DE LINEA PARA CALCULO DE DENSIDAD

0	1	3	1	0.00		
1	+3.357	3.357	-0.000	3.357		
2	+3.282	10.618	-0.001	10.618		
3	+3.229	16.448	-0.001	16.447		
4	+3.196	21.644	-0.001	21.643		
5	+3.186	27.430	-0.001	27.429		
6	+3.091	39.121	-0.002	39.119		
7	+4.443	37.564	-0.002	37.562		
8	+2.656	41.222	-0.002	41.220		
9	+2.606	43.826	-0.002	43.826		
10	+2.517	46.343	-0.002	46.343		
11	+1.580	47.905	-0.003	47.902		
12	-2.398	45.306	-0.003	45.305		
13	-3.922	41.574	-0.003	41.571		
14	-4.857	36.722	-0.003	36.719		
15	-5.803	30.869	-0.004	30.865		
16	-7.556	23.313	-0.004	23.309		
17	-7.237	16.076	-0.004	16.072		
18	-4.259	11.812	-0.004	11.813		
19	-4.386	7.421	-0.005	7.416		
0	-7.416	0.003	-0.005	0.000		

COTA ARBITRARIA



# GEOEVALUACIONES, S. A.

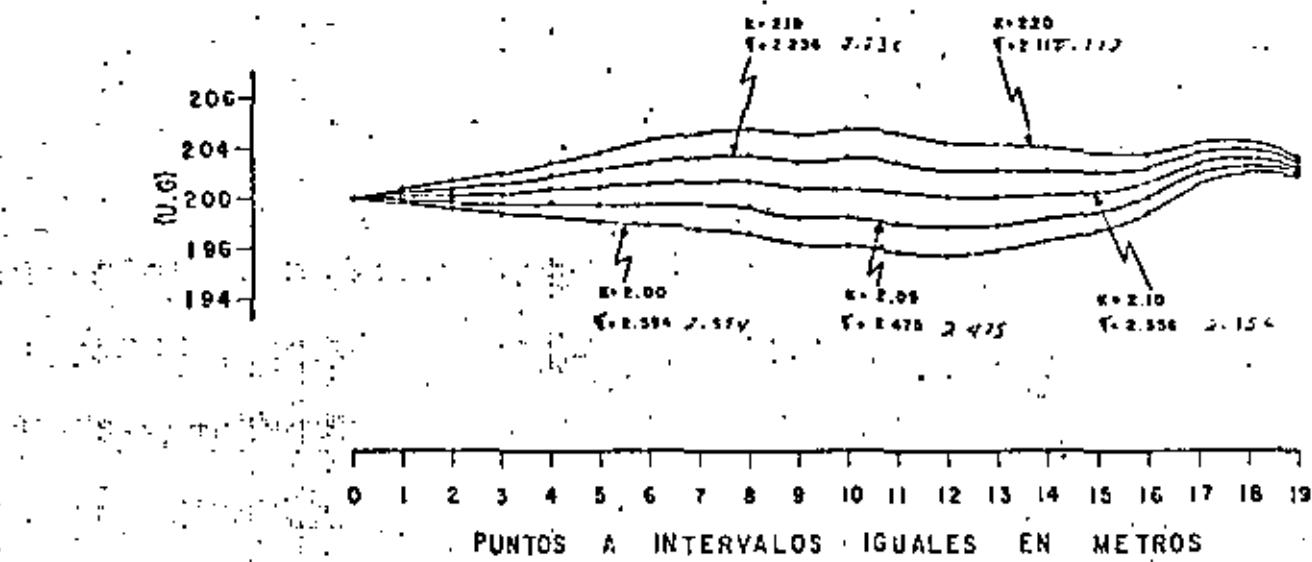
AV. AMACUZAC 615 MEXICO 13. D. F. TEL. 933-79-19

## CALCULO DEL FACTOR DE CORRECCION POR ELEVACION (K)

ESTACION	GRAVEDAD (g)	ELEVACION (h)	K x h					Kh + q				
			K=2.00	K=2.05	K=2.10	K=2.15	K=2.20	K=2.00	K=2.05	K=2.10	K=2.15	K=2.20
0	200.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	200.0	200.0	200.0	200.0	200.0
1	198.9	5.357	10.71	10.98	11.25	11.52	11.79	199.6	199.9	200.2	200.4	200.8
2	198.0	10.618	21.24	21.77	22.30	22.83	23.36	199.2	199.8	200.3	200.8	201.4
3	195.9	16.447	32.89	33.72	34.54	35.36	36.18	199.8	199.6	200.4	201.3	202.1
4	193.3	21.643	43.29	44.37	45.45	46.53	47.61	198.6	199.7	200.8	201.6	202.9
5	193.3	27.429	54.86	56.23	57.60	58.97	60.34	198.2	199.5	200.9	202.3	203.6
6	191.7	33.119	66.24	67.89	69.95	71.21	72.86	197.9	199.6	201.3	202.9	204.6
7	192.6	37.562	75.12	77.00	78.88	80.75	82.64	197.7	199.6	201.4	203.4	205.2
8	194.9	41.220	82.44	84.50	86.56	88.62	90.68	197.5	199.4	201.5	203.5	205.6
9	198.7	43.826	87.65	89.84	92.03	94.23	96.42	196.4	198.5	200.7	202.9	205.1
10	193.6	46.343	92.69	95.00	97.32	99.64	101.95	196.3	198.6	200.9	203.2	205.6
11	190.0	47.902	95.80	98.20	100.59	102.99	105.36	195.8	198.2	200.6	203.0	205.4
12	194.3	45.503	91.01	93.28	95.56	97.83	100.11	195.5	197.8	200.1	202.3	204.6
13	192.9	41.571	83.14	85.22	87.30	89.38	91.46	196.0	198.1	200.2	202.3	204.6
14	193.3	36.719	73.44	75.27	77.11	78.95	80.78	196.7	198.6	200.4	202.3	204.1
15	195.8	30.863	61.73	63.27	64.82	66.36	67.90	197.5	199.1	200.6	202.2	203.7
16	192.4	23.309	46.62	47.78	48.95	50.11	51.28	199.0	200.2	201.4	202.5	203.7
17	199.2	16.072	32.14	32.95	33.75	34.55	35.36	201.3	202.2	203.0	203.8	204.6
18	196.6	11.813	23.63	24.22	24.81	25.40	25.99	202.2	202.6	203.4	204.0	204.6
19	197.1	7.416	14.83	15.20	15.57	16.24	16.32	201.9	202.3	202.6	203.0	203.4

### MÉTODO DE NETTLETON

### GRAFICA DEL FACTOR DE CORRECCION POR ELEVACION (K) MÉTODO DE NETTLETON



# GEOEVALUACION S. A.

## CALCULO DEL FACTOR DE CORRECCION POR ELEVACION (K)

### METODOS DE MINIMOS CUADRADOS

Incr. Linea Base Elev./Interv. Iguales +0.390 ug.

OBS.G.G. N° "X" .AREA "Y"

Incr. Linea Base Grav./interv. Iguales -0.679 m.

FECHA AGOSTO /1982.

DENS. N° 1  
 K = 2.116 ug/m.  
 d = 2.323 gr/cm<sup>3</sup>  
 X = 3050000  
 Y = 38705000

DATOS				MINIMOS CUADRADOS					NOTAS	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
ESTACION	DISTANCIA AL ORIGEN	GRAVEDAD OBSERVADA	ELEVACION	GRAVEDAD L. BASE	ELEVACION L. BASE	Δg	Δh	Δg x Δh	Δh <sup>2</sup>	
0		200.0	0.000	200.0	0.000	0	0	0	0	
1	25	188.9	5.357	199.3	0.390	10.4	4.967	51.657	24.671	
2	50	178.0	10.618	198.6	0.780	20.6	9.838	202.663	96.786	
3	75	165.9	16.447	198.0	1.170	32.1	15.277	490.392	233.387	
4	100	155.3	21.643	197.3	1.560	42.0	20.083	843.486	403.327	
5	125	143.3	27.429	196.6	1.950	53.3	25.479	1358.031	649.179	
6	150	131.7	33.119	196.0	2.340	64.3	30.779	1979.090	947.347	
7	175	122.6	37.562	195.2	2.730	72.6	34.832	2528.803	1213.268	
8	200	114.9	41.220	194.6	3.120	79.7	38.100	3036.570	1451.610	
9	225	108.7	43.826	193.9	3.510	85.2	40.316	3434.923	1625.380	
10	250	103.6	46.343	193.2	3.900	89.6	42.443	3802.893	1801.408	
11	275	100.0	47.902	192.5	4.290	92.5	43.612	4034.110	1902.007	
12	300	94.5	45.503	191.9	4.680	87.4	40.823	3507.930	1666.517	
13	325	91.2	41.571	191.2	5.070	78.3	36.501	2858.028	1332.323	
14	350	87.3	36.719	190.5	5.460	67.2	31.259	2100.605	977.125	
15	375	83.8	30.865	189.8	5.850	54.0	25.015	1350.810	625.750	
16	400	82.4	23.309	189.1	6.240	36.7	17.069	626.432	291.351	
17	425	79.2	16.072	188.5	6.630	19.3	9.442	182.231	89.151	
18	450	76.6	11.813	187.8	7.020	9.2	4.793	44.096	22.973	
19	475	74.1	7.416	187.1	7.416	0.0	0.00	0.00	0.0	
				$\Sigma$ (SUMAS)				32492.750	15353.560	

Minimos Cuadrados

$$K = \frac{\sum \Delta g \Delta h}{\sum \Delta h^2} = \frac{32492.75}{15353.56} = 2.116 \text{ ug/m.}$$

d = 2.318 gr/cm<sup>3</sup>

$$\bar{d} = \frac{3.086 - K}{0.4185}$$

$\Delta g$   
(U.G.)

100

90

80

70

60

50

40

30

20

10

0

$$K = \frac{\Delta g}{\Delta h}$$

$$K = \frac{84 \text{ U.G.}}{40 \text{ m}}$$

$$K = 2.10 \text{ U.G./m.}$$

0

10

20

30

40

50

(m)

$\Delta h$

CALCULO GRAFICO DEL FACTOR DE CORRECCION POR ELEVACION (K)

METODO GRAFICO

## VI.- REDUCCION DE LOS DATOS OBSERVADOS Y ANOMALIAS

### 1).- Correcciones no isostáticas

Ing. Fidencio Romero M.

#### VI-1-1.- Corrección por latitud.

Para la corrección por latitud se toma en cuenta la variación de la gravedad del Ecuador hacia los Polos.

Por lo que para cada punto de observación es necesario calcular su valor de gravedad teórica.

Dicha variación se obtiene diferenciando la ecuación:

$$g = \mu \frac{M_e}{R_{eq}^2} r ; \quad \frac{dg}{dr} = 0.08 / \sin^2 \varphi \quad mg/\text{min}^2$$

Como se ve de la ecuación anterior esta variación es importante. También se observa que esta gradiente se mantiene constante dentro de un intervalo de latitud  $\theta \pm \frac{1}{2}'$  a  $\theta \pm 1'$  - (0.5 a 1.0 minuto), es decir en una distancia del orden de 162 kilómetro en la dirección N-S.

Existen varios métodos para efectuar esta corrección, aquí mencionaremos el que más comúnmente se usa ya que reduce considerablemente los cálculos y es muy práctico.

Consiste en hacer un rayado (gráfico) de la variación de la gravedad con la latitud a intervalos de 1 miligal ó 10 u. g., en el área de trabajo; tomando como base estos valores se interpola para obtener el valor de la gravedad en función de la latitud - para cada una de las estaciones que se encuentran dentro de estos intervalos.

El cálculo de los valores para hacer el rayado de gravedad teórica se hace en base a la fórmula internacional de gravedad - para diferentes valores de latitud ( $\theta$ ) & utilizando tablas en las que se encuentran tabulados valores de gravedad teórica calculados a intervalos de 10 minutos (Nettleton 1976).

#### VI-1-2.- Corrección de Aire Libre.

Como hemos visto la gravedad varía con la elevación, por esto deberemos tener cuidado de hacer la corrección por aire libre. Como se indicó anteriormente esta variación tiene una magnitud de

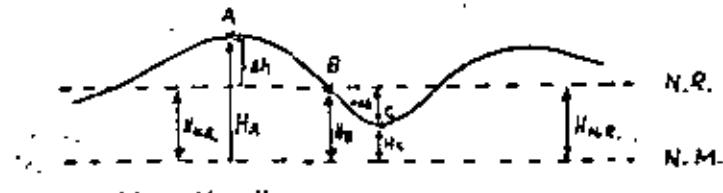
$$\frac{Dg}{Dr} = 0.3086 \quad \text{mgal/m.}$$

La corrección por aire libre estará dada por:

$$\text{Ca.l.} = 0.3086 \quad \text{mgal/m.}$$

Esta corrección puede hacerse a cualquier nivel de referencia arbitrario. Dicho efecto debe sumarse o restarse dependiendo

diendo si la estación está arriba o abajo del nivel de referencia, a la gravedad normal en la estación, como se muestra en la figura.



$$\Delta h = H_A - H_{N.R.}$$

En A la corrección será + 0.3086 ( $\Delta h$ ) mgst.

En B la corrección será 0 porque  $\Delta h = 0$

En C la corrección será - 0.3086 (- $\Delta h$ ) mgst.

#### VI-1-3.- Corrección de Bouguer.

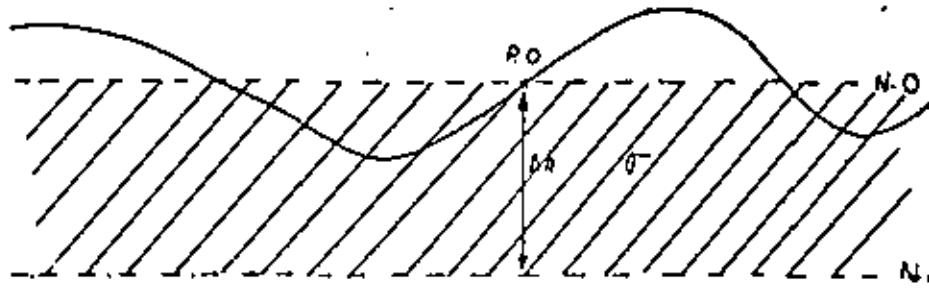
Esta corrección toma en cuenta el efecto gravitacional originado por el material que se encuentra entre la altura ( $H_A$ ) del punto de observación y la altura ( $H_R$ ) del nivel de referencia, como se muestra en la figura.

Donde:

$$\Delta h = H_{R.o.} - H_{N.R.}$$

$H_{R.o.}$  = Altura del punto de observación

$H_{N.R.}$  = Altura del nivel de referencia.



Para calcular el efecto de esta corrección se considera el material entre el punto de observación y el nivel de referencia, como una placa de extensión horizontal infinita, un espesor uniforme  $\Delta h$  igual a la diferencia de elevaciones y una densidad constante ( $\sigma$ ).

La atracción gravitacional para un punto sobre la superficie de dicha losa está dada por:

$$g = \underline{2\pi G \sigma \Delta h}$$

Sustituyendo valores la corrección será:

$$C_G = 0.04193 \sigma \Delta h \text{ mgst.}$$

Donde:

$\sigma$  = densidad media superficial

$\Delta h$  = espesor de la losa

El valor de la corrección depende del valor que tome  $\Delta h$  sea positivo o negativo con esto nos referimos a que los puntos de observación se encuentren a una altura mayor o menor del nivel de referencia. Esta corrección es siempre opues-

ta en signo a la de aire libre.

Si la densidad media ( $\sigma'$ ) del material se considera constante en una área de estudio. Es conveniente combinar las correcciones de aire libre y Bouguer en un sólo factor, ya que ambas dependen únicamente de  $Ah$ .

En la práctica se conoce como "Factor de corrección por elevación" ( $K$ ). quedando en la forma siguiente:

$$Ch = (0.3086 - 0.04193) Ah = KH \text{ mgal.}$$

#### VI-1-4.- Corrección topográfica.

El objeto de la corrección topográfica es compensar los errores cometidos en la corrección de Bouguer al considerar una superficie plana en el punto de observación, y no considerar los accidentes topográficos alrededor de éste. Esta corrección siempre se resta a la gravedad normal en el punto independientemente del accidente topográfico (colina o valle). Puede ser calculada utilizando la fórmula del efecto topográfico.

$$dg_t = \frac{2\pi G \rho}{n} \left( R_e - r + \sqrt{r^2 + Ah^2} - \sqrt{R_e^2 + Ah^2} \right) \text{ mgal}$$

donde:

$n$  = número de compartimiento de la zona

$Ah$  = diferencia de elevación ( $R_e - R_c$ ).

$R_e$  = elevación de la estación

$R_c$  = elevación del compartimiento

$\rho'$  = densidad superficial media

$g$  = constante gravitacional

$r_1$  y  $r_2$  = radios interiores y exteriores de las zonas (cilindros).

En la práctica se vuelve complicada la aplicación de esta fórmula. Por lo que para el cálculo de esta corrección se utiliza el método de tablas y plantillas.

Las plantillas son como las mostradas en la Fig. No. 1 que consiste en cilindros concéntricos huecos que definen zonas denominadas con letras B, C, D, E, F,... divididas en compartimientos, para los que aparecen tabulados en tablas los valores de corrección en mgals. para diferentes alturas. (Bowie, 1912; Hammer, 1939; Bible, 1962; Douglas y Prah, 1972).

Para aplicar este método es necesario disponer de un plano con curvas de nivel a una escala aceptable del área de estudio.

La exactitud depende de la estimación de la altura promedio y la aproximación del valor de la densidad empleado. Un ejemplo para el cálculo de un comportamiento se dà en la Fig. No. 2.

#### VI-1-5.- Corrección por mareas.

Como el valor de la gravedad cambia cíclicamente en relación a la posición del Sol y la Luna con respecto a la tierra, por lo que hay que hacer una corrección para compensar dicha variación.

PLANTILLA DE HAMMER PARA CORRECCION POR  
TERRENO

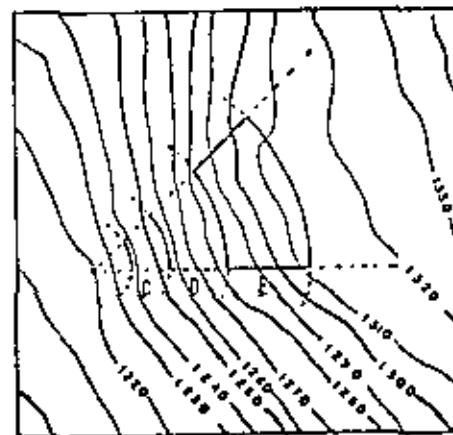
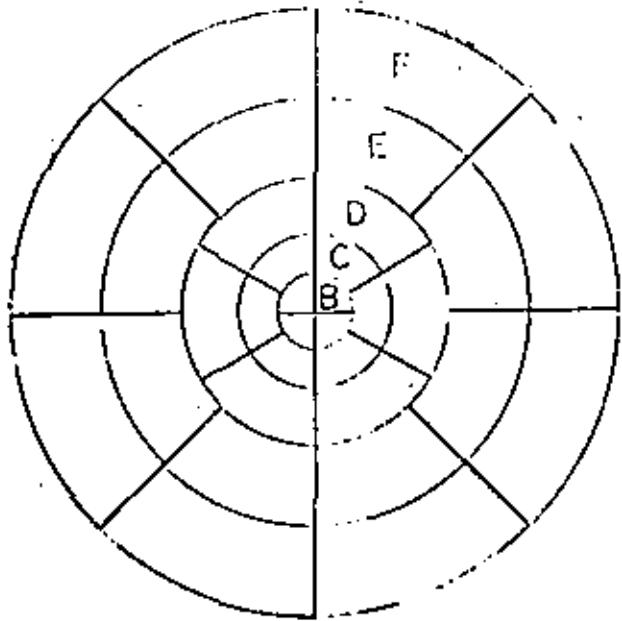


FIG. 4

$H_e = 1,220$  m. Elevación de la estación.

$H_c = 1,300$  m. Elevación media del compartimiento.

$Ah = h_c - h_e = 1,300 - 1,220 = 80$  m. Diferencia de elevación.

Con el valor de 80 se va a las tablas y se ve que corrección en mgal. le corresponde. Y así sucesivamente se hace para todas.

En este caso para la zona E a 80 le corresponde un valor de 0.102 mgal. = 1.02 u.g.

En la práctica esta corrección por marcas está incluida en la corrección por deriva, controlada con el aparato de medición.

#### VI-1-6.- Anomalia de aire libre

Se llama anomalia gravimétrica ( $\Delta g$ ) a la diferencia de la gravedad observada y la gravedad teórica. Dicha anomalía es la representación en ese punto de la superposición de los efectos gravimétricos de los cuerpos o estructuras bajo el terreno de estudio.

Existen varios tipos de anomalías dependiendo de las correcciones aplicadas.

En la anomalía de aire libre, se considera únicamente la corrección de aire libre, y se obtiene con siguiente relación.

$$\Delta g = g - (g_t - 0.3086h) \text{ mgal.}$$

$$= g + 0.3086h - g_t \text{ mgal.}$$

#### VI-1-7.- Anomalia de Bouguer.

Dentro del campo gravitacional el valor más utilizado para la investigación de problemas geológicos es el valor de la anomalía de Bouguer.

La finalidad de los levantamientos gravimétricos es llegar a obtener un cierto valor de gravedad que represente las

variaciones del campo gravitacional sobre la superficie del terreno en que fueron hechas las observaciones, a este valor de gravedad se le conoce con el nombre de anomalía de Bouguer.

La anomalía de Bouguer se obtiene haciendo la diferencia de la gravedad observada con la gravedad normal corregida, como se indica a continuación.

$$\Delta g_B = g_{ob} - g_t$$

$$\Delta g_B = g_{ob} - (g_t - 0.3086h + 0.04193h + C_t) - g_t$$

$$\Delta g_B = g_{ob} + 0.3086h + 0.04193h + C_t - g_t$$

$$\Delta g_B = g_{ob} + K_h + C_t - g_t$$

Donde:

$g_{ob}$  = gravedad observada

$K$  = Factor de corrección por elevación. (A.L.-B.)

$h$  = Altura de los puntos, respecto al nivel de referencia

$C_t$  = corrección topográfica

$g_t$  = gravedad teórica

12

## CODIFICACION PARA CALCULO DE ANOMALIA DE BOUGUER

FECHA: 1981  
HOJA N° X

CALCULO E. Remiro M.

NIVEL DE REFERENCIA: N.M.  
FACTOR DE CORREC. POR DENSIDAD K: 2,20 kg/m<sup>3</sup>

ESTACION	X METROS	Y METROS	GRVEDAD OBSERVADA UG	ELEVACION NETROS	R.H. UG	GRVEDAD TEORICA UG	ANOMALIA BOUGUER UG	FECHA D M A	PLANO UG
0	2	3	6	5	6	7	6	10	10
1	3	4	5	4	5	6	5	11	11
2	4	5	6	5	6	7	6	12	12
3	5	6	7	6	7	8	7	13	13
4	6	7	8	7	8	9	8	14	14
5	7	8	9	8	9	10	9	15	15
6	8	9	10	9	10	11	10	16	16
7	9	10	11	10	11	12	11	17	17
8	10	11	12	11	12	13	12	18	18
9	11	12	13	12	13	14	13	19	19
10	12	13	14	13	14	15	14	20	20
11	13	14	15	14	15	16	15	21	21
12	14	15	16	15	16	17	16	22	22
13	15	16	17	16	17	18	17	23	23
14	16	17	18	17	18	19	18	24	24
15	17	18	19	18	19	20	19	25	25
16	18	19	20	19	20	21	20	26	26
17	19	20	21	20	21	22	21	27	27
18	20	21	22	21	22	23	22	28	28
19	21	22	23	22	23	24	23	29	29
20	22	23	24	23	24	25	24	30	30



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

EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION GEOFISICA

TEORIA DE LA ANOMALIA DE BOUGUER

CORRELACIONES GRAVITACIONALES Y LA FORMULA DE BOUGUER DE 1749

AGOSTO, 1982

## TEORÍA DE LA ANOMALIA DE BOUGUER

C. Patrick Ervin.

Aunque la anomalía de Bouguer es la forma del campo gravitacional más comúnmente utilizado para la investigación de problemas geológicos en tierra, el verdadero significado de la corrección combinada de aire libre y Bouguer es frecuentemente mal interpretada por geólogos, estudiantes de geofísica y muchos geofísicos especialistas en otras áreas que no sean los campos potenciales.

Esta confusión surge de la práctica establecida de describir a la anomalía de Bouguer como aquella que ha sido reducida a un datum común, sugiriendo que los valores reducidos de gravedad son aquellos que serían observados si las mediciones pudieran ser hechas sobre el datum plano (e.g., Dobrin, 1976, p. 417).

Lo absurdo de esto es significantemente aparente si el caso de una desviación de masa está entre la superficie que contiene los puntos de observación y el datum es examinado críticamente.

Si el campo reducido es realmente aquél que sería medido en el datum, entonces la profundidad a la fuente determinada de la anomalía de gravedad asociada con la desviación de masa debe ser un valor negativo. Y éste ciertamente no es verdadero.

Los valores de anomalía de Bouguer no están en un plano común, sino que son más bien desviaciones de los valores teóricos en el punto actual de medida.

Esta mala concepción ha sido aparentemente causada por la práctica común de aplicar las correcciones a los datos observados más bien que al valor teórico, aunque las varias correcciones sean también teóricas en natura.

En general, el valor teórico de la gravedad es considerado ser el valor al nivel del mar a la latitud de la estación como está determinado por una ecuación standard tal como la Fórmula Interna - cional de la Gravedad 1930.

Normalmente, la corrección de aire libre es entonces aplicada a los datos observados. Sin embargo, la corrección de aire libre es entonces aplicada a los datos observados. Sin embargo, la corrección de aire libre es calculada sobre la base de gradiente vertical teórico del campo gravitacional sin consideración de posibles desviaciones en el gradiente debidas a la presencia de masas anormales.

En efecto, tales desviaciones son suficientemente comunes y significativas que las mediciones de ellas, prometen algún día llegar a ser una técnica valiosa de exploración (Hammer y Antioleaga, 1975).

La corrección de aire libre, por lo tanto es una cantidad teórica que debe ser propiamente aplicada al valor de gravedad calculado al nivel del mar para ajustarlo al valor teórico en la elevación de observación.

Igualmente la corrección de Bouguer es una cantidad teórica como que supone una capa homogénea infinita de espesor constante y una desviación obvia de la realidad.

Su propósito es ajustar el valor teórico de la gravedad en el punto de observación para incluir el efecto de una capa de masa ideal.

En resumen las correcciones de aire libre y de Bouguer son cantidades idealizadas cuya función propia es ajustar el valor calculado de la gravedad al nivel del mar para determinar el valor teórico en el punto de observación.

La sola significación del datum plano es aquella de que la masa abajo del datum contribuye al campo de gravedad de la Anomalía de Bouguer, mientras que sólo desviaciones de la distribución idealizada de masa son incluidas desde arriba del datum. Por lo tanto, - los valores individuales de anomalía de Bouguer no están en un plato común, sino que están localizadas en las elevaciones variantes de sus puntos respectivos de medición.

La discusión precedente puede eliminar dudas sobre la validez de muchas técnicas de "determinación de profundidades" que la mayoría supone datos coplanares.

Sin embargo, el error es apreciable solo en regiones de alto relieve topográfico.

Para tales áreas, Henderson y Cordell (1971) han formulado una técnica de aproximación de series armónicas finitas para ajustar - los valores de la anomalía de Bouguer a un plano horizontal común que está arriba de la fuente de anomalía.

(2)

## CORRECCIONES GRAVITACIONALES Y LA FORMULA DE BOUGUER DE 1749.

### S. THY-SSEN BORNEMISZA

Hace 200 años el Geodesa Francés Bouguer (1749) publicó una fórmula acerca de la relación de densidades que se refieren a una tierra esférica y a su corteza.

De aquella fórmula, las correcciones de aire libre, Bouguer y de elevación pueden ser derivadas.

Este procedimiento puede ser de algún interés en Geofísica y Geodesia.

Generalmente los libros de texto no han considerado esta interesante perspectiva y por esta razón un breve análisis de la fórmula de 1749 se presenta aquí.

La fórmula de Bouguer de 1749 es

$$\frac{d}{D} = \frac{4}{3} \left( \frac{2}{3} \right) \frac{R}{h} \left( g_c / g_e \right) \quad \dots \quad (1)$$

donde

D y d son respectivamente, densidades de la tierra y su corteza, R es el radio de una supuesta tierra esférica, h es el espesor de la corteza y  $g_e$  y  $g_c$  son respectivamente, las aceleraciones gravitacionales producidas por la masa de la tierra y de la corteza.

Rearreglando la ecuación (1), tenemos:

$$g_c = h \left( \frac{2ge}{R} \right) - h \left( \frac{3dg_e}{2RD} \right) \quad (2)$$

donde el término

$h \left( \frac{2ge}{R} \right)$  puede ser expresado como:

$$2 g_0 h / R$$

que es la diferencia de gravedad entre el nivel del mar y un punto a la elevación  $h$  tal como está expresado por Dobrin (1976 p. 419).

Considerando ahora el 2o. término del lado derecho de la ecuación (2)

$h \left( 3dg_e / 2 RD \right)$ , podemos sustituir la bien conocida aproximación.

$$\frac{3dg_e}{RD} \approx \left( 4\pi G \right) d = (837 \times 10^9 \text{ c.g.s.}) d, \quad (3)$$

donde  $G$  es la cte de gravitación Universal, para obtener

$$h \left( 3dg_e / 2RD \right) \approx 2\pi G d h \quad (4)$$

la cual da el valor de gravedad para una placa infinita usada en la corrección standard de Bouguer.

Además, la correcciones de aire libre y de Bouguer se combinan para la corrección de elevación; ambas están contenidas en la ecuación (2)

(3)

De acuerdo a esto ahora tenemos para la corrección de elevación

$$g_c \approx Fh - 2\pi G dh = (F - 2\pi G d) h \quad (5)$$

en la cual la corrección de aire libre

$h \left( 2g_e / R \right)$  contenida en la Ec(2),  
esta dada por  $Fh$ , donde  $F$  es el gradiente vertical de aire libre.

También debe de mencionarse que la ecuación (4) derivada de la Ec (2) da la corrección de Bouguer Standard para placa infinita.

La placa infinita oiosa es algunas veces distorsionada como publicó previamente Karl (1971). Una reciente presentación interesante, expuesta por Aiken (1977) debe de ser mencionada, donde las anomalías residuales de Bouguer son calculadas de las correcciones de Bouguer y de aire libre, incluyendo la topografía.

En conclusión puede establecerse que la fórmula de Bouguer dada por él da las correcciones de Bouguer, aire libre y de elevación.

Después de leer esta pequeña nota, debe ser entendido que el término corteza en  $g_0$  fue interpretado diferentes hace 200 años.



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

---

---

**EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION GEOFISICA**

**APARATOS PARA MEDIR EL VALOR DE LA GRAVEDAD**

**ING. GUILLERMO HERNANDEZ MOEDANO**

**AGOSTO, 1982**

## APARATOS PARA MEDIR EL VALOR DE LA GRAVEDAD.

Por: Ing. Guillermo Hernández Moedano

La intensidad del campo gravífico o aceleración  $g$  de la gravedad puede medirse ya sea con aparatos dinámicos o aparatos estáticos. Los métodos dinámicos más importantes para medir  $g$ , son:

1).-Medidas de la velocidad de la caída de un cuerpo, el plano inclinado de Galileo y

2).-Medidas del periodo de oscilación de un cuerpo debido a la atracción de la fuerza de la gravedad. El péndulo, el péndulo invertido y el variómetro (balanza de torsión).

Al grupo de aparatos estáticos, pertenecen los que usan el principio de la balanza de resorte conocidos como gravímetros y los de presión de gas.

### EL PÉNDULO

Péndulo simple o matemático Fig.1a. Consiste de una pequeña masa ( $m$ ) suspendida de un hilo teóricamente sin masa, perfectamente flexible y de longitud invariable, la componente de la aceleración de la gravedad normal al hilo es  $mg \sin i$ . Según la segunda Ley de Newton la ecuación de equilibrio es:

$$mR \cdot \frac{d\theta^2}{dt^2} + \frac{m}{R} \operatorname{sen} i = 0$$

la solución de esta ecuación diferencial es una función periódica de periodo  $T$  (tiempo AA'A):

$$T = 2\pi \sqrt{R/g} \left[ 1 + \left( \frac{1}{2} \right)^2 \operatorname{sen}^2 \frac{i_0}{2} + \left( \frac{1}{2} \cdot \frac{3}{4} \right) \operatorname{sen}^4 \frac{i_0}{2} + \dots \right]$$

Siendo ( $i_0$ ) pequeño (el ángulo inicial)

$$T \approx 2\pi \sqrt{R/g} \quad (\Delta \theta = \pm i)$$

Péndulo físico Fig.1b. Este péndulo es conocido también con el nombre de péndulo compuesto, es un cuerpo cualquiera de masa  $M$  suspendido de una cuchilla sobre la cual puede oscilar libremente. La Fórmula del periodo en este caso es:

$$T = 2\pi \sqrt{I/Mgh}$$

siendo  $I$  el momento de inercia respecto a la cuchilla.  $Y$  h la distancia del centro de gravedad G a la cuchilla.

De las ecuaciones anteriores se deduce que el péndulo compuesto es equivalente a un periodo simple cuya longitud  $R_1$  viene dada por  $R_1 = \frac{I}{Mh}$ .

El péndulo compuesto servirá para determinar los valores de  $g$  si tanto su longitud equivale  $R_1$  como su periodo  $T$  pueden ser determinados con precisión ya que:  $g = \frac{4\pi^2 R_1}{T^2}$ .

El péndulo utilizado en la práctica es generalmente un péndulo compuesto reversible, Fig.1c, consta de dos cuchillas  $C_1$  y  $C_2$  paralelas y situadas en los lados opuestos de una barra de cuarzo fundido o de invar.

El péndulo se ajusta de manera que los periodos de oscilación  $T_1$  y  $T_2$  alrededor de  $C_1$  y  $C_2$ , sean iguales.

Fácilmente se demuestra que si  $T_1 = T_2$  la longitud del péndulo simple equivalente es tal que:  $R = h_1 + h_2$

Como la distancia entre las dos cuchillas puede ser medida con una gran precisión resulta que los valores de  $g$  se pueden medir asimismo con gran exactitud.

Los valores absolutos de  $g$  se deducen simplemente de:

$$g = 4 \pi^2 \frac{R}{T^2}$$

Observando el periodo  $T$  en el punto estación, determinándolo sobre el promedio de miles de oscilaciones y procurando eliminar las fuentes de error como aumento de longitud por los cambios de temperatura, por desgaste de cuchillas, etc.

Las medidas internacionales de la gravedad se efectúan con este tipo de péndulo.

En prospección se usó el péndulo hasta que apareció la balanza de torsión y después el gravímetro que lo desplazó por su mayor precisión y rapidez en la toma de observación.

#### GRAVÍMETRO.

Comúnmente el término gravímetro se aplica a cualquier instrumento, excepto péndulos, usando para medir de pequeñas diferencias de gravedad. La idea de usar el gravímetro de lectura directa más bien que un péndulo es muy antigua, pero

el deseo original era el de tener un aparato suficientemente sensible para detectar las pequeñas variaciones temporales de  $g$  mas que inventar un instrumento portátil para uso en el campo.

En principio, un gravímetro es una balanza extremadamente sensible. El peso o fuerza de atracción gravitacional de una masa constante, variará de acuerdo con el campo gravitacional de tal modo que al detectar diferencias de pesos, suficientemente pequeñas, podrán medirse las diferencias de gravedad correspondientes. En su forma más elemental un gravímetro consta esencialmente de una masa soportada por un resorte.

Dijimos que la aplicación práctica de un gravímetro requiere que el instrumento tenga sensibilidad de al menos  $1/10,000,000$  de  $g$ .

#### TIPOS DE GRAVÍMETROS: ESTABLE E INESTABLE.

La mayoría de los gravímetros pueden clasificarse de acuerdo con sus bases físicas de construcción.

##### Gravímetros estables

1).- Peso sobre el resorte

Gravímetros inestables

2).- Fibra de torsión

de cuarzo por ejemplo Norden, Sinetrex

3).- Resorte de metal longitud cero

Lacoste and Romberg

(Período teórico infinito y  
deflexión lineal).

GRAVIMETROS ESTABLES

Son aquellos en que el cambio de la longitud del resorte medido directamente por medio de una adecuada amplificación ya sea óptica, mecánica o eléctrica.

En caso más sencillo sería el de la Figura 2a. o sea simplemente un dinamómetro. Si  $F$  es la fuerza o peso debido a la gravedad  $g$  actuando sobre  $M$  tendremos:

$$F = Mg = K(d - d_0) \text{ siendo } d \text{ la longitud inicial del muelle, } d_0 \text{ la longitud final y } K \text{ la constante del muelle.}$$

Como la masa  $M$  es constante  $F$  será proporcional a  $g$  por lo que las pequeñas variaciones de  $g$  se traducirán en incrementos de  $D$ .

$$\Delta F = M\Delta g = K\Delta d$$

$$\Delta g = \frac{K}{M} \Delta d$$

Para obtener con este tipo de gravímetros medidas de  $\Delta g$  de orden de aproximación de 0.1 miligal habrás que apreciar desplazamientos del muelle del orden de diez milésimas de metro, por lo que es muy difícil conseguir mucha precisión con este instrumento.

La variación del resorte deben ser proporcionales a su longitud como lo son las variaciones de  $\Delta g$  a  $g$ ; es decir:

$$\frac{\Delta d}{d} = \frac{\Delta g}{g}$$

Si cada variación de  $g$  de 0.1 miligal debe representarse por 0.001 milímetro ( $10^{-6}$  metro) la longitud del resorte debería ser:

$$\frac{10^{-6}}{d} = \frac{0.1}{10^6} \quad g = 980 \text{ 000 miligales} \\ d = \frac{10^{-6} \times 10^6}{0.1} = 10^6 \text{ metros.} \quad = 1 \times 10^6$$

es decir que sería necesario un resorte de 10metros.

GRAVIMETRO HARTLEY

Es uno de los más sencillos. Fig. 2b.

En esencia consta de dos muelles, (1) muelle principal del que está suspendida la masa  $M$  y (2) muelle de ajuste accionado por un tornillo micrométrico  $T$ .

El muelle (2) se emplea para hacer la lectura a 0, es decir, su disco mide el número de vueltas necesarias para equilibrar el sistema, la amplificación del movimiento vertical es de unas 50,000 veces y se consigue mediante un ingenioso sistema mecánico óptico.

Su apreciación es pequeña, de sólo 1 miligal.

### EL GRAVÍMETRO GULF C (HOYT) Fig. 2c, y 2cd. CONSISTE:

En un muelle espiral del que cuelgan una masa circular  $M$  a la que va unida un espejo  $E$ . Las pequeñas variaciones de la gravedad actúan alargando el muelle y girándolo, lo que se mide es el pequeño ángulo de giro (del orden de segundos) mediante un conveniente juego de prismas que reflejan varias veces un rayo de luz sobre dicho espejo.

La amplificación es del tipo de unas 20 veces, produciendo en el ocular una desviación del orden de 1 milímetro.

El gravímetro va encerrado en una caja aislante cuya temperatura se mantiene fija por medio de un termostato. Su precisión es de 0.02 miligal y su peso de unos 13 Kgrs.

### GRAVÍMETROS INESTABLES

La ecuación diferencial de un Sistema elástico con un grado de libertad, se expresa:

$$* \frac{d^2 x}{dt^2} + C_R \frac{dx}{dt} + K_R x = 0$$

en donde  $M$  es la masa del sistema donde  $C_R$  constante de amortiguamiento  $K_R$  constante de resorte, y  $x$  desplazamientos del resorte tiene por solución:

$$x = C_1 \operatorname{Sen} \omega t + C_2 \operatorname{Cosen} \omega t$$

$$\text{donde } \omega = \left( \frac{K_R}{M} \right)^{1/2}$$

$\omega$  = Velocidad angular.

$C_1$  y  $C_2$  = Constantes de Integración.

$T$  = Tiempo de un ciclo.

En un sistema donde :

$$C_R = 0; \frac{d^2 x}{dt^2} + \frac{K_R}{M} x = 0$$

En desplazamientos verticales  $X = Z$  y si:

$$\frac{d^2 X}{dt^2} = A_g$$

$$A_g = \frac{K_R}{M} \frac{dt}{Z} = 0$$

$$A_g = - \omega^2 Z$$

Es decir si:

$$\omega = \frac{2\pi}{T} = \sqrt{\frac{K_R}{M}}$$

$$T = \frac{2\pi}{\sqrt{\frac{K_R}{M}}} = 2\pi \sqrt{\frac{M}{K_R}}$$

La forma de hacer  $T$  grande es disminuir el valor de  $K_R$  o sea agregando al sistema elástico una constante  $K_f$  de sentido contrario a  $K_R$ .

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{M}{K_R + K_f}}$$

La condición de un gravímetro inestable es de que:

$$K_R - K_f \rightarrow 0$$

El principio de los gravímetros inestables es ilustrada en las Figs. 3a. y 3b.

Uno de los gravímetros inestables más usados en levantamientos terrestres es el Warden del que existen actualmente más que todos los gravímetros de otras marcas juntos, es de cuarzo, sencillo de operar, ligero de peso y de una aproximación de 0.1 miligal tiene un alcance de lectura grande, pero hay que re-escalar cada 200 miligales. Se fabrica en E.U.A., se muestra en las Figs. 4 y 5.

El gravímetro Sintrex fabricado en Canadá es muy semejante al Warden. Ver Fig. 6.

El gravímetro Lacoste and Romberg es también un gravímetro inestable, construido de una alianza de metal, muy resistente, pero sufre variaciones aunque pequeñas por los cambios de temperatura, por lo que tiene un termostato que mantiene constante la temperatura de trabajo, para el suministro de la energía usa baterías recargables. El sensor se encuentra dentro de una cámara antimagnética y herméticamente cerrada y tiene una capacidad de lectura continua de 7000 miligals, sin reescalar.

El gravímetro La Coste por su recia construcción y por su facilidad para operarse electrónicamente a control remoto, ha sido posible adaptarlo para emplearse en el fondo de los mares o lagos de aguas someras, para correrse en pozos y para medir en forma continua la variación de la gravedad transportado en barcos ó avión ó en helicóptero, al final del texto

se agrega la copia de un artículo publicado en Word Oil de Junio de 1969, donde informa de las primeras pruebas realizadas en las diferentes adaptaciones del gravímetro La Coste and Romberg. También se agrega una copia de 1973 donde se relata y se describe, las especificaciones de un gravímetro La Coste, montado en helicóptero.

En las figuras 7, 8, 9 y 10 se muestra el gravímetro terrestre (modelo G), el equipo adaptado para usarse en el fondo del mar; el que debe transportarse en barco ó en avión.

Actualmente se está empleando el gravímetro La Coste and Romberg para adquirir los valores de g transportando el gravímetro en un helicóptero para bajándolo para hacer la lectura. El helicóptero va equipado con un sistema de navegación inercial para obtener simultáneamente los datos topográficos del punto observado. El helicóptero toca tierra cerca de cada lugar donde se desea hacer la observación y que el terreno lo permita. Se baja el operador para plantar el gravímetro y tomar la lectura, en cada una de las estaciones programadas. El control horizontal y vertical topográfico de cada estación se obtiene con el equipo inercial del helicóptero. Fig. 11.

El gravímetro es un Lacoste and Romberg, Modelo G, equipado con amortiguamiento variable y lectura electrónica.

El sistema de topografía inercial montado en el helicóptero es un sistema semejante al de los aviones pero bastante modificado.

Hay gravímetros La Coste and Romberg con aproximación hasta de 1 microgal, como el que se usa para corregirse en el pa-  
so.

#### GRAVÍMETRO AÉREO

El gravímetro aéreo está compuesto de un gravímetro La Coste and Romberg Modelo S suavemente sobre-amortiguado, montado en una plataforma estabilizadora por giroscopos y asociado con equipo electrónico para registrar las variaciones de la aceleración de la gravedad analógicamente sobre papel de gráfica y también en cinta magnética.

La plataforma estabilizadora es controlada por dos servomotores para mantenerla vertical. Dos giroscopos Honeywell, dos acelerómetros, y dos servomotores adicionales.

Para el sistema de la navegación inercial tiene agregado un tercer giroscopio, que se fija al gravímetro para estabilizar la unidad en azimut y conservarla alineada en la dirección Norte-Sur, así esta unidad funciona como "giro compás". Se agrega un tercer servomotor para proporcionar la rotación azimut necesaria.

La cinta magnética registra: 1. la relación de precesión de los tres giroscopos, 2. la salida de los dos acelerómetros y 3. "cabeceo del helicóptero que controla el "giro compás" - del sistema.

El control de la ruta y velocidad de navegación se hace por métodos electrónicos, por ejemplo un sistema Triponder para tomar coordenadas circulares y/o hiperbólicas.

El sistema de control de la elevación consiste en un sensor muy preciso de la presión atmosférica y un dispositivo de rayo Lasser de precisión para medir distancias.

Para calibrar el sistema de medición de elevación el helicóptero vuela sobre un punto de cota S.N.H. conocido, con el altímetro en cero la aceleración vertical que se aplica a la medición de g. se calcula en el computador que lleva el sistema, partiendo de la desviación medida en el altímetro, la presión del altímetro se calibra para que répita  $\pm 7.5$  centímetros la elevación sobre un rango de 50 metros.

La calibración en tierra del rayo Lasser da una aproximación de 0.15 metros en 1850 metros de distancia.

La compañía que presta este servicio asegura que los levantamientos en condiciones óptimas, se obtienen con una aproximación de .25 miligals.

La información que va adquiriendo se "monitorea" analógicamente en una gráfica de papel y se registra en digital para corregirse inmediatamente en el computador montado en el helicóptero. (Fig.12)

### GRAVIMETRO DE POZO.

Hay dos tipos de gravímetro de pozo que se usan en U.S.A., El LaCoste Romberg y el Humble; son inestables y el diagrama del sensor correspondiente se muestra en la Fig. 13a y 13b.

El gravímetro LaCoste Romberg, que se corre en el pozo se ha podido reducir en sus dimensiones y por lo tanto se puede ahora correr en pozos con ademá de un diámetro de 5 pulgadas. También el sistema de control permite, debido a la reducción de las dimensiones del gravímetro, observar en pozos con desviaciones hasta de 14.5 grados con la vertical, la aproximación promedio en el trabajo es de 20 microgalés, en algunas operaciones de condiciones favorables la aproximación llega a 10 microgalés.

El gravímetro Humble (Fig. 13a) la aproximación que reportan es de 10 microgalés, pero su uso está restringido al de Clas. petroleras particulares.

### GRAVIMETRO DE BARCO

Los instrumentos de péndulo fueron adaptados para medir diferencias de gravedad en submarinos por el señor Vening Heines y se descubrieron, anomalías muy grandes asociadas con islas y trincheras profundas. Sin embargo ésta técnica no fue satisfactoria para la exploración comercial, pero ésto sirvió de base para el desarrollo de los instrumentos medidores de gravedad a bordo de barcos.

El gravímetro de barco con mayor éxito hasta la fecha es el LaCoste and Romberg el cual cuenta con una plataforma estabilizadora y fué introducido en 1965. El gravímetro alemán lanzado por Askania ha tenido un uso considerable en el mar pero comparativamente poco para la exploración y compañías petroleras.

Millones de millas de las cuales se han obtenido datos gravimétricos, con el gravímetro de barco desde 1965 a la fecha (las operaciones bajo el agua han sido suspendidas). Esto es porque las operaciones con el gravímetro de barco son más económicas y compatibles con las operaciones sísmicas marinas. Normalmente los levantamientos gravimétricos han sido ejecutados independientemente en los sísmicos con los beneficios de un mejoramiento en la precisión y poder desarrollar un programa más detallado.

La Exactitud de los datos gravimétricos obtenidos con barco es normalmente mejor que 2.0 milligals cuando el levantamiento gravimétrico se realiza conjuntamente con operaciones sísmicas. Cuando se efectúa únicamente el levantamiento gravimétrico se obtiene una aproximación mayor que 1.0 milligal y si las condiciones de navegación y tiempo son buenas la aproximación es mejor que 0.5 milligals.

Con el gravímetro se incluye (Fig. 10) el sistema de registro y de computación con los programas adecuados para registrar en cinta magnética además de los datos de la aceleración vertical, los filtros para eliminar los efectos provocados por el movimiento del barco, registrar la rápida y rumbo del

barco para el cálculo de la corrección Eötvos, la batimetría, corrección de aire libre, latitud, promediar los valores en los cruceros de líneas, etc. para ir graficando análogamente la anomalía de Bouguer.

#### BALANZA DE TORSIÓN

Podría decirse que la Balanza de Torsión desarrollada en 1800 por el Baron Roland Von Eötvos, fue el primer aparato geofísico que se aplicó con éxito en la exploración petrolera, los levantamientos eran lentos, se hacía una o dos estaciones por día, para aumentar la rapidez se instalaban dos, tres o más balanzas para observarse simultáneamente.

Los resultados de la balanza son independientes de la altura de la estación pero si son muy sensibles a las ondulaciones del terreno, en los terrenos quebrados es necesario corregir por las ondulaciones del mismo.

En las décadas de los 20 y 30 había mas de 100 balanzas de Torsión en operación en Texas y unas 10 en México.

Actualmente ya no se emplean las balanzas en los levantamientos gravimétricos, pero se están fabricando equipos basados en los principios de ella para montarse en satélites y medir las variaciones o gradientes de la atracción gravitacional terrestre.

La balanza de torsión dejó de usarse en la prospección petrolera, cuando apareció el gravímetro.

Los elementos esenciales de la balanza de torsión consisten en un par de masas  $M_1$  y  $M_2$  adheridas al extremo de una

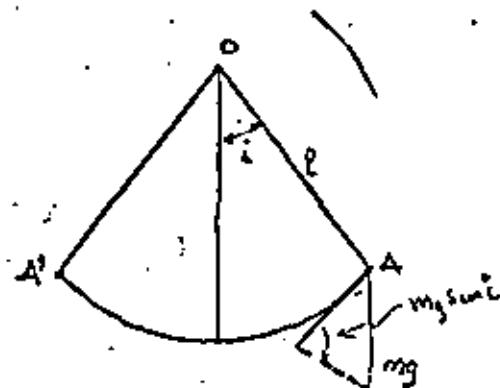
barra recta o en forma de Z como el que se muestra en la Fig. No. 14 Esta barra está suspendida por una fibra de Torsión al sistema fijo de la balanza.

Si el campo gravitacional donde se encuentran las masas  $M_1$  y  $M_2$  no es uniforme habrá una ligera diferencia entre la fuerza de la gravedad que se ejerce sobre cada masa, por lo tanto esta diferencia desplazará en rotación a la balanza. Esta rotación se medirá angularmente y se referirá a la constante de torsión de la fibra, previamente calibrada. En cada estación se hacen lecturas en diferentes posiciones de la barra y con las especificaciones de construcción de la balanza y los resultados registrados de cada posición se calculan los parámetros siguientes:

- 1) Gradiente horizontal de  $g$  en dirección X
- 2) Gradiente horizontal de  $g$  en dirección Y

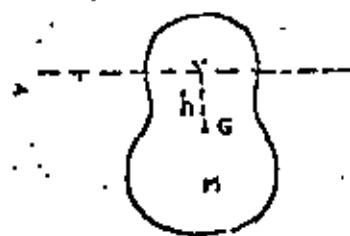
Con estos vectores se puede calcular el gradiente horizontal de  $g$  y su dirección.

- 3) La variación de la componente horizontal de  $g$  en dirección Y y también en la dirección X, que indican la curvatura de la superficie-equipotencial En la Fig. 14 se muestra los principios de la balanza de Torsión.

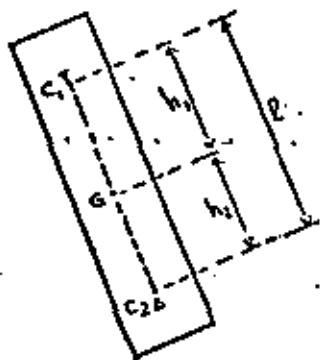


Péndulo simple o matemático

1.a



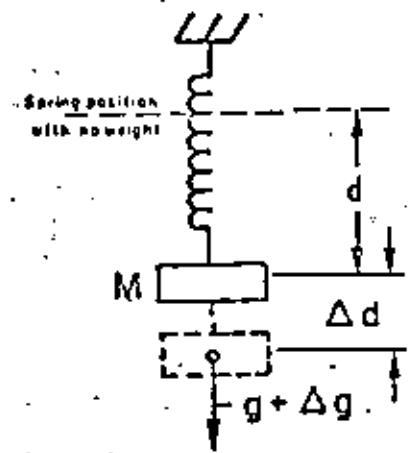
1.b.



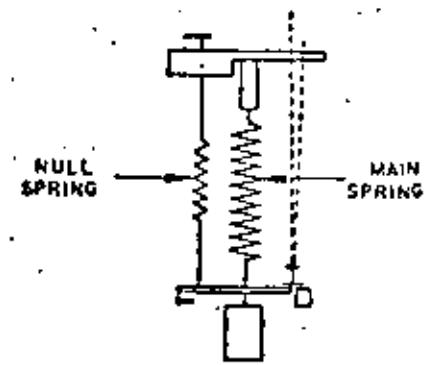
Péndulo compuesto o reversible.

1.c.

FIG. 1

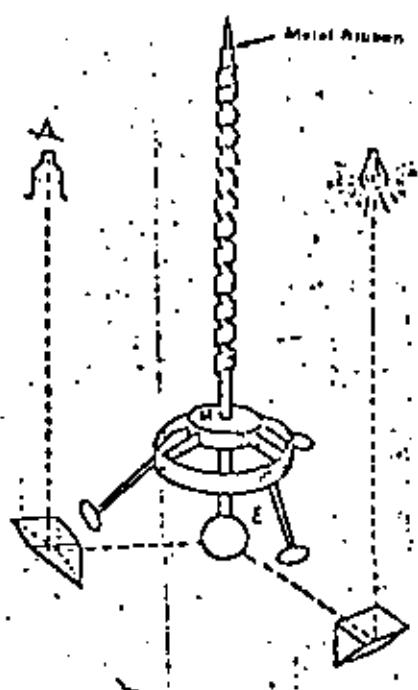


2 a.

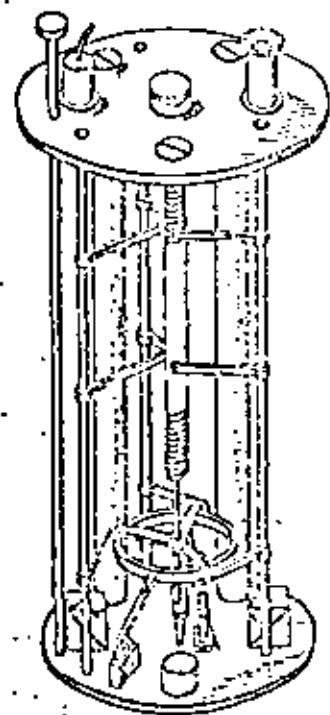


2 b.

Principle of the Hartley gravity meter.



2 c.



2 d.

Working principle of the Gulf (Hoy) gravity meter.

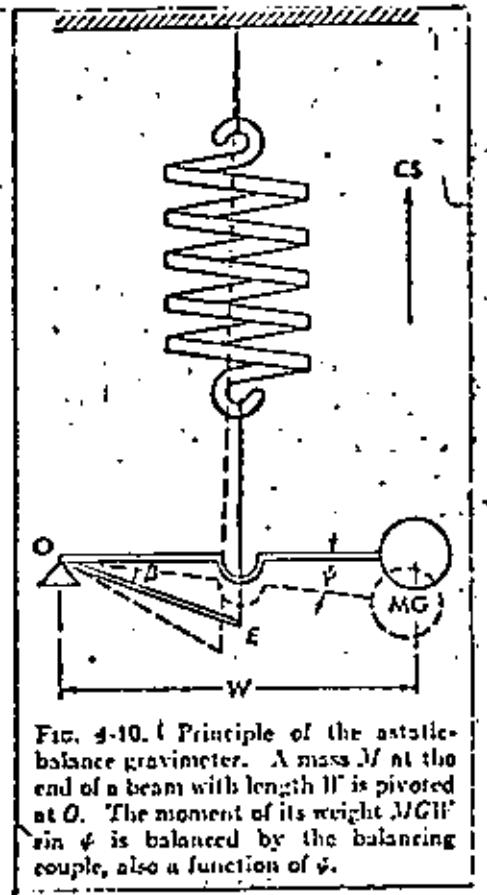


FIG. 4-10. 1 Principle of the astatic balance gravimeter. A mass  $M$  at the end of a beam with length  $W$  is pivoted at  $O$ . The moment of its weight  $MGW \sin \varphi$  is balanced by the balancing couple, also a function of  $\varphi$ .

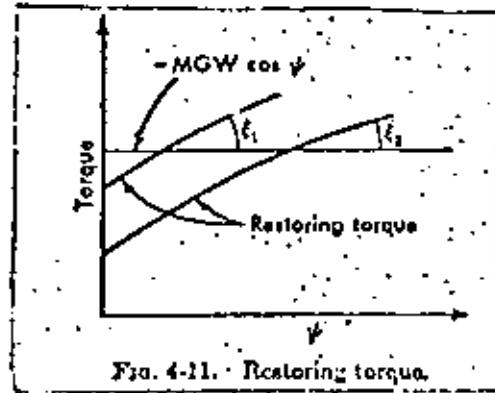


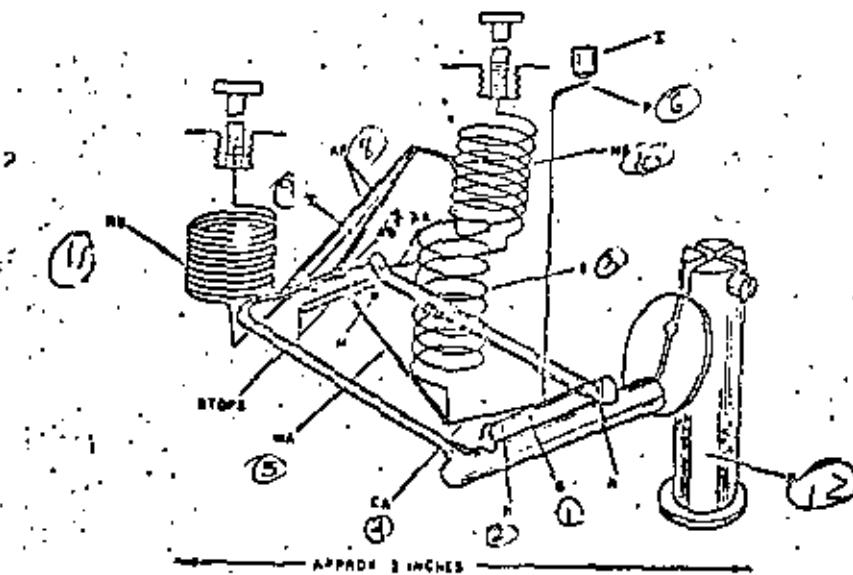
FIG. 4-11. Restoring torque.

3 a.

3 b.

Principio de los Gravímetros Inestables.

FIG. 3.  
19--



- ① S - Barra horizontal que lleva el movimiento principal.
- ② h-h - Goznes que soportan la barra principal.
- ③ S - Resorte principal de longitud cero.
- ④ CA - Brazo al que conecta S y bája inclinado a un ángulo crítico para darle al resorte S un periodo relativamente largo de 5 a 8 seg.
- ⑤ WA - Brazo móvil conectado a CA que lleva una masa M y que se mueve entre las barras topes (stops).
- ⑥ P - Brazo que sirve de indicador en el campo visual del microscopio I.
- ⑦ AB - Barra que sostiene el sistema compensador de temperatura.
- ⑧ AF - Forma A para conectar el sistema compensador con el resorte principal S.
- ⑨ T - Fibra de tungsteno del sistema compensador de temperatura.
- ⑩ NS - Resorte para ajustar el equilibrio que se conecta al sistema con la barra AA, el extremo superior de este resorte se conecta al tornillo de lectura.
- ⑪ RS - Resorte para ajustar el rango de lectura (Reset).
- ⑫ AB y P. - Sostenes de cuero fundido del sistema elástico.

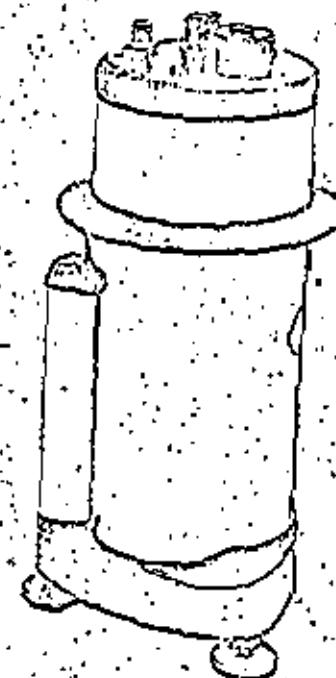
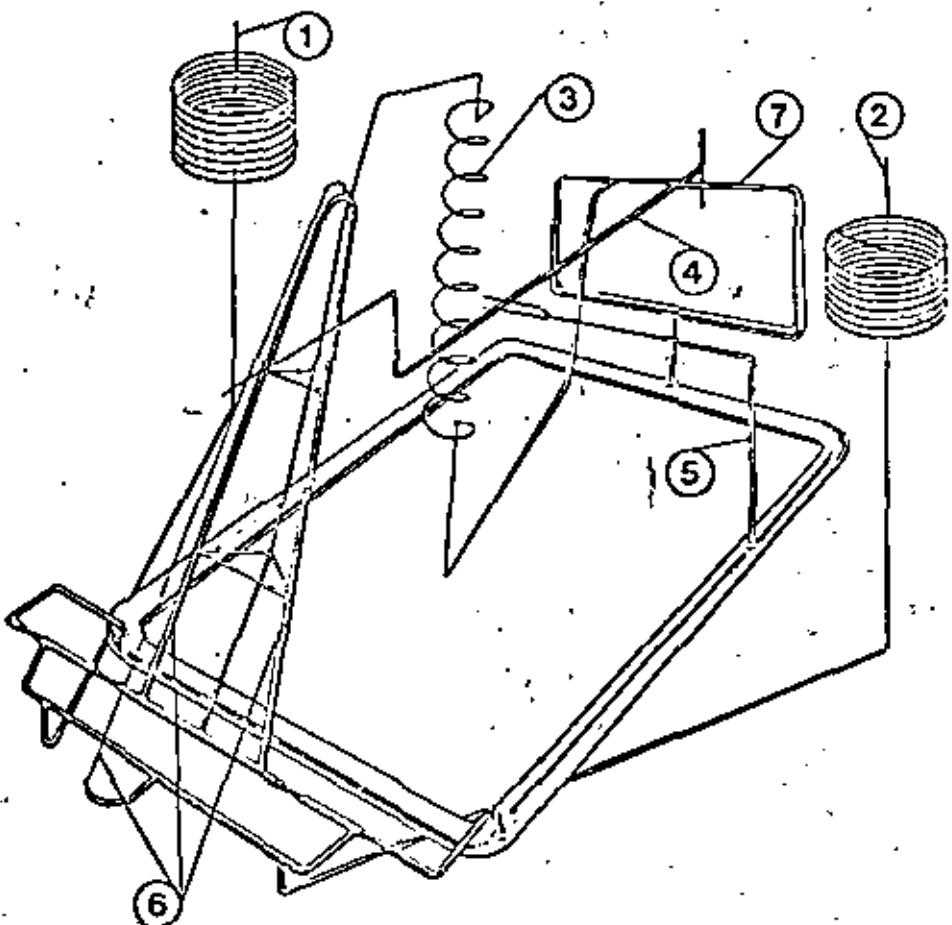


FIG. 5

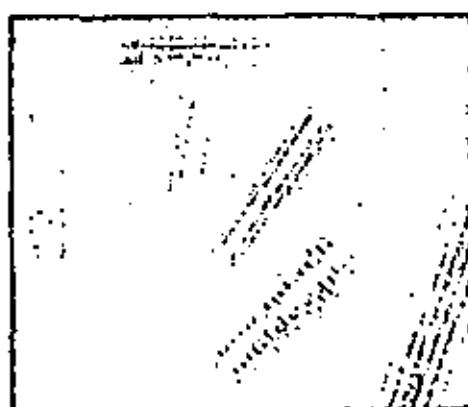
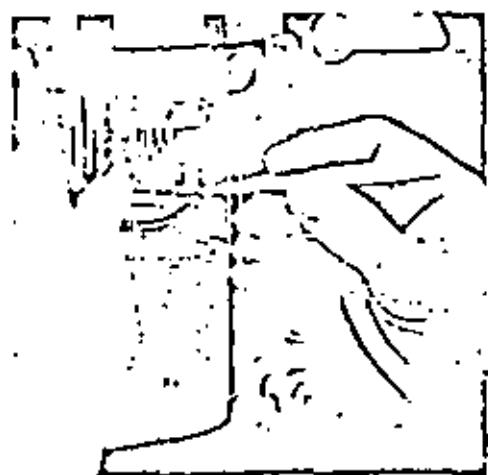
Vista externa del gravímetro Worden.  
(Texas Instruments)...

# CG-2 and CG-2G

- 1 Reset spring
- 2 Reading spring
- 3 Main spring
- 4 Beam (mass)
- 5 Stop
- 6 Compensator
- 7 Hinge



Schematic representation of gravity meter quartz element.



Fused quartz springs.

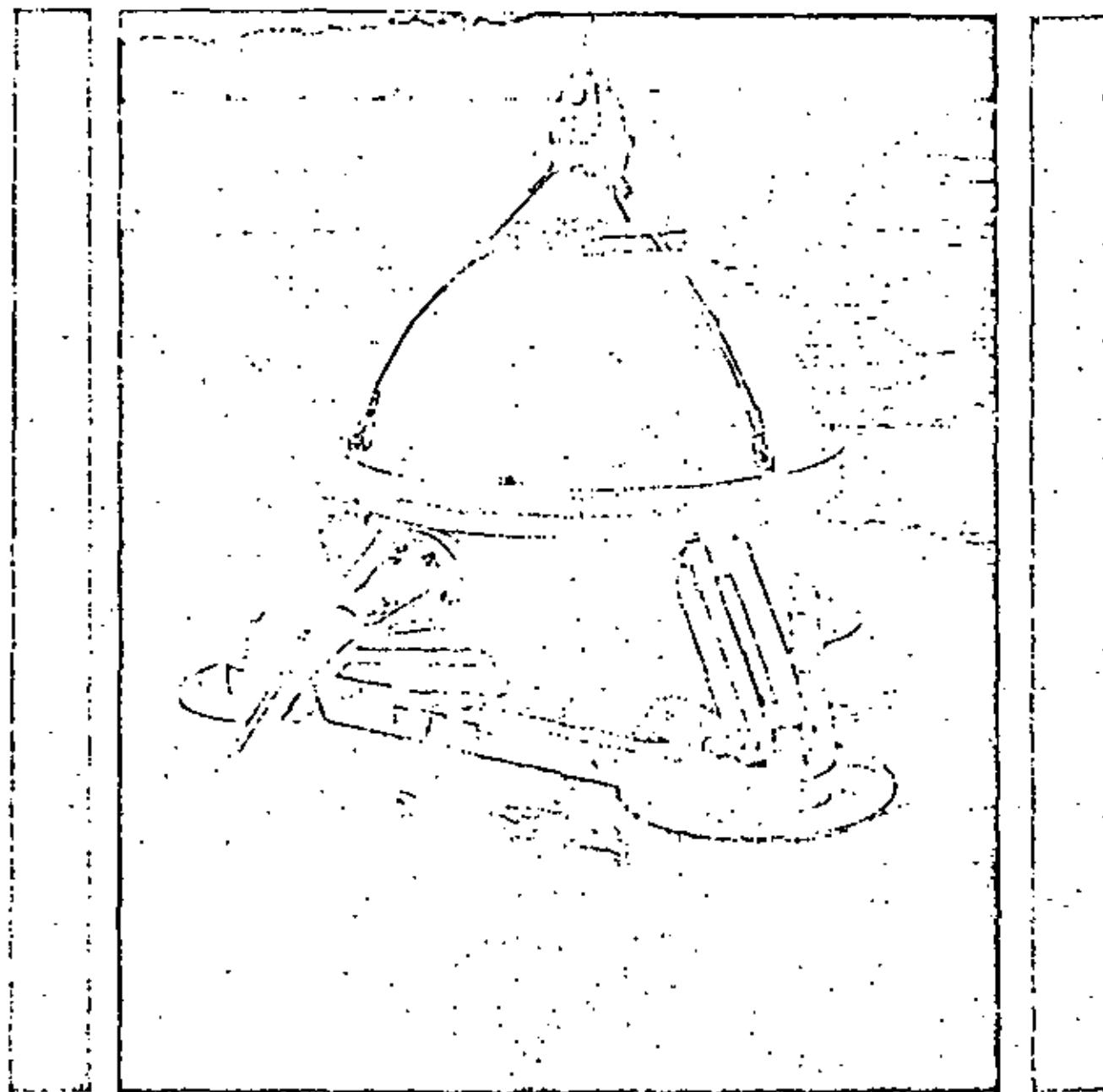
Scintrex Limited  
222 Sniderroll Road  
Concord (Toronto) Ontario  
Canada L4K 1B5  
Tel: (416) 669-2280  
Telex: 06-964570  
Cable: Scintrex Toronto

Complete Geophysical  
Instrumentation  
and Services

FIG. 6.

22

# UNDERWATER GRAVITY METER



The Ultimate in Accuracy and Reliability in  
LAND, UNDERWATER, GEODETIC & EARTH-TIDE GRAVITY METERS

**LaCoste & Romberg, Inc.**  
GRAVITY METERS

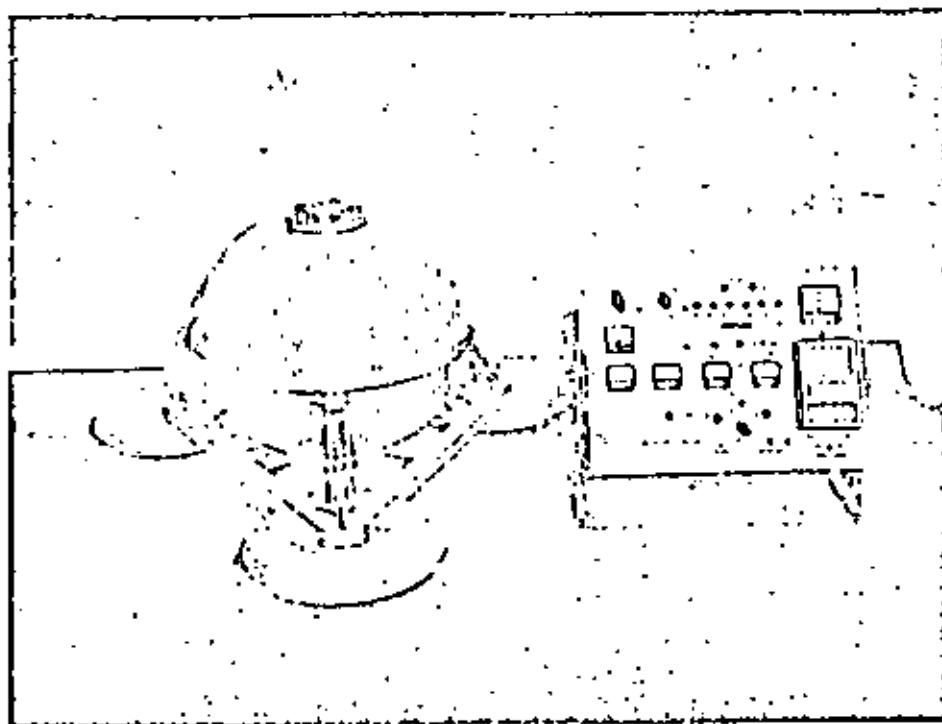
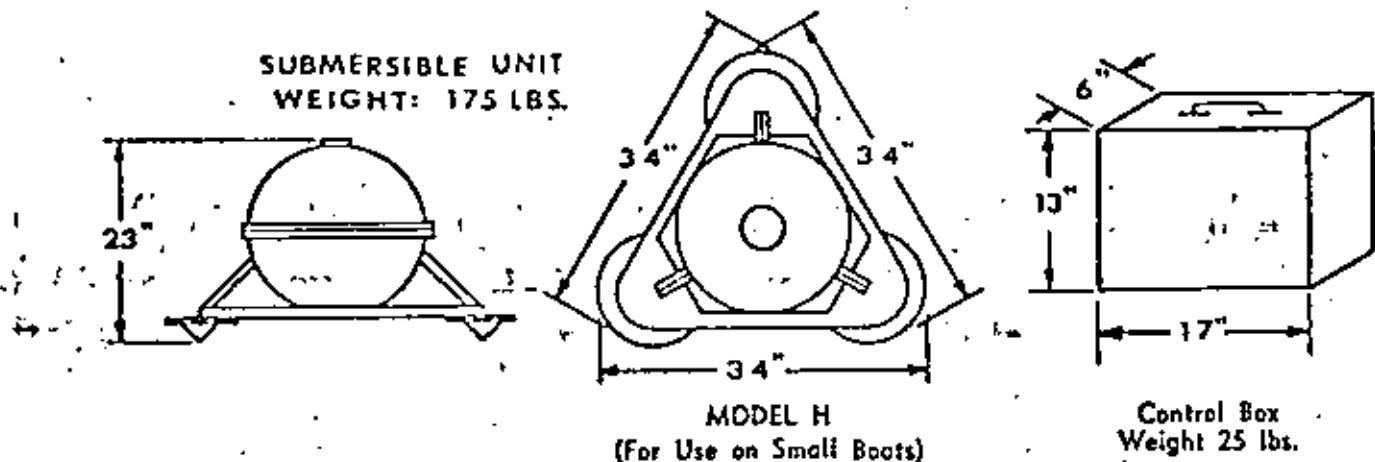
6606 NORTH LAMAR . . . . . AUSTIN, TEXAS

FIG. 7

23

## MODIFICATIONS OF THE MODEL H GRAVITY METER FOR USE ON SMALL BOATS OR HELICOPTERS

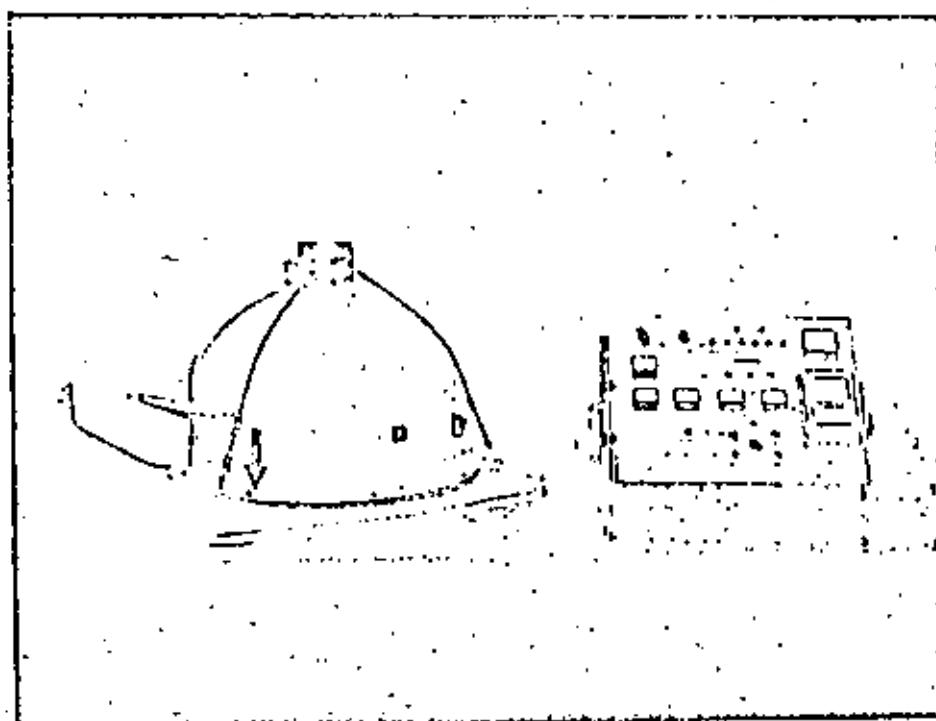
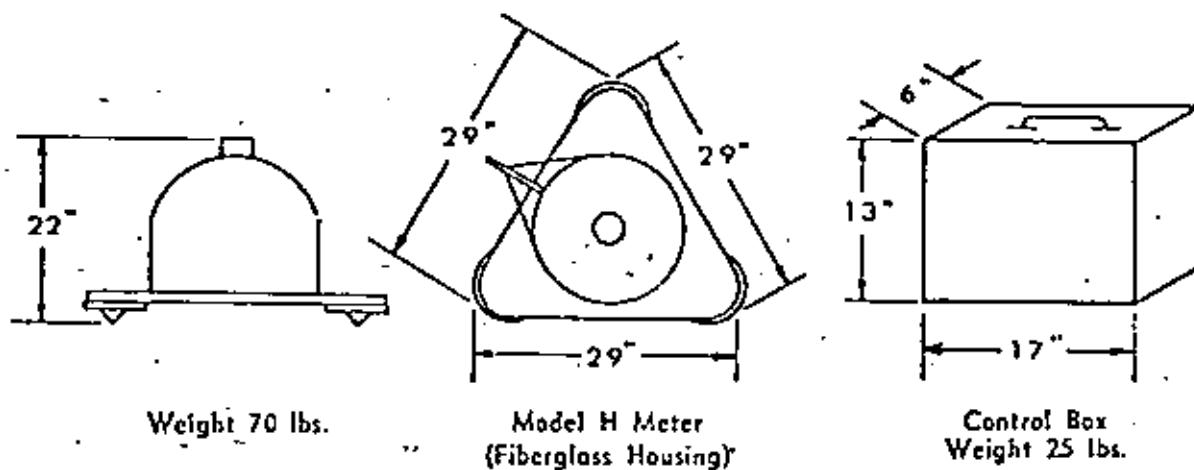
The model H underwater gravity meter can be modified and housed in a smaller and lighter housing for use on small boats where size and weight are important. The weight of the submersible unit is reduced to about 175 lbs. including enough lead weight to make it sink fast. The power source required for this modified version of the model H meter is 25 vdc. Automobile storage batteries are entirely satisfactory. It can be made to operate from 115 vac, 60 cps by using a suitable DC power supply. The accompanying photograph and sketches show the modified model H meter and its weights and dimensions.



Photograph of Model H Meter in Small Sphere and Control Box

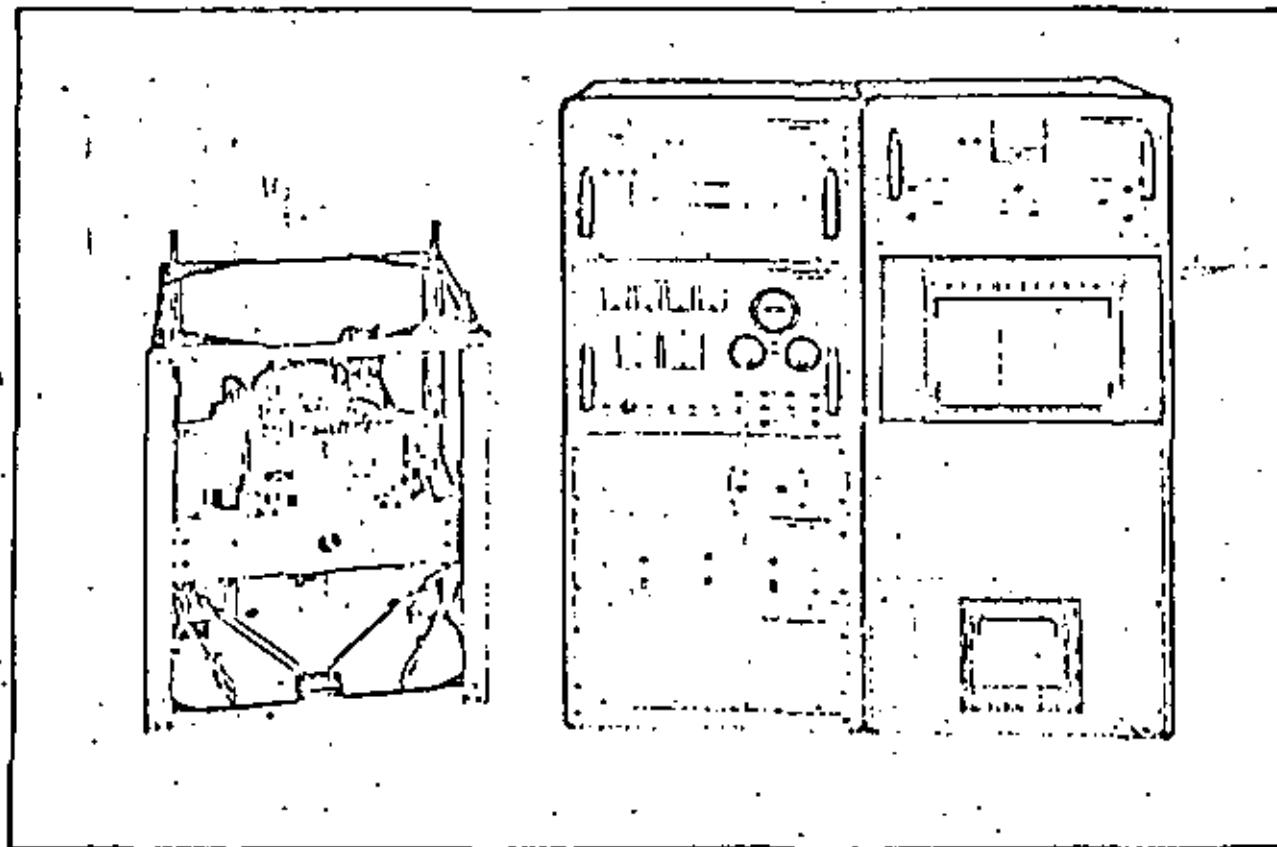
It is sometimes desirable to operate a model H meter from a helicopter on land or on the ice in which case it is not necessary that the gravity meter unit be heavy enough to sink in the water. In such cases the gravity meter unit can be enclosed in a fiberglass housing. This reduces the weight of the gravity meter unit to about 70 lbs. The fiberglass housing is water resistant. When modified for helicopter use the model H meter requires 25 vdc.

The electric cable used for operating the modified model H meter (for small boats or helicopters) is a 20 conductor, rubber-covered cable. A suitable cable is available from Vector Mfg. Co., 5616 Lauderdale, Houston, Texas, at a cost of about \$1.25/ft. plus a termination connector. The cable weighs about  $\frac{1}{4}$  lb/ft. The core of the cable is a stress member which allows it to be used as a hoisting cable. This cable is not suitable for operations in water depths greater than 200 ft. to 250 ft. or in areas where coral exists.



Photograph of Model H Meter in  
Fiberglass Housing for Helicopter Use.

# AIR-SEA GRAVITY METER

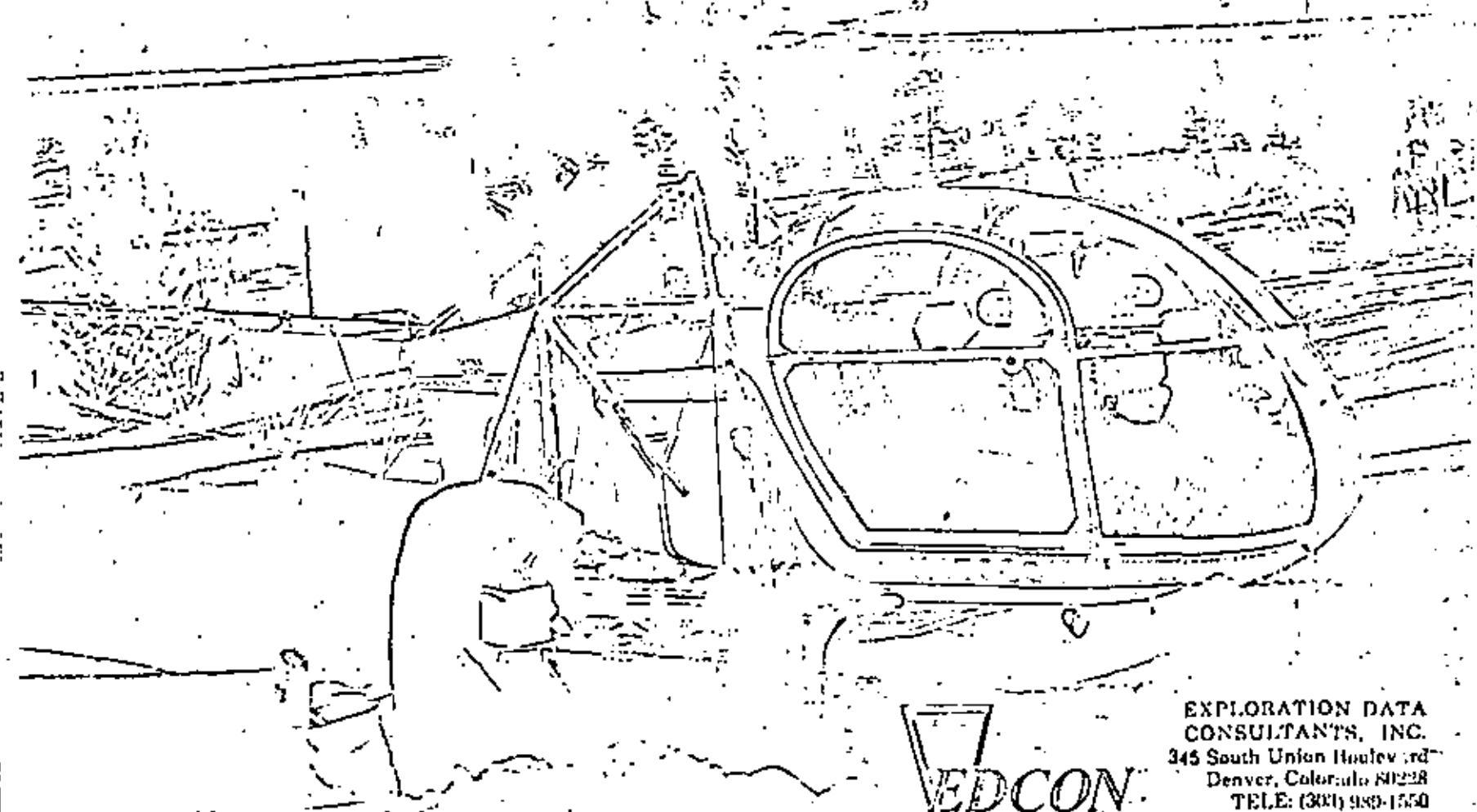


*The Ultimate In Accuracy and Reliability In*  
**LAND, UNDERWATER, GEODETIC & EARTH-TIDE GRAVITY METERS**

**LaCoste & Romberg, Inc.**  
**GRAVITY METERS**

6606 NORTH LAMAR • AUSTIN, TEXAS

FIG. 10.



EXPLORATION DATA  
CONSULTANTS, INC.  
345 South Union Boulevard  
Denver, Colorado 80228  
TELE: (303) 989-1550  
TWX: (910) 320-2912



FIG. 11.



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

**EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION GEOFISICA**

**GRAVIMETRIA APLICADA A LA MINERIA**

**Ing. Guillermo Hernández Moedano**

**AGOSTO, 1982**

## I. LA GRAVIMETRÍA APLICADA A LA MINERÍA

La gravimetría pocas veces se aplica como método único para resolver algún problema específico de minería, la mayor parte de las veces se aplica como complemento a otros métodos d este necesita de la aplicación de otro o otros métodos para clarificar la interpretación gravimétrica.

El método gravimétrico es adecuado cuando el contraste de densidad que existe entre el cuerpo de mineral y la roca encajonante es notable, influye también el volumen del cuerpo de mineral y la profundidad a la que se encuentra.

Analizando la fórmula general de atracción vertical de una masa anómala:

$$dg_a = G \frac{\Delta s \, dv}{r^2} \cos\theta$$

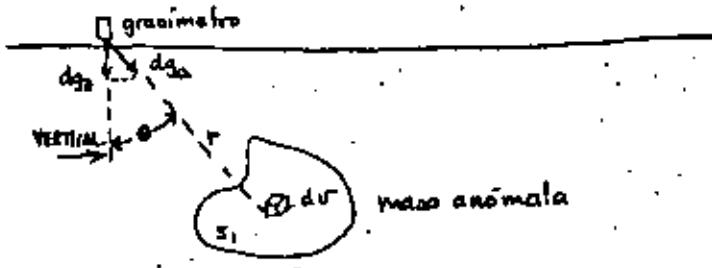


FIGURA 1

$\Delta s = s_2 - s_1$  = Contraste de densidades (contraste en toda la masa anómala)

$dg_v$  = Atracción Vertical

$dg_s$  = Atracción del volumen diferencial

$d_v$  = Volumen diferencial

$r$  = Radio Vector

$G$  = Constante gravitacional =  $6.67 \times 10^{-8}$  cgs.

Podrá notarse que la atracción, es proporcional al contraste de densidad y al volumen de la masa e inversamente proporcional al cuadrado de la profundidad.

La fuerza de atracción vertical sobre la masa del gravímetro es sumamente pequeña por lo tanto es conveniente plantear previamente el problema geológico minero y geofísico para proyectar el procedimiento más adecuado del levantamiento y la aproximación del gravímetro que deba emplearse.

La aplicación del método gravimétrico en terrenos planos o casi planos es ideal y se va complicando cuando la topografía es quebrada.

La mayoría de los minerales metálicos se encuentran en terrenos quebrados, entonces si el mineral que se pretende descubrir se presume que se encuentra profundo o que es de poco volumen, las correcciones que deben hacerse a las observaciones gravimétricas deben efectuarse con el mayor cuidado posible, sobre todo la corrección por elevación; en general siempre es recomendable para los levantamientos gravimétricos llevar la nivelación de cada una de las estaciones con la mayor precisión posible.

#### Ejemplo I

a) En una campaña de exploración para descubrir cuerpos de mineral de fierro, en el estado de Coahuila, se realizó primero un levantamiento magnético (componente vertical) y posteriormente un levantamiento gravimétrico sobre los lugares donde las anomalías magnéticas eran prometedores y finalmente se barrend con resultados positivos en los lugares donde el máximo gravimétrico coincide con un máximo magnético. — en la Figura 2, se muestra el plano de la anomalía de Bouguer de uno de los lotes explorados, con un gravímetro mintrex y en la figura 2a la anomalía magnética del mismo lugar.

b) El levantamiento gravimétrico, es muy recomendable para descubrir azufre que yace sobre el casquete de los domos salinos. En México y prácticamente en toda la costa del golfo

(2) de México donde se localiza la mayoría de los domos salinos, el terreno es plano o casi plano así el levantamiento topográfico es más sencillo excepto que la vegetación en la franja tropical es más densa y en algunas partes pantanosas.

Normalmente el domo salino se encuentra encajonado por las rocas sedimentarias cuya densidad aumenta con la profundidad mientras que la densidad de la sal permanece constante la respuesta del domo es la de un mínimo gravimétrico. El Casquete que lo constituye anhidrita o una caliza, que se supone se encuentra en la cima del domo, tiene una densidad mayor (2.5 a 2.7 g/cc) que la sal (2.2 g/cc) y que las rocas encajonantes (2.0 - 2.3) pero su volumen es pequeño comparado con el del domo y si de las rocas encajonantes, por lo tanto, en la anomalía de Bouguer no siempre se distingue y generalmente es necesario, obtener el efecto regional y  $\frac{1}{r^2}$  deriva vertical para descubrirlo, que aparecerá como un pequeño máxi-  
mo sobre el mínimo gravimétrico que acusa al domo salino.

Generalmente el casquete no está totalmente mineralizado hay ocasiones que parcialmente la caliza y sobre todo la anhidrita están sumamente compactas; la perforación de los primeros barrenos, sirven para probar la existencia del casquete y del contenido azufre y si la profundidad y extensión del casquete está dentro de los límites comerciales de explotación, es posible determinar, con gravimetría la zona mineralizada, observando estaciones de gravímetro más cerca una de otra y si es posible usando un gravímetro con el que puedan medirse microgals.

Si todo el casquete es compacto o tiene zonas de mineralización, realizando un levantamiento gravimétrico más detallado de la zona que abarca el Casquete, la zona mineralizada deberá reflejarse como un mínimo.

#### Ejemplo II

En la Figura 3 se muestra la configuración de la Anomalía de Bouguer levantada de un lote de concesión azufrera en el sureste de México, donde se presumía la existencia de un domo de sal que podría tener casquete y por lo tanto azufre. En la figura 3a se muestra el efecto regional obtenido por promedio de 9 puntos. En este mapa se delinean mejor por medio de los mínimos gravimétricos el domo Salino y acusa una zona de falla al norte del mismo. En la figura 3b; que es el residual obtenido de la resta analítica de los dos mapas anteriores mencionados. La parte sombreada dentro de la serie de anomalías negativas (no sombreadas) que se alinean en forma circular se interpretaron como representativas del casquete.

El levantamiento no fue probado con la barrena porque la Cfa. que tenía la concesión suspendió sus operaciones.

#### Ejemplo III

En la figura 4 se muestra un levantamiento gravimétrico realizado con fines petrolíferos, las curvas isonómicas tienen un control de estaciones cada 500 metros sobre polígonos de 5 x 5 km. o mas grandes, sobre este plano se marcó un lote explorado para azufre que tiene las dimensiones de 10 km. este-oeste y 8 km. norte-sur, en la figura 4a, se muestra la anomalía de Bouguer obtenidas en un lote encerrado, con estaciones de gravimetría cada 100 metros y brechas cada 200 metros, el campo azufrero de explotación se encuentra al oriente de la coordenada x=28. Como podrá notarse en este mapa más detallado aparecen anomalías que en el mapa petrolero no se detectan por la separación relativamente grande de una línea de estaciones a otras.

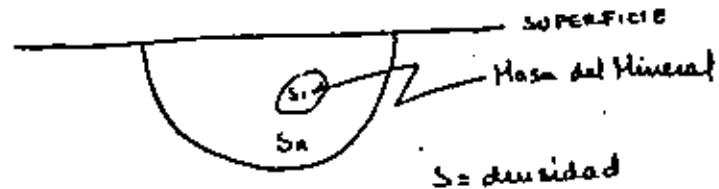
La figura 4b muestra el efecto regional y en la figura 4c, aparece la anomalía residual donde resulta el actual campo azufrero como un máximo residual, que establece la presencia del casquete.

Al oeste de la coordenada 28 está el terreno donde se pretende extender la explotación azufrera. La existencia del domo ya se conocía, y ahora se trataba de localizar el Cap-Rock.

La figura 4a, 4b, 4c y 4d muestra el efecto regional, residual y la 2<sup>a</sup> derivada vertical respectivamente; donde en esta última, se indica con mas detalle los límites de los máximos gravimétricos.

Se asume que las anomalías positivas indican las áreas donde puede encontrarse el casquete no obstante como la solución gravimétrica no es única se recomendable realizar líneas de refracción o perforaciones, para decidir, si es "Cap Rock" o no, lo que se puede afirmar es que los mínimos están indicando la cima de la sal.

Cuando se puede definir por medio de la configuración el cierre de la anomalía gravimétrica residual es posible calcular la masa andante que la produce aplicando el teorema de Gauss

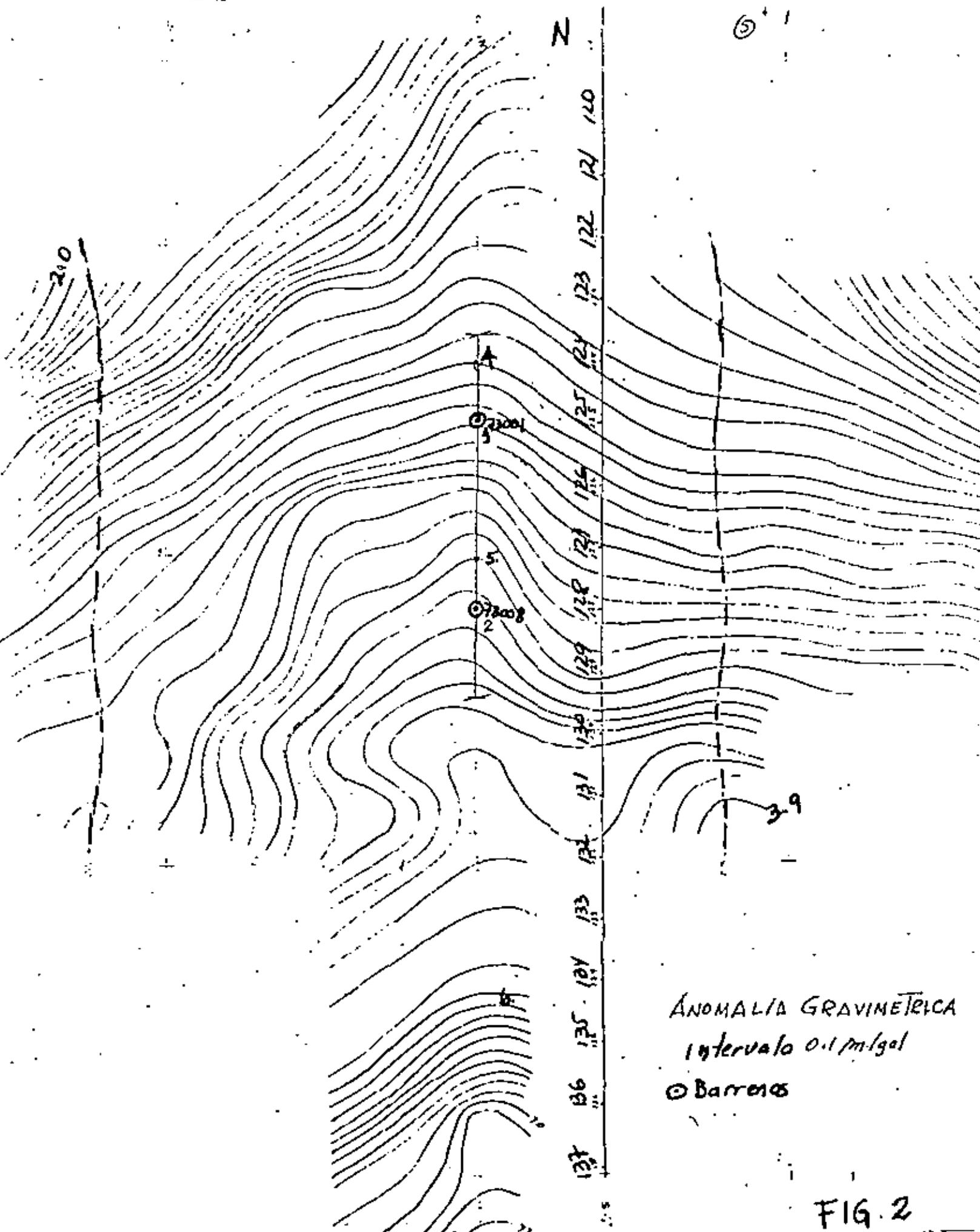


La integral sobre el plano que se presume coincide con la superficie del terreno se expresa, si  $M$  = masa total

$$\int \Delta g(x,y) dx dy = 2\pi G M$$

Para el cálculo de la masa del cuerpo  $M_N$  del mineral es necesario conocer la densidad del mineral y la densidad de las rocas que lo rodean

$$M_N = M \times \frac{S_1}{S_1 - S_2}$$

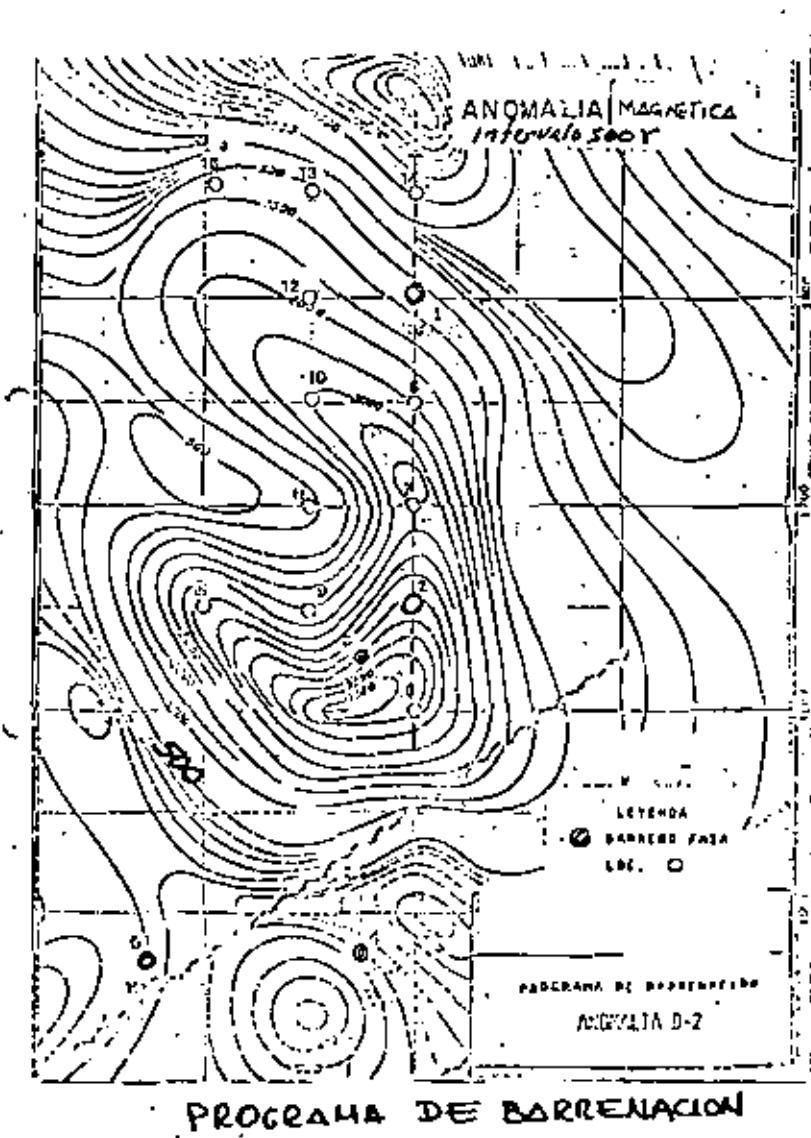


## ANOMALIA GRAVIMÉTRICA

© Barron's

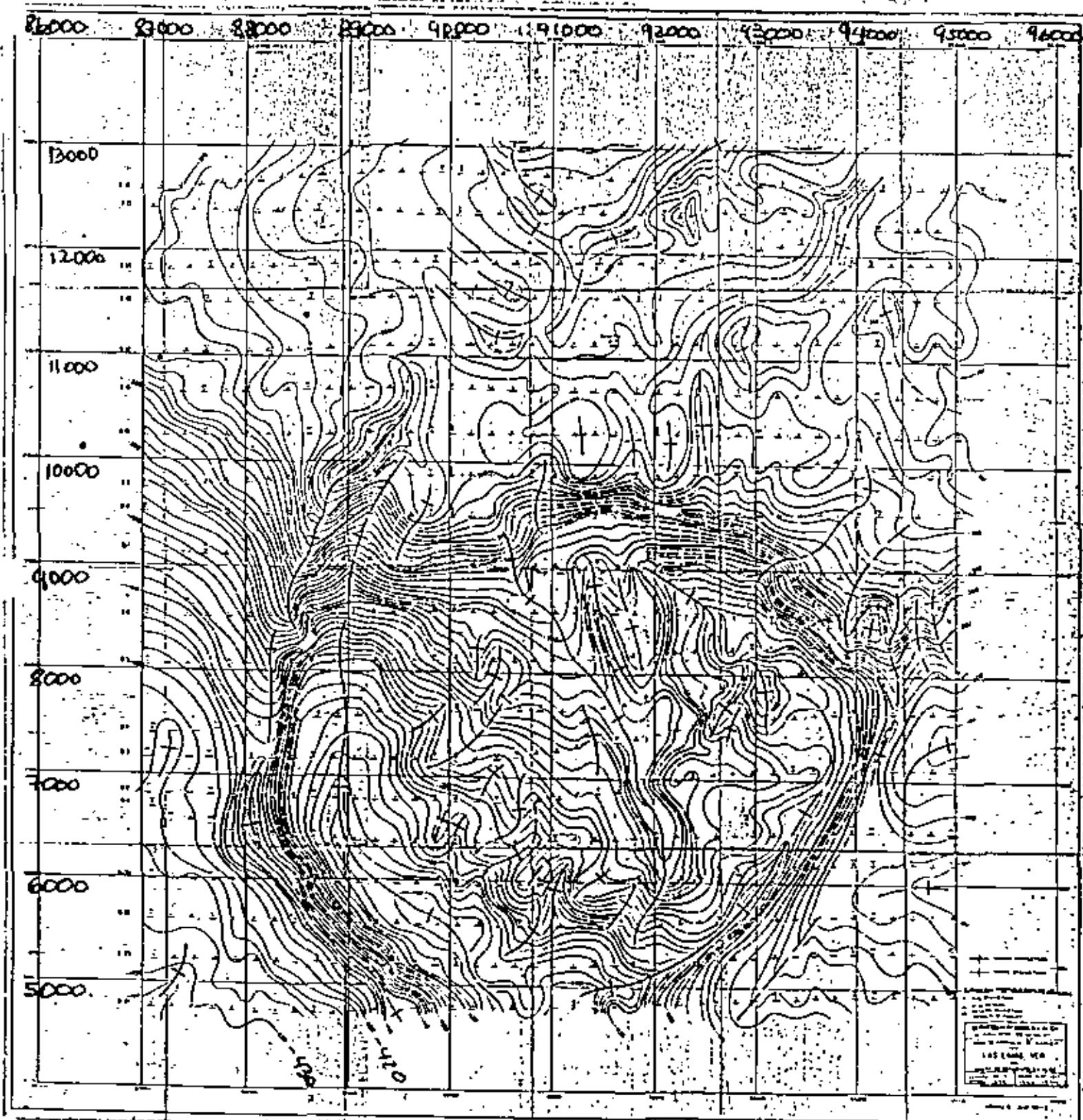
FIG. 2

(6)



② Barreros

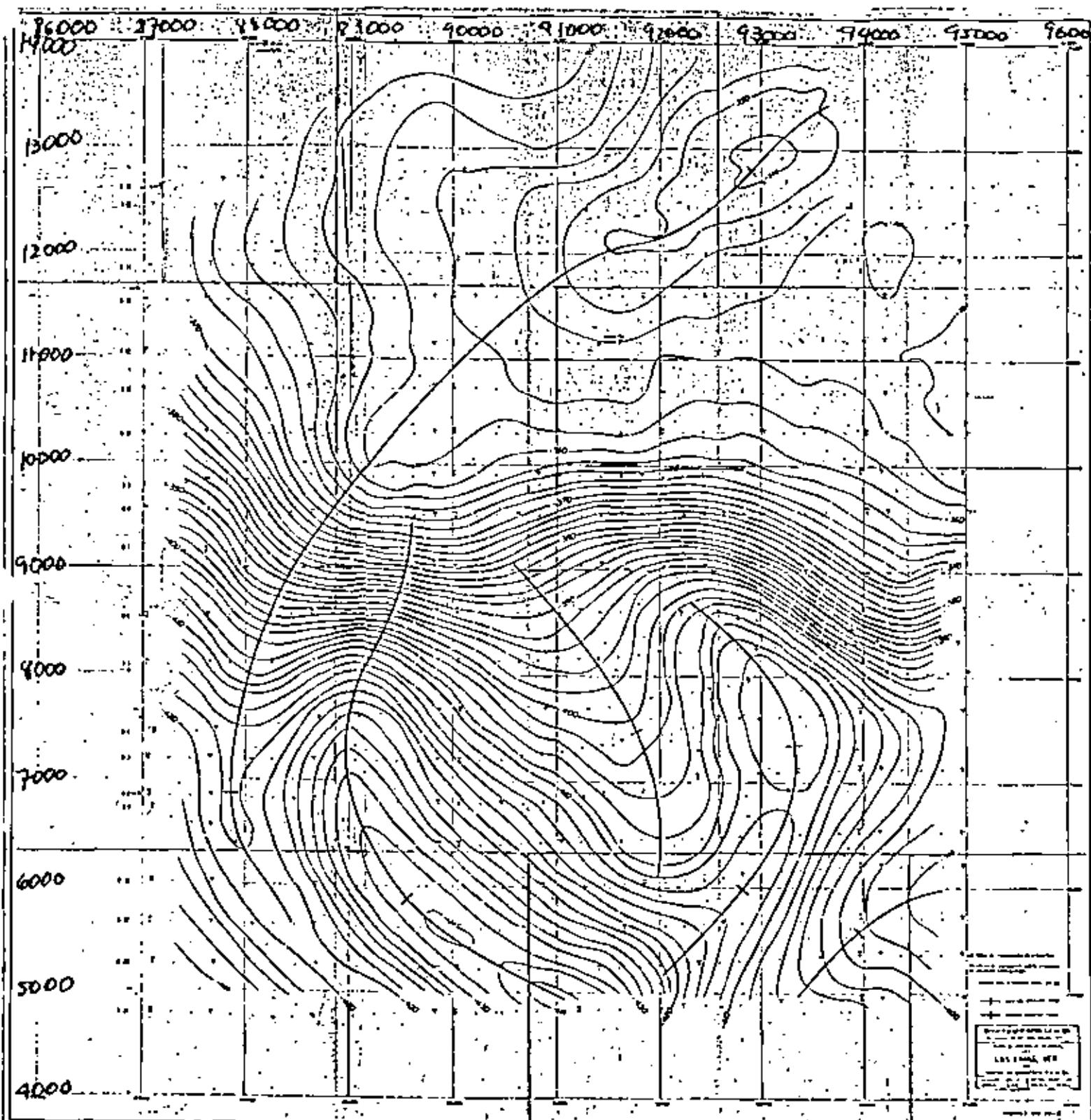
FIG 2a



ANOMALIA DE BOUGUER

FIG.-3

(6)



MAPA DE ANOMALIA REGIONAL

FIG. 3a

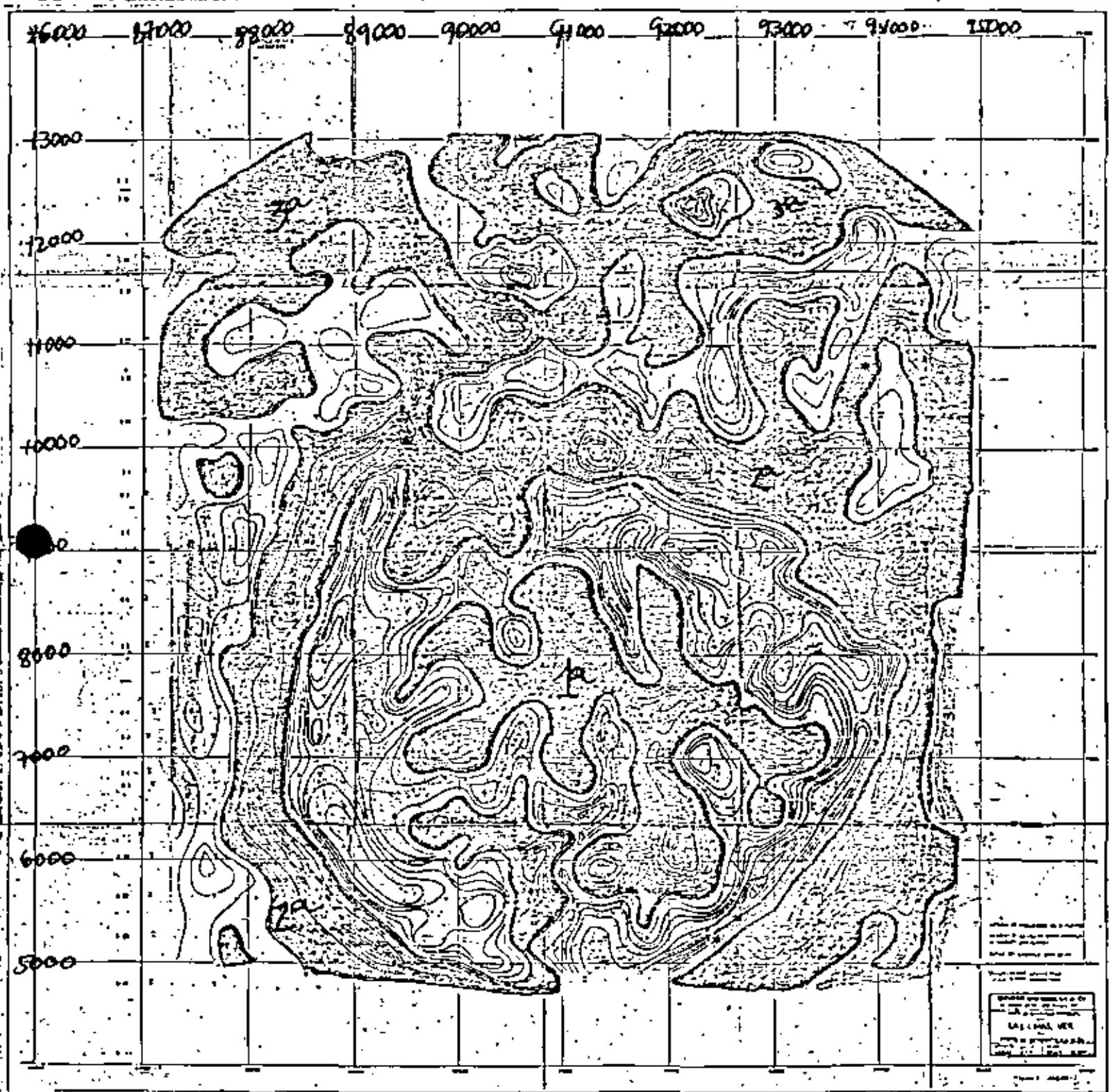


FIG. 36

(10)

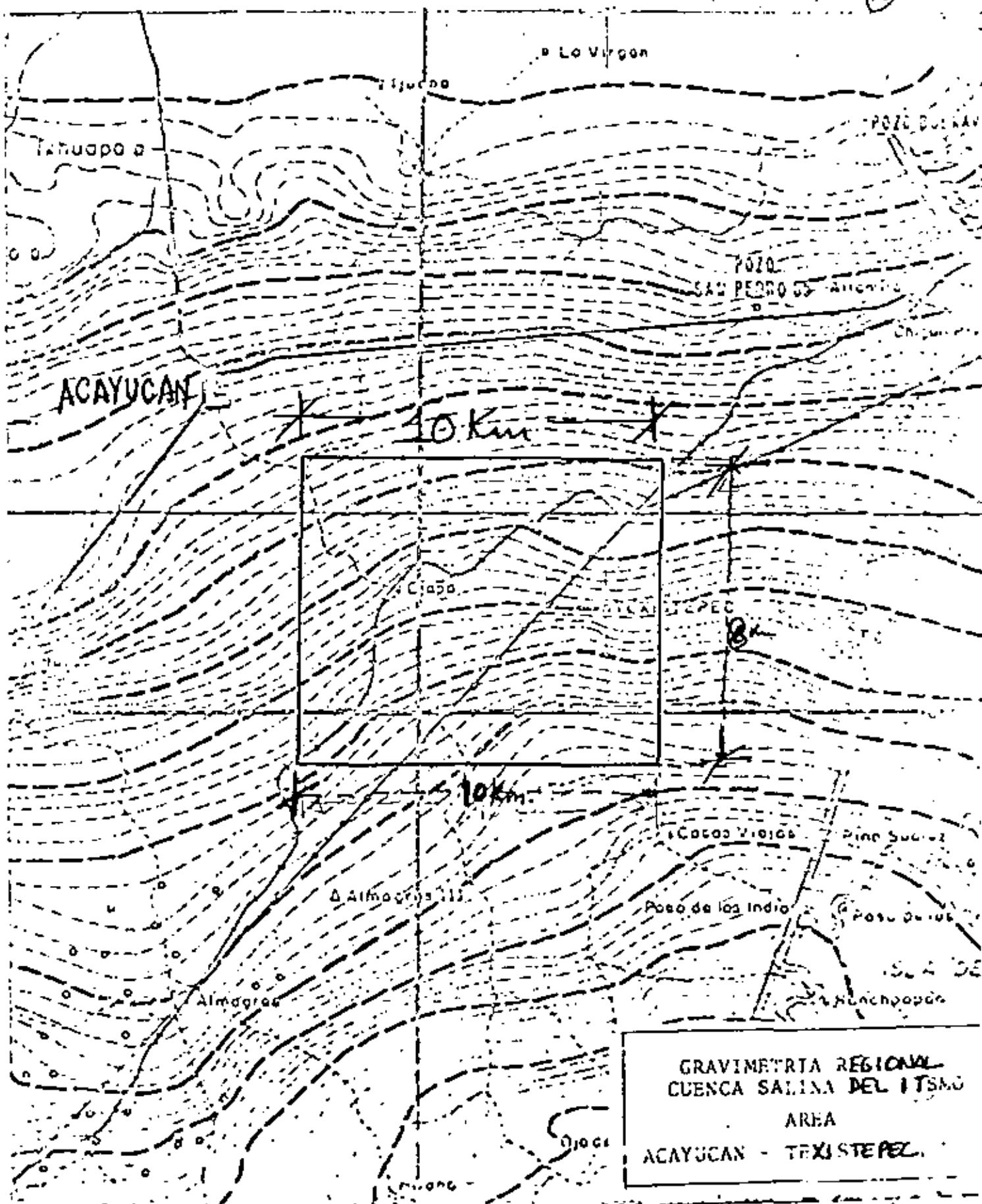
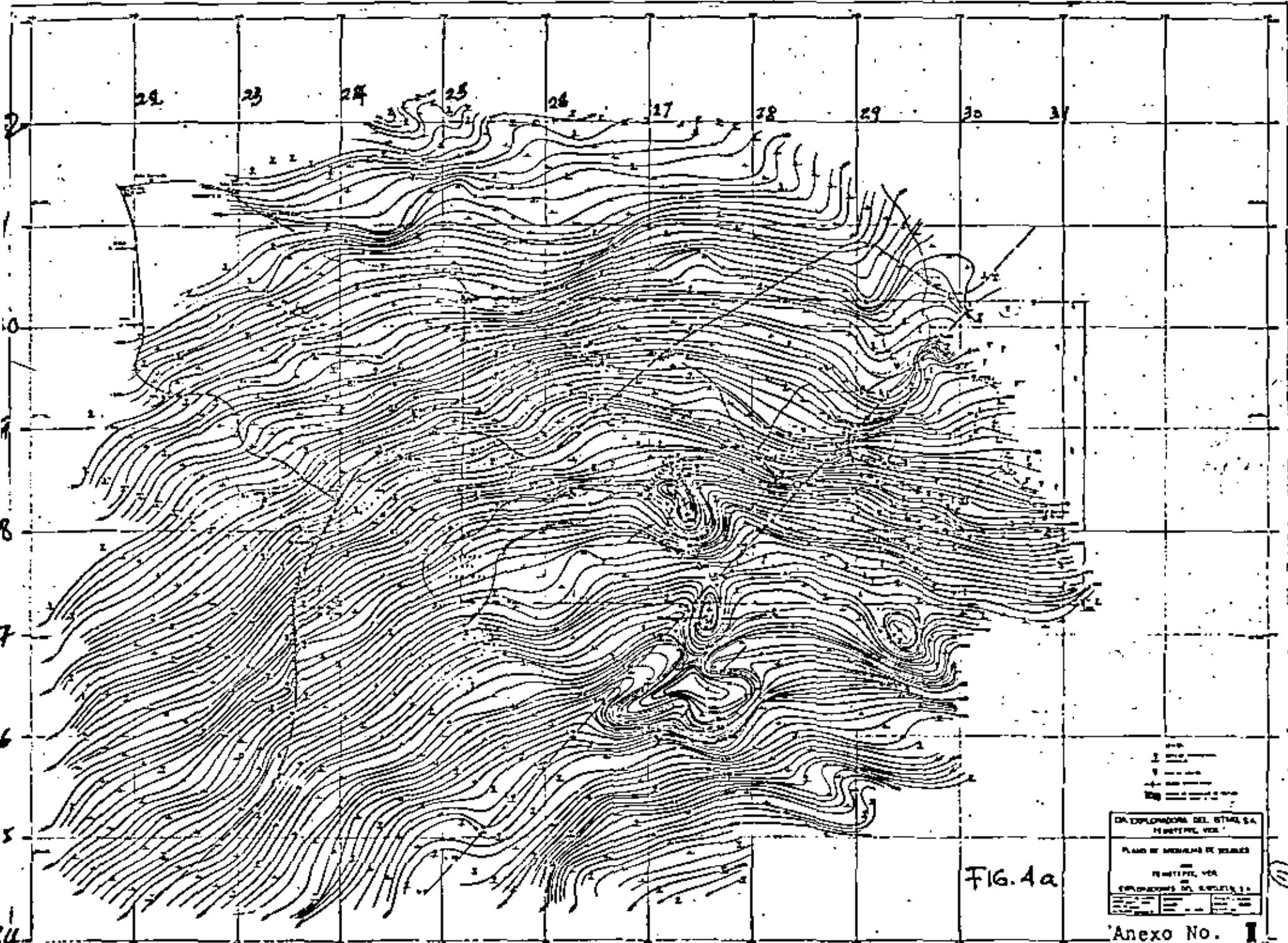


FIG. 4

# ANOMALIA DE BOUGUER.



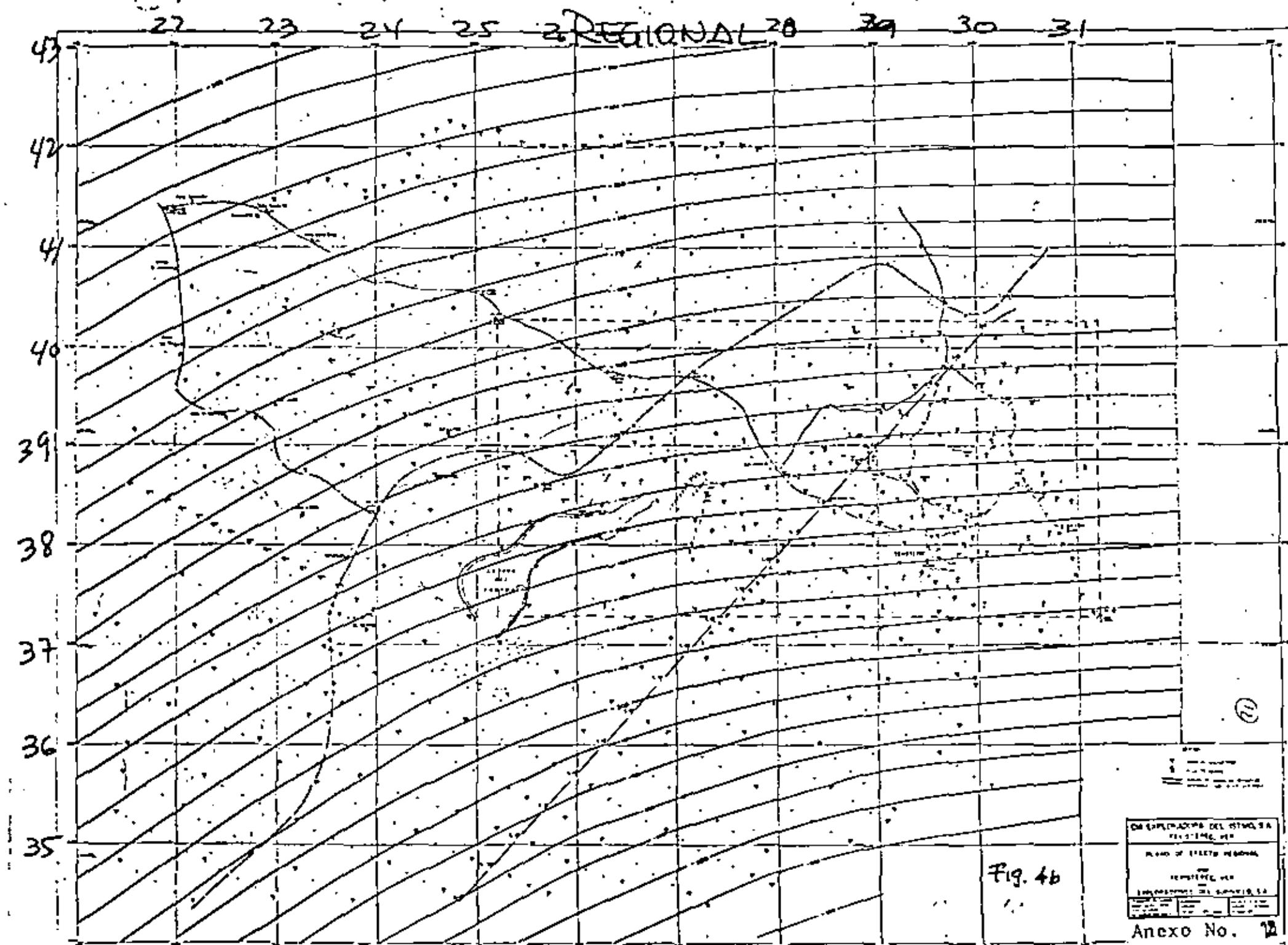
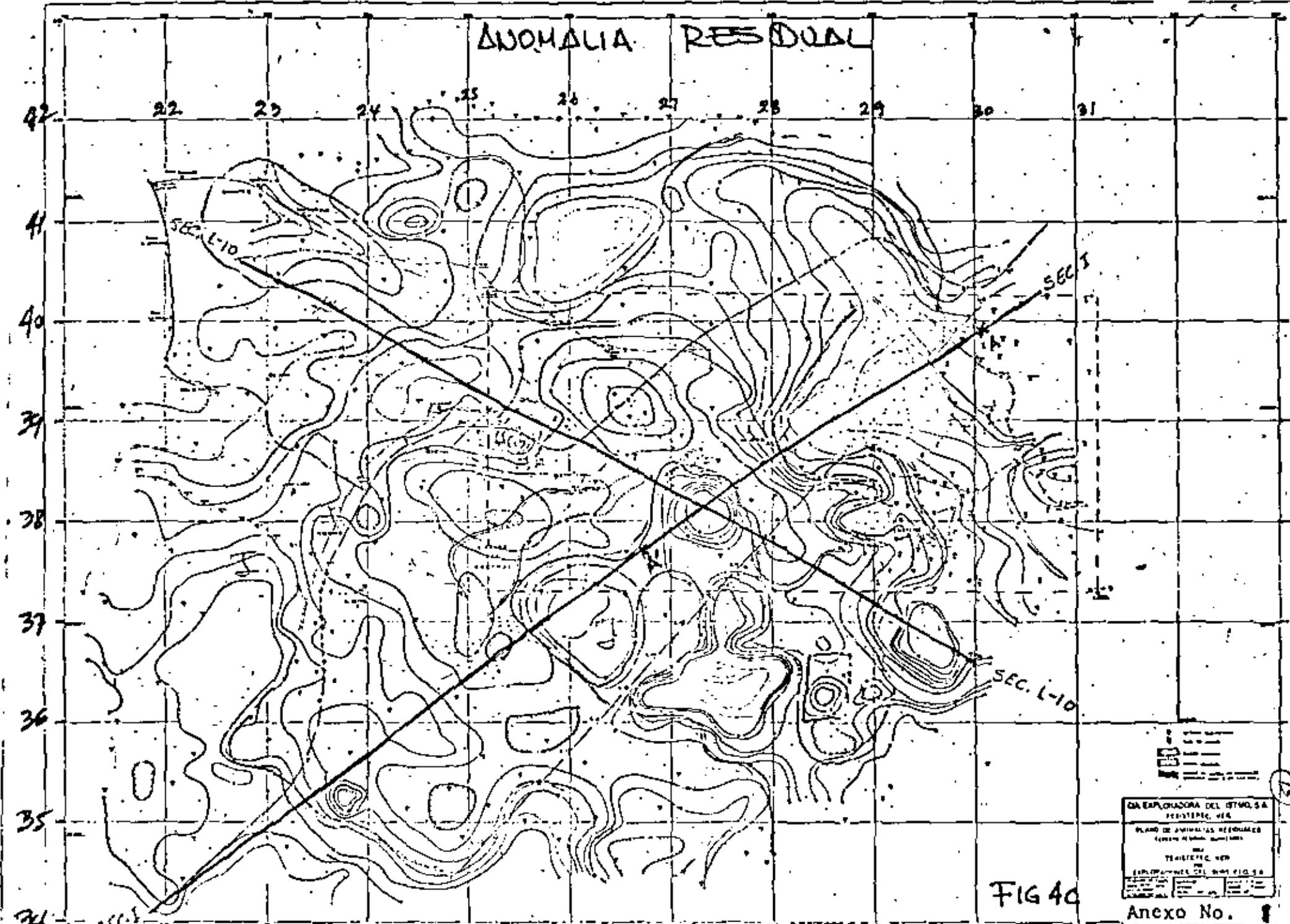


Fig. 4b

CABIMIENTO DEL ESTADO DE TAMAULIPAS, MEX.	
PLANO DE ESTADO MEXICANO	
REPROBADO, MEX.	
INDEPENDENCIA, 20 AGOSTO 1821	

Anexo No. 1

# ANOMALIA RESIDUAL



22 Derivada

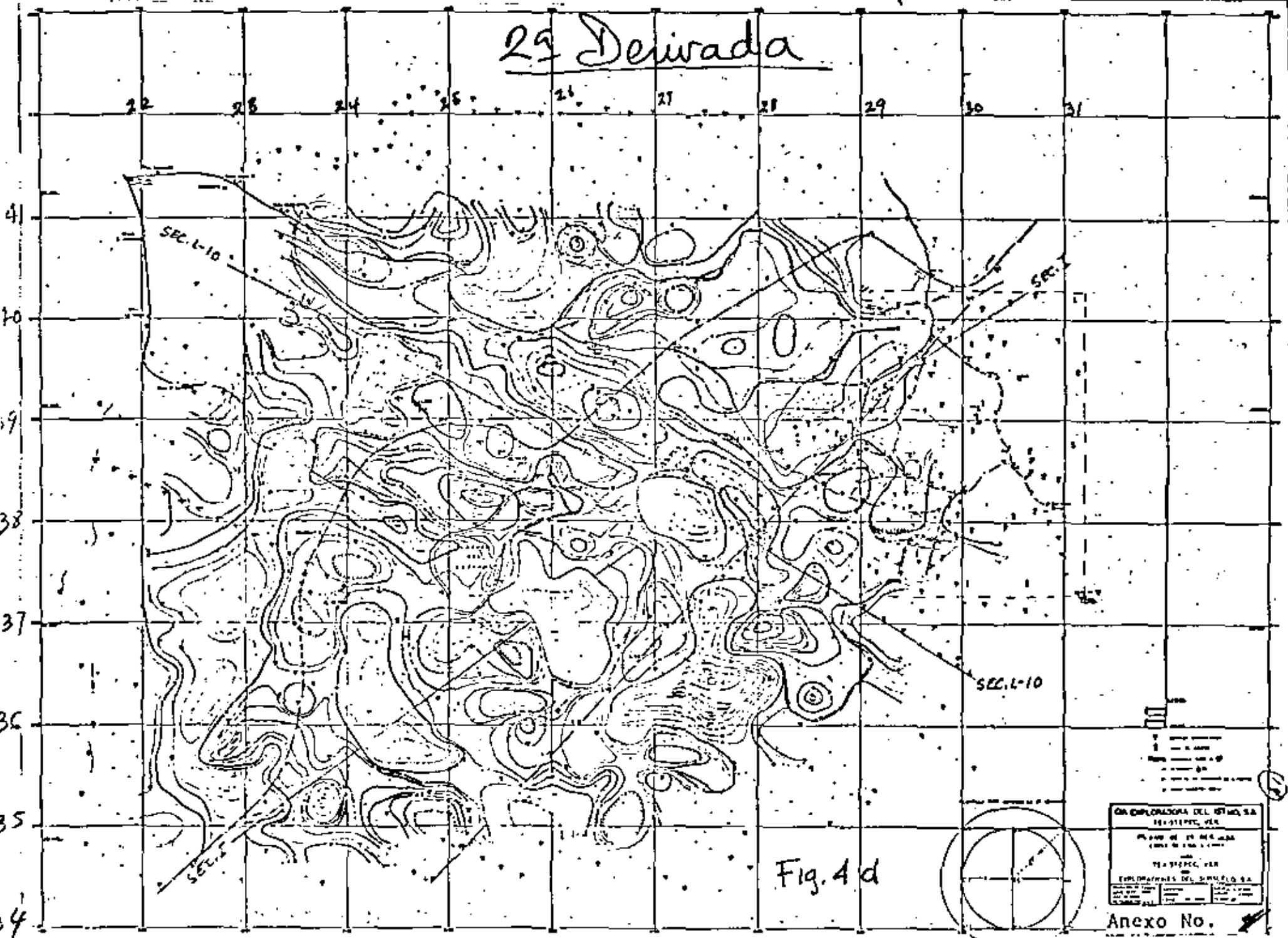


Fig. 4 d

EXPLORACIONES DEL SISTEMA INTERIOR, VER.
PLANO DE 1:25,000 MM. (1:25,000)
TEATROPEC, VER.
EXPLORACIONES DEL SISTEMA INTERIOR, VER.

Anexo No.



EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION GEOFISICA

APLICACION DE DATOS DE SATELITES PARA DETERMINAR EL CAMPO  
GRAVITACIONAL TERRESTRE

M en C Octavio Lázaro Mancilla

AGOSTO, 1982

APLICACION DE DATOS DE SATELITES PARA DETERMINAR EL CAMPO GRAVITACIONAL TERRESTRE.

Mig. C. Octavio Lealera Monroy.

Las mediciones satelitales tienen aplicación práctica al ayudar a definir anomalías de onda larga en el modelado de campos potenciales globales.

El análisis de los movimientos de satélites forman la base para derivar información sobre el campo gravitacional terrestre.

Este se debe a que estos métodos no involucran la medición directa de la gravedad.

Por tal motivo, discutiremos brevemente estas técnicas, así como desarrollos recientes:

- Si la Tierra fuera esférica con densidad constante, la órbita de un Satélite Artificial bajo la influencia del campo gravitacional resultante sería elíptica, con el centro de Tierra en uno de sus focos. En realidad el Potencial Gravitacional es más complejo y puede ser representado como una Serie Armónica Esférica y un Potencial Rotacional.

Una órbita de satélite artificial bajo la influencia de este campo potencial Gravitacional, dejaría de ser elíptica, aunque en cualquier instante la órbita puede ser considerada siéptica.

Por lo tanto, al observar movimientos de Satélites con sistema de rastreo terrestre, se puede determinar coeficientes armónicos esféricos.

Una técnica para estimar de órbitas y parámetros consiste de una integración numérica de las ecuaciones orbitales de movimientos y el uso de técnicas de corrección diferencial para ajustar los parámetros.

En la práctica, se emplean múltiples observaciones de algunos Satélites en el proceso de estimación de coeficientes armónicos esféricos, por ejemplo el GEI (7) se basa en 560,000 observaciones ópticas, electrónicas y láser de 27 satélites. Este modelo contiene 400 coeficientes armónicos esféricos y está completo al grado y orden 16.

Las perturbaciones orbitales debidas a coeficientes arriba de 16 grados (2,500 Kms.) se miden con Satélites tipo geodésico con altitudes de alrededor de 1,000 Kms., y la determinación de coeficientes de alto grado es muy difícil.

ALGUNAS CONTRIBUCIONES A LA GEOFÍSICA Y A LA GEODESIA, DE LOS  
DE LOS RESULTADOS DE LA GRAVEDAD TERRRESTRE, OBTENIDOS POR ME-  
DIO DE SATELITE.

Por: H. A. Khan.

Extracto.- Los datos de los satélites orbitales han proporcionado valores confiables para los coeficientes, de bajo grado y orden, en la expansión armónica esférica del campo de gravedad terrestre. El coeficiente de segundo grado produce la forma de la Tierra, probablemente el parámetro más importante en la Geodesia, ya que es crucial en la evaluación numérica de la gravedad teórica. Esta información requiere de la estandarización de las anomalías obtenidas de los datos de gravedad de satélite y de los de gravedad superficial; dicha estandarización se debe de realizar en el contexto de las tres figuras de referencia de mayor uso: el Elipsóide Internacional de Referencia, el Elipsóide de Referencia 1967 y el Elipsóide de Referencia en Equilibrio. La estandarización es importante en la comparación y combinación de los datos, obtenidos por medio de satélite y por mediciones superficiales, para luego ser integrados bajo un mismo sistema de referencia.

El análisis de la naturaleza de las anomalías de la gravedad, obtenidas por satélite, auxilia en la interpretación geofísica y geodésica de las mismas. Dicha interpretación se realiza en términos de las características tectónicas y la estructura, corteza y manto, de la Tierra. Los datos obtenidos por satélite hacen posible el calcular la corrección potencial y el radio ecuatorial terrestre, a partir de mediciones del geopotencial, y de este hecho, la anomalía total observada se puede separar en los componentes que tengan interés geofísico. Otra aplicación de esta técnica es que por medio de ella se pueda estudiar las variaciones temporales del campo de gravedad. Además, los resultados de satélite hacen contribuciones significativas en la predicción de la gravedad, en áreas no exploradas, así como en la comprobación de los contornos de gravedad marinos.

## 1.- INTRODUCCIÓN

La medición de la fuerza de gravedad, sobre la superficie terrestre ha traído la atención de Geodestas y Geofísicos, dada la importancia que tiene este concepto, dentro de sus disciplinas. La utilización de los satélites artificiales en la medición de la gravedad, o campo gravitacional, de la Tierra, ha marcado nuevas pautas en la exactitud y utilización de dicho concepto.

Las técnicas anteriores a los satélites, o pre-satélite, de mediciones de la fuerza de gravedad, se pueden separar en dos categorías: i) técnicas de medición de gravedad absoluta y ii) técnicas de medición de gravedad relativa.

Ambas técnicas requieren de equipo apropiado, para ser llevado físicamente al punto en el que la medición es deseada. Sin embargo, esto no es posible frecuentemente y en ocasiones resulta hasta inconveniente.

Los satélites artificiales terrestres proporcionan una nueva posibilidad ya que la órbita, del satélite, depende del campo gravitacional de la Tierra. De esta manera, un análisis del movimiento orbital del satélite, proporciona información para la determinación del campo de gravedad terrestre.

Dado que la fuerza gravitacional es una cantidad vectorial, y da de la dificultad para manejar este tipo de magnitudes, el vector - gravedad o fuerza gravitacional es representado, generalmente, por una gravedad escalar o potencial gravitacional. Consecuentemente, las discusiones acerca de la determinación de la gravedad terrestre se centran, generalmente, en la determinación de la gravedad o potencial gravitacional.

Para determinar el potencial gravitacional a través de los datos obtenidos de un satélite orbital, hay que considerar la posición del satélite en el espacio como función del tiempo.

Una órbita tradicional está definida por seis parámetros. Cada uno de ellos describe una propiedad específica de la órbita. Esto se muestra en la figura Iba.

El tamaño de la órbita está determinado por el eje semi-mayor - "a" y su forma por la excentricidad "e". Los puntos de intersección del plano de la órbita con el plano ecuatorial, son denominados "nodos". El nodo en el que el satélite cruza el plano ecuatorial, en viaje hacia el hemisferio norte, es nombrado "nodo en ascenso"; el punto en el que lo cruza en viaje hacia el hemisferio sur, es llamado "nodo en descenso". La línea que une los nodos es llamada "línea de nodos". La posición y orientación de la órbita y la posición del satélite en su órbita, se definen en relación a un sistema de coordenadas. El sistema acostumbrado, coordenadas XY Z, se selecciona colocando el origen en el centro de la masa de la Tierra. El eje Z coincide con el eje de rotación terrestre y el eje X se dirige hacia la intersección entre el plano ecuatorial y la eclíptica, denominado "equinoccio vernal". Este sistema de coordenadas no es constante con el tiempo, pero para fines prácticos se considera constante.

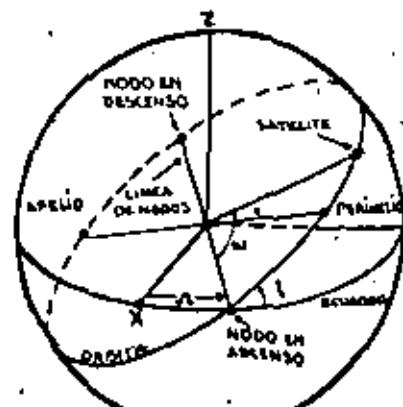


Figura Iba.  
Parámetros orbitales

la posición y la orientación de la órbita en el espacio, están determinadas por dos elementos: el ángulo entre la dirección al equinoccio vernal (eje X) y la línea de nodos, llamado "ascensión directa" del noco en ascenso, representado por la letra  $\Omega$ , y el ángulo entre el plano orbital y el plano ecuatorial (plano XY), llamado inclinación, representado por la letra  $i$ . El eje mayor de la órbita intercepta a la ellipse orbital en dos puntos: el punto en el cual el satélite está más cerca de la tierra, llamado Periholio, y el punto para el cual el satélite está más alejado de la misma, llamado Afelio. La orientación de la órbita, en el plano orbital, es determinada por el ángulo entre la líneas de nodos y el eje mayor de la órbita. A este ángulo se le denominó "argumento del periholio", y se representa con la letra  $\omega$ . El sexto elemento es la estación climática que atraviesa el periholio, representado por letra  $T$ . Resumiendo: "a" y "e" determinan el tamaño y la forma de la órbita, respectivamente; " $\Omega$ ", " $i$ " y " $\omega$ ", su orientación en el espacio, y " $T$ " la localización del satélite en su órbita, en un tiempo dado. Estos seis elementos y el tiempo, definen completamente la posición del satélite en el espacio.

## 2.- EL CAMPO DE GRAVEDAD TERRESTRE A PARTIR DEL MOVIMIENTO DE UN SATELITE.

Si la tierra fuera una esfera homogénea, su potencial estaría representado por:

$V = GM/r$

La órbita de un satélite alrededor de ella tendería a ser una ellipse, y su movimiento quedaría descrito por las leyes de Kepler (movimiento planetario en un campo de fuerza central). Los elementos orbitales  $a, e, \Omega, i, \omega$  y  $T$ , permanecerían constantes. Por supuesto, la tierra no es una esfera homogénea y su potencial gravitacional se diferencia del potencial de una esfera homogénea por un término  $R$ , de tal manera que:

$$V = GM/r + R$$

donde  $R$  es llamado "perturbación del potencial", y representa las irregularidades del campo de gravedad de la tierra, con respecto a el término central de una atracción esférica ( $GM/r$ ).

Dado que  $R$  es pequeño comparado con el término central, puede accordarse que la órbita del movimiento de un satélite es una ellipse. Por supuesto, en lugar de permanecer constante como en una esfera homogénea, ahora cambia continuamente debido a que las fuerzas de perturbación, tienen su origen en  $R$ . En un instante dado, una ellipse instantánea puede ser definida por un conjunto de elementos orbitales. La posición del satélite en los instantes posteriores, puede ser descrito introduciendo pequeñas variaciones en esos elementos. Si en un instante dado,  $R$  tendiera a anularse en forma repentina, el satélite continuaría su movimiento sobre una ellipse exacta, a partir de ese instante, y sus parámetros permanecerían constantes.

Las variaciones pequeñas de los elementos orbitales son llamadas "perturbaciones" y son estas las que provocan el interés; por parte de la Geofísica y la Gnadesia, hacia esta técnica; es a partir de estas perturbaciones como se determinan las variaciones del campo gravitacional terrestre.

Es conveniente, en forma general, el expresar la cantidad  $R$  en una serie de armónicos esféricos, de la manera siguiente:

$$R = (GM/r) \left[ \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^{n-1} (a_e/r)^n (c_{nm} \cos m\lambda + s_{nm} \sin m\lambda) P_{nm} (\operatorname{sen} \theta) \right]$$

donde:

$GM$  = producto de la constante de gravitación con la masa terrestre,

$a_e$  = radio ecuatorial de la tierra,

$(r, \theta, \lambda)$  = coordenadas esféricas del punto en consideración,

$P_{nm}(\operatorname{sen} \theta)$  = funciones de Legendre asociadas al punto,

$c_{nm}, s_{nm}$  = coeficientes armónicos esféricos de grado  $n$  y orden  $m$ .

Los coeficientes armónicos esféricos de orden cero ( $m=0$ ), son llamados coeficientes "zonales". Son independientes de la longitud  $\lambda$ . Cuando  $m \neq 0$ , son llamados coeficientes "tesserales". Los coeficientes tesserales, para los cuales  $m=n$ , son denominados coeficientes "sectoriales". Para cuando  $m=0$ , solo aparecerá el valor de  $n$ , en los coeficientes zonales.

Los armónicos zonales tienen un efecto mucho mas grande, sobre la órbita de los satélites, que los armónicos tesserales. Es mas, el efecto de los armónicos zonales es secular es decir de periodo largo, opuesto al efecto de periodo corto de los armónicos tesserales. Debido a esto, la influencia sobre la órbita de un satélite, se deriva de los cambios en los parámetros orbitales, sobre un periodo largo de tiempo. Adicionalmente, cuando la ecuación arriba mencionada, es modificada o mejor dicho simplificada, para observar el efecto de los armónicos zonales únicamente, se concluye que los coeficientes de estos últimos dependen principalmente de la inclinación  $i$ . Entonces, para la derivación de dichos coeficientes es necesario establecer un conjunto de ecuaciones condicionales, a partir de la distribución de la inclinación de las órbitas en un grupo de satélites.

Los efectos de los armónicos tesserales, sobre la órbita de un satélite, tienen una periodicidad mucho mas pequeña. Los coeficientes de estos armónicos son determinados mediante la colocación de estaciones rastreadoras o de posición, y considerando otros parámetros. El número de coeficientes que pueden ser determinados depende del el número de observaciones, la calidad de sus términos, la independencia entre ellos, la distribución de las estaciones rastreadoras, la distribución de las órbitas y la precisión de los datos rastreados.

En la práctica, la mecánica del cálculo es algo complicada, ya que es necesario considerar otros factores. Los métodos comúnmente empleados producen correcciones diferenciales a los valores nómicos ó a priori de los parámetros, para lo cual se utiliza el método de ajuste por mínimos cuadrados.

## 3.- ANOMALIAS DE LA GRAVEDAD Y ONDULACIONES GLÓBALES

El análisis de los datos orbitales, de los satélites artificiales terrestres, producen modelos geopotenciales. Estos modelos están dados, en forma habitual, por los coeficientes armónicos geopotenciales. Los coeficientes, a su vez, están relacionados con la anomalía de la gravedad  $\Delta g$  y la ondulación  $N$ , mediante las expresiones:

$$\Delta g = (GM/m_e^2) \left[ \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^{n-1} (a_e/r)^{n+2} (n-1)! (c_{nm} \cos m\lambda + s_{nm} \sin m\lambda) x \right] P_{nm} (\operatorname{sen} \theta) \quad (1)$$

$$\text{Fig. } \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n (a_e/r)^{n+1} (\delta C_{nm} \cos m\lambda + \delta S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\sin \beta) \quad (2)$$

dónde:  
 $\Delta g$  = anomalía de la gravedad,  
 $GM$  = producto de la constante de gravitación y la masa de tierra,  
 $a_e$  = radio equatorial terrestre,  
 $(r, \theta, \lambda)$  = coordenadas esféricas del punto considerado,  
 $N$  = ondulación geoidal,  
 $P_{nm}(\sin \beta)$  = funciones de Legendre asociadas al punto,

$$\delta C_{nm} = C_{nm} \text{ observado} - C_{nm} \text{ de referencia}$$

$$\delta S_{nm} = S_{nm} \text{ observado} - S_{nm} \text{ de referencia}$$

El factor  $a_e$  en la ecuación (2) es una simplificación aproximada del factor  $GM/a_e^3$ , donde  $\delta$  es el valor promedio de  $N$  y, generalmente, es aproximado por el valor teórico de la gravedad en el punto apropiado, sobre el elipsode de referencia.

Las cantidades de referencia  $C_{nm}$  y  $S_{nm}$ , se refieren a los coeficientes geopotenciales que definen a la figura de referencia. Una figura de referencia, usada habitualmente, es el elipsode de revolución. Esto se debe a que en tales figuras existe la simetría axial y, a partir de este hecho, todos los  $C_{nm} = S_{nm} = 0$  para  $m \neq 0$ . Dado que los elipsodes tienen también simetría equatorial, todos los armónicos zonales impares se hacen cero. Así, para tales figuras de referencia, solo es necesario considerar los grados de armónicos zonales pares. De estos, los coeficientes armónicos de  $6^\circ$  ó mas, son del orden de  $10^{-9}$  ó menos. En una teoría secundaria dichos coeficientes corresponden a términos mayores o iguales a  $-O(f^2)$ , donde  $f$  es el aplastamiento, por lo cual pueden despreciarse. Entonces, en la práctica, los elipsodes de referencia están descritos en forma completa por los coeficientes armónicos esféricos zonales de  $2^\circ$  y  $4^\circ$  grado. Consecuentemente, con excepción de  $\delta C_2$  y  $\delta C_4$ , todos los términos  $\delta C_{nm}$  y  $\delta S_{nm}$  son iguales a sus correspondientes valores observados.

La ecuación (2) es importante debido a que su combinación con la fórmula de Stokes, permite calcular la altura gravimétrica en detalle en un punto. La función de la ecuación (2) es producir las componentes, del campo gravitacional, de amplitud de onda grande, mientras que la fórmula de Stokes, aplicada a una área limitada, produce las componentes locales del Geoido. A partir de esto, se puede determinar la altura geoidal en un punto con solo el detalle de conocimiento del vector gravedad, referido a una área limitada alrededor del punto, evitando la necesidad de mediciones globales, querísimamente imposible de evitar, antes de las determinaciones del geopotencial por medio de satélites.



Fig.- La órbita que describen los satélites artificiales es quasi-elíptica.

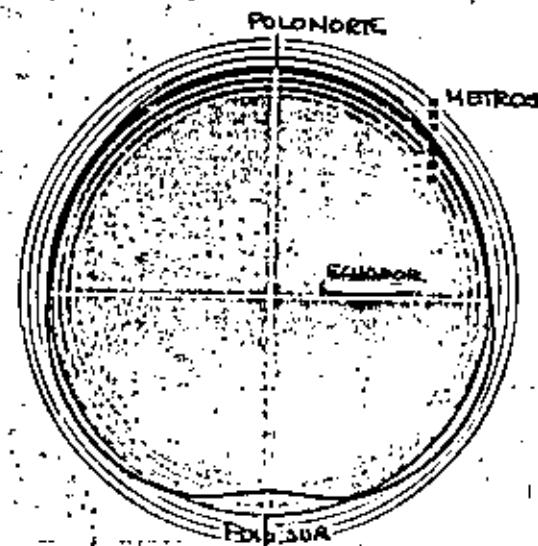


Fig.- Sección transversal de la tierra que nos muestra la forma del Geoido al cortar el globo en el plano definido por un meridiano cualquiera.

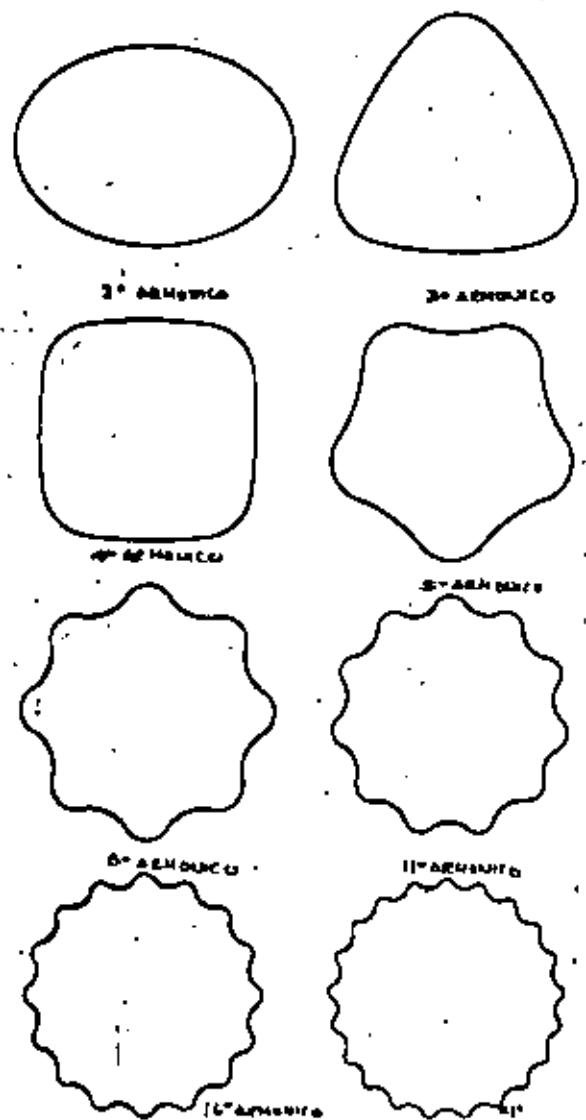


Fig. 3 Los armónicos nos permiten determinar matemáticamente las distorsiones de la forma terrestre por medio de satélites. Al superponer un número indefinido de armónicos en la forma esférica básica, se puede construir un patrón gravitacional que nos presente las desviaciones del elipsoide de referencia;

Fig. 4 Geóide detallado construido a partir de datos de satélites (NEM-8) y datos de gravedad superficiales. Configurado con líneas a cada 2 metros.



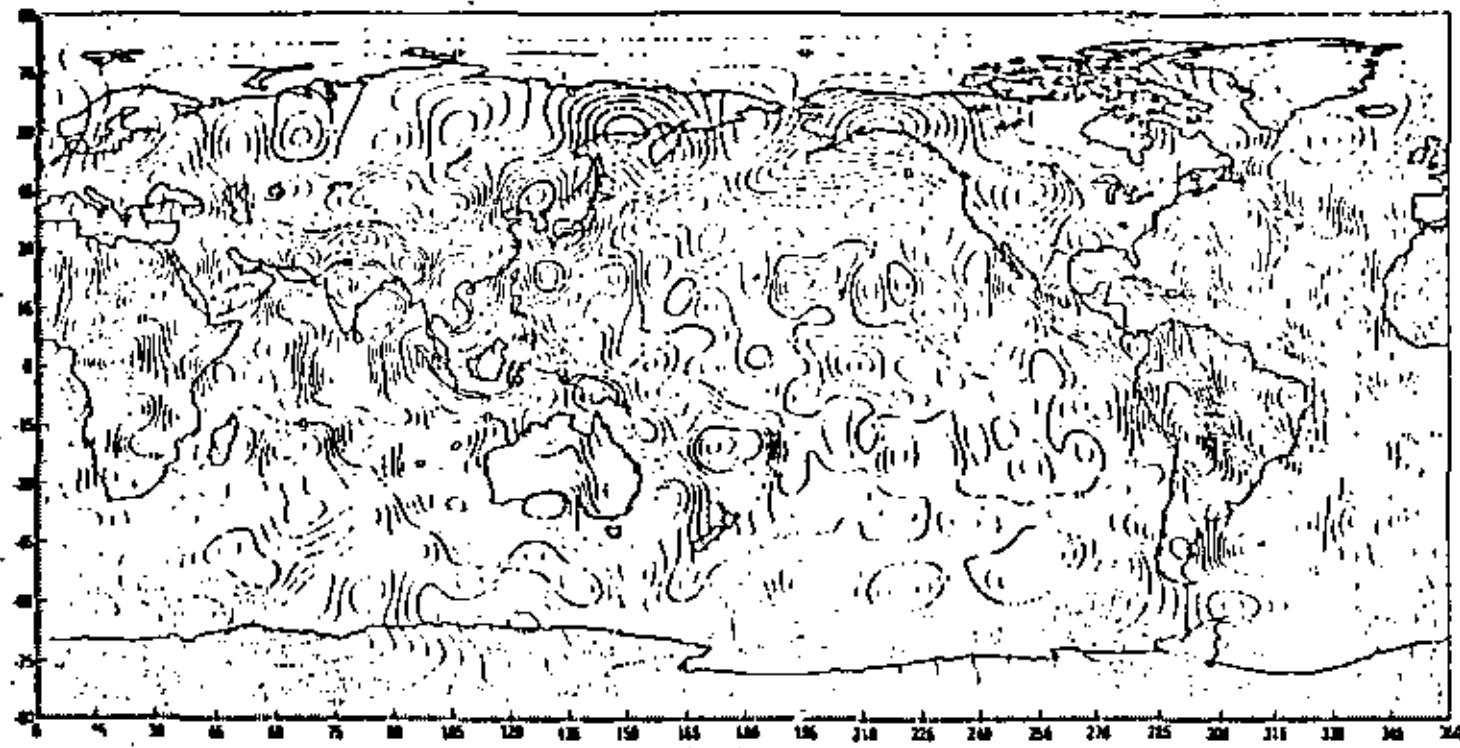


Fig. 5 Mapa Global de anomalía de Aire Libre, construido a partir de datos de satélites (GEOS-67). Configurado a cada 5 mgals.

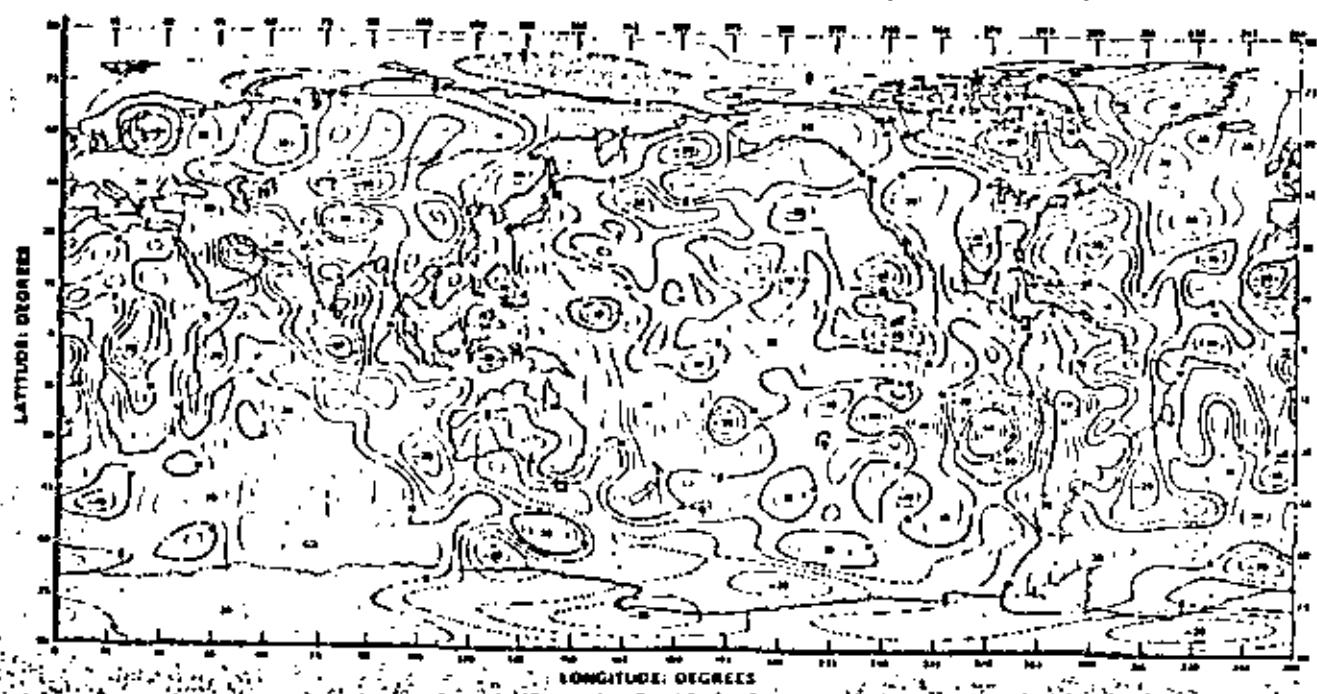


Fig. 6 Mapa global de anomalía de aire libre, construido a partir de datos de satélites(GEOS-8). Configurado a cada 10 mgals.



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

**EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION GEOFISICA**

**-ERRORES EN LA OBSERVACION DE LA GRAVEDAD**

**AGOSTO, 1982**

## LOS ERRORES EN LA OBSERVACIÓN DE LA GRAVEDAD.

La finalidad de la exploración gravimétrica es obtener el mapa de anomalias de Bouguer al unir los puntos del mismo valor de  $g$  con una curva. Pero surge la pregunta acerca de la fidelidad de esta curva, así como también la necesidad de apreciar los errores cometidos en las mediciones en cada estación por las que pasa la curva.

Intentaremos establecer una nomenclatura de los errores de apreciación del valor de  $g$ ; veremos qué existen los siguientes:

- 1.- Los errores instrumentales.
- 2.- Los errores de corrección.
- 3.- Los errores de interpolación debidos a la presentación de las medidas.
- 4.- Los errores en la obtención de anomalia de Bouguer que resultan de suposiciones falsas y que no son medibles.

### 1.3. Los errores instrumentales.

Existe un error de lectura, la coincidencia de señal con una división no es perfecta.

La nivelación precisa del aparato juega un papel importante; y asegurando lo mejor, la temperatura exterior puede presentar cambios bruscos difíciles de compensar y el aislamiento térmico estar mal regulado.

Todas estas causas pueden influir sobre la precisión de la lectura.

La deriva, propia de cada gravímetro, introduce errores suplementarios, que se corrigen, pero que dejan un residuo.

El transporte, así como los choques más o menos fuertes, provocan los saltos bruscos del gravímetro que tardan un cierto tiempo en volver a la normal.

En el mismo efecto de los temblores de tierra, sismos lejanos o de microseis-

mos.

Estos errores metrológicos se influyen mejor en valor absoluto que aquellos que resultan de correcciones mal hechas. Esto es, son apreciables.

#### 1.1 Especificación de errores definiciones.

El error absoluto pide la diferencia entre el resultado y el valor exacto. Se expresa en unidades del valor medido.

El error relativo es la relación del error absoluto al valor exacto. Es dimensional y da como resultado un número.

Las diferencias que presenta, con la media, cada medida individual se llaman residuos y la precisión de las medidas será mejor si los residuos son pequeños.

Precisión y exactitud en las mediciones son conceptos diferentes.

En el primer caso se trata de una notación matemática, en el segundo, de una aproximación exacta de la magnitud a medir.

Las observaciones discordantes no son precisas. Pero las observaciones precisas pueden ser inexactas, si se introduce un error sistemático.

#### A. Indicadores.

Un cierto número de parámetros, o indicadores han sido exceptuados.

Los más empleados son el valor medio, la varianza y desviación típica.

Sea un experimento físico caracterizado por un valor  $x$ .

A este experimento se lo repite  $n$  veces, correspondiéndole a valores de  $x$ , son  $x_1, x_2, \dots, x_n$ .

a) Por definición, el valor medio de  $x$  es:

$$\bar{x} = \frac{x_1 + x_2 + \dots + x_n}{n}$$

Es el orden de magnitud de la medida  $x$ . Pero, no se sabe cuán los diferentes medidas  $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$  se agrupan en torno de este valor medio  $\bar{x}$ .

Para estimar el experimento, hay que medir la diferencia de una medida  $x_i$  con el valor de la medida  $\bar{x}$ .

Este diferencia es  $x_i - \bar{x}$  (positiva o negativa).

- b) Para apreciar las diferencias globalmente, se ha desarrollado un círculo

$$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$$

Estas expresiones dan una buena idea de la dispersión.

Más los valores son dispersos, ya que la suma es elevada.

- c) Para comparar experimentos con un número diferente de medidas, se convierte el resultado en una suma al número n de diferencias.

Se define un nuevo parámetro  $s^2$ , llamado

$$s^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$$

Es la media aritmética de los cuadros de las diferencias.

La raíz cuadrada de la variancia es la desviación típica

o diferencia cuadrática media

$$s = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$$

- d) La desviación típica es homogénea con la medida. Se expresa en la misma unidad.

Indica dispersión de las medidas en torno a su media.

Para una distribución aleatoria, gaussiana, la desviación típica tiene la forma de una curva de Gauss.

### B. Precisión.

La densidad de probabilidad de los errores de las medidas al gravimetro son gaussianas.

Así también como de las medidas topográficas en general, se

percibe la importancia de sus medidas para la determinación de la tierra.

Es posible graficar el número de los residuos en las ordenadas y su magnitud en las abscisas, y verificar si la curva obtenida tiene un buen aspecto de una curva en campana.

En este caso, la precisión de la media aritmética aumenta proporcionalmente a la raíz cuadrada del número de observaciones. Para duplicar la precisión, hay que hacer más observaciones.

### C. Mínimos cuadrados.

El método de los mínimos cuadrados es de utilidad para repartir los errores en los vértices de las malas.

Está ligado e relacionado a una repartición gaussiana de los errores, asociados al teorema de las probabilidades cumplidas.

Este método establece, entre los errores, un tipo de equilibrio que, elimina los extremos y es apropiado para conocer lo más cercano a la realidad.

#### 1.1 Errores metrológicos.

Precisión de las medidas de nivelación y la planimetría.

### A. Medida de Nivelación y Planimetría.

- Dadas la distancia en kilómetros entre dos estaciones,
- Q: el error en centímetros de nivelación,
- q: el error de cierre por kilómetro.

$$Q = q\sqrt{D}$$

El estudio de los errores de cierre de las redes permite apreciar el valor de q, por ejemplo  $q = 12 \text{ cm.}$

Las estaciones están a una distancia de 500m, en promedio, el error para la medida de altura entre dos estaciones vecinas será:

$$\sqrt{2}/\sqrt{0,5} = 8,5 \text{ cm.} \quad (\text{error mínimo permisible}).$$

y entre dos bases situadas a 15 Km. de distancia

$$12\sqrt{15} = 46 \text{ cm.}$$

En lo que concierne a la planimetría, sólo interviene la latitud.

Los puntos de medición están situados sobre el mapa con un error de 10m, aprox.

### B. Errores sobre los enlaces de bases

Para una malta que comprende n, bases la diferencia de cierre es  $F$  (mgal).

El error cuadrático promedio, para un enlace, es

$$\frac{T}{\sqrt{n}}$$

La media de un levantamiento gravimétrico hecho correctamente da un error cuadrático medio del orden de 0,030 mgal, por ejemplo (figura A).

### C. Errores de lectura del gravímetro.

Hay que volver a tomar un cierto número de puntos que permiten trazar la curva de Bouguer, del reparto de diferencias de estaciones fig. B.

Esta curva muestra que la diferencia o desviación es inferior a 0,03 mgal para el 90% de los puntos coincidentes.

La diferencia cuadrática media podrá ser estimada.

$$0,03 \cdot \frac{3}{2} = 0,045 \text{ mgal}$$

### D. CORRECCIÓN DE ALTURA

Las correcciones de altura y de Bouguer se expresan por la ecuación.

$$c_h = gT^2 (0,3008 - 0,04197 \cdot h) \text{ en miligals.}$$

o expresado en metros

Si se toma  $T=2$ , la expresión entre paréntesis tiene el valor de 0,225.

Si se toma como se ha hecho en pirrefos anteriores, un error cuadrático medio de 0.4 cm. entre dos estaciones a 100m. de la otra, el error alcanzado de las correcciones de Bouguer es:  $0.223 \times 0.088 = 0.02$  mgal aproximadamente.

La medición de  $g$  está ligada a la altura.

### 1.3 Corrección de Latitud.

A la latitud de 38° por ejemplo, una distancia de 1 Km seguida a lo largo del meridiano corresponde a una variación de  $g$ , de 0.78 mgal.

Un error de 10m. sobre la distancia vale aproximadamente 0.01 mgal.

### II. Excesos de corrección en el Mapa de Bouguer al determinar el relieve y la densidad.

Los intérpretes saben que donde no hay relieve, esto es, donde el levantamiento gravimétrico se hace sobre una superficie plana sin valles, el mapa de Bouguer es un instrumento de infiaseis.

Los diversos tratamientos a los cuales está sometido, dan los resultados coherentes y es posible intentar las hipótesis estructurales válidas.

Este no es lo mismo cuando el relieve tiene una cierta impor-

tancia.

Estas relaciones singulares, que dan lugar entre especialistas a las discusiones bizantinas, aparecen algunas veces y los geólogos las evitan rápidamente; para no discutir un asunto que contiene casos inexplicables.

Las correcciones de relieve mal hechas, donde la densidad no recibe sus verdaderas valores, que influyen al mismo tiempo sobre la corrección de Bouguer son causantes de excesos válidos que muy a menudo se observan en los planos de Bouguer o en los documentos elaborados a partir de sus cartas.

Si nosotros usamos las tablas de Hammer en forma de abaco, que permiten precisar mejor el efecto de las diferentes correcciones, obtenemos las curvas a continuación (Fig. C) que corregirán las correcciones de relieve ligadas a las zonas.

Para una densidad 2.0 y una altura cuadrática media de la corona H=305m., la corrección de relieve R tendrá un valor de 0.088 mgal.

Las correcciones de relieve pueden ser de gran importancia y en función de la densidad, es una recta pasada por el origen.

La densidad se considera como un parámetro; es necesario aplicar esta corrección a la de Bouguer con la cual se tiene:

$$g = \left[ k\pi \left( \frac{1}{R} - \frac{1}{R_0} \right) h^2 - 0.04192 \right] d$$

(5)

ESTACION	ALTURA	MEDIDA DE g.
1	76.20	123.34
2	104.00	123.
3	152.40	123.40

El punto de comparación es la estación 2, diferencia de altura:

$$123 - \frac{123.34 + 123.40}{2} = 1.53 \text{ mgf}$$

diferencia de g:

$$123 - \frac{123.34 + 123.40}{2} = 1.53 \text{ mgf}$$

Si se reporta al ábaco esta cifra, corresponde a una diferencia media de 76.20 m. a una densidad de 2.33 diferente por consiguiente de la densidad 2.2 utilizada en principio para determinar la corrección de Bouguer, calculada por este ábaco. Esta anomalía se debe:

- 1) A un error local de apreciación de la densidad
- 2) Si no es el caso, a una estructura geológica.

### III.2' Carta topográfica con isobatos y anomalías de Bouguer.

Un reporto muy recomendable es aplicar sobre una carta topográfica, una mesa sobre la cual está dibujado el planteo de Bouguer.

cos:

la altura media del relieve de la corona relacionada a la estación,

la altura de la estación con base en el plano de referencia.

#### III.1 Ábaco de corrección de Bouguer p y z variables.

Separaremos y analizaremos estos dos efectos independiente mente.

En lo que concierne a la corrección de la zona plana dis-  
hermos un ábaco expresando:

$$g = 0.04192 p + \text{en miligales por metro.}$$

Para diversas densidades y diversos valores de z, es posibi-  
ble utilizar este ábaco (Figura 3) de la manera siguiente:

Basan las medidas gravimétricas efectuadas en 3 estaciones -  
que se caracterizan por lo siguiente:

Si no hay correspondencia, esto es si los valles no corresponden uno a los "reentrantes" de las curvas isogales, las correcciones están bien hechas.

Si hay plimicidas en donde existe similitud entre Bouguer y la carta topográfica, la geología deberá asegurar si este efecto no es el Índice de una estructura que se inscribe y está profundamente oculta en los rasgos del relieve reciente.

### II.3.- Consideraciones sobre la densidad variable.

Es necesario:

#### A.- Intervalo de correcciones

Apreciar el intervalo donde las correcciones topográficas se hacen importantes.

Como Bickel (1948), lo subrayó, éllas no se disponen más que según la parábola utilizada para las correcciones a gran distancia (figura F).

Las correcciones correspondientes a los tonos K,J, e I de Ritter pueden ser situadas sobre las paráboles.

De este lado de la zona M no es más posible utilizar la fórmula parabólica simplificada.

Este conducirá al establecimiento de éste que los geomorfólogos llaman una carta de rugosidad.

#### B. Índice de Densidad Variable.

Es necesario hacer una carta del índice de la variación de la densidad, establecida, igual a la que hacen los geomorfólogos (figura F).

Nosotros requerimos describir en términos de densidad la carta geológica.

Se trata de una cuenca, y de apreciar, la extensión de los depósitos de relleno y su aspecto.

Un cuerpo de agua contenido como se sabe en una zona bastante grande, donde los depósitos de los alevíones que están formados de una manera particular se pueden apreciar.

Este trabajo preliminar es muy importante, y según nuestro conocimiento se hace a mano.

Exige la participación estrecha de un geólogo que conozca perfectamente la región.

Esto establecerá un documento que nosotros llamaremos carta de variación de la densidad. R. Vajk (1954) ha recomendado el diseño de tales cartas.

Una diferencia de 100m, corresponde a un cambio de densidad de 0.1, dando una diferencia de 0.3 mila.

El aspecto de los estratos, figura F frecuente en bordes -

de cuencas, o alrededor de estructuras, exige el establecimiento de un plano, destinado a tratar estas zonas.

La colaboración de un geomorfológico en todo estudio gravimétrico nos pone es indispensable.

Los geofísicos ante todo son físicos, y las aproximaciones geológicas les molestan ya que esto que no puede ser expresado y por lo cual, según ellos no tiene importancia.

El mejoramiento aportado por estas técnicas geológicas permitiría argumentar o aprovechar más este problema difícil de las correcciones del relieve.

#### C. Ejemplo.

A título de ejemplo, citaremos las cifras siguientes extraídas de una tesis del Dr. G. A. Cicle, efectuada por B. Philip (1961) en la Región de Pau, por cuenta de la Sociedad de Petróleos de Aquitania.

Correcciones a corta distancia. Los errores de evaluación a ojo pueden ser 2m. en la zona B, siendo 0.02 mgal y 10m en la zona C, siendo 0.05 mgal.

La corrección a corta distancia es evaluada por el operador que no dispone de planos a una escala de 1:10000 o de 1:5000.

Distancia media. Se coloca una curva de nivel cerca de la altura media en la zona B entre dos cercanas en Z y en T,

entre en G y H, siendo 0.18 mgal aproximadamente a alrededor.

Larga distancia. La evaluación se hace con la ayuda de una carta al 1:200 000.

El error puede variar de 0. a 0.2 mgal.

Ciertos geofísicos evalúan el error sobre R, como

$$\frac{1}{4} \cdot \frac{R}{4} = \frac{R}{16}$$

Se puede calcular el valor medio de R sobre todos los puntos de estudio.

Philip llegó a un valor del error sobre R de 0.17 mgal.

El error total sobre un mapa de Bouguer en este ejemplo es 0.18 mgal.

Las curvas anomalias serán trazadas a 0.20 mgal.

Estamos muy lejos, se lo ve, del 0.01 mgal, esencialmente a causa del paso del error sobre R.

#### III. LOS ERRORES DE INTERPOLACIÓN DEDICADO A LA PRESENTACIÓN DE LAS MEDIDAS.

No se trata de correcciones más o menos buenas, sino del modo de presentación, sobre un plano de referencia, de medidas efectuadas por otra parte sobre una superficie, el relieve topográfico.

### III.1.- Densidad de las Medidas.

El plano de Bouguer será más preciso, para una superficie base que tenga más puntos de medida. Un punto en 3 Km<sup>2</sup> constituye una carta de reconocimiento, dos o tres puntos al kilómetro cuadrado, una carta de detalle.

Las curvas son trazadas, lo mejor posible, de 0.20 en 0.20 mgals y la incertidumbre, del orden de décimas o milésimas entre los puntos de medida.

### III.2. Trazado objetivo o subjetivo del plano de Bouguer.

Pero, veamos de qué cerca dato.

Nos referimos a Le Porte (1962) que escribió: "La manera general de trazar las curvas isocionaslas varía de una persona a otra y, para una misma persona, varía de una a otra vez. Este intento de mano puede ser más o menos buena según el caso y los operadores."

Se puede estimar satisfactoriamente cuando esto no da lugar a los movimientos arbitrarios que, no son visibles sobre la anotación de Bouguer, y que aparecen de manera mucho más clara sobre los residuales. La precisión ilimitada por el diseño e interpolación se efectúa superponiendo en la información gravimétrica un ruido aleatorio que puede perturbar fácilmente la cifra de décimas de milligal".

(6)

Todo esto es razonable juicio y debe ser tenido en cuenta.

Cuando se hace en máquina, este ruido aleatorio no existe. Pero es deseable éste.

Esto es la disputa de los operadores y de los "prospecting", de los cuales hablaremos más tarde.

El intervalo del trazo en máquina es que pueda ser reproducible.

Permite fijar un intervalo que sirva para detectar los puntos con error.

El tratamiento en la máquina de los curvas isocionaslas y residuales diversos tiene sentido cuando los puntos de medida están en los vértices de cuadrados de un cierto intervalo.

R. Neuman (1967) escribió:

Los prospectores saben bien que el mejor control de la calidad de una carta gravimétrica está provisto por la traza de las curvas, es decir el espaciamiento mínimo que puedan adoptar sin empalmar a una traza incoherente.

Y eso es, hasta en un cierto punto, la clave de este objetivo.

NOTA: La carta obtenida se adhiere a una carta topográfica.

(6)

Una linea de nivel no puede cruzar a otra y dos curvas isoanomalias tampoco. El campo de la g., función Armónica de las coordenadas del lugar es esencialmente continuo y varía gradualmente de un punto a otro de la superficie de la tierra.

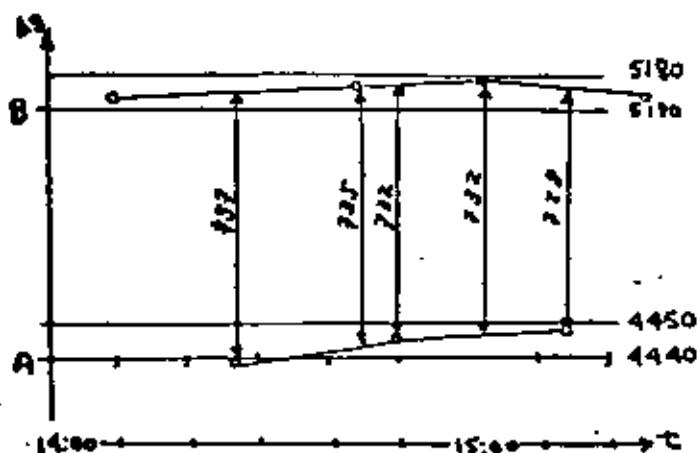


Fig. A. Enlace de Bases  
(Worden)

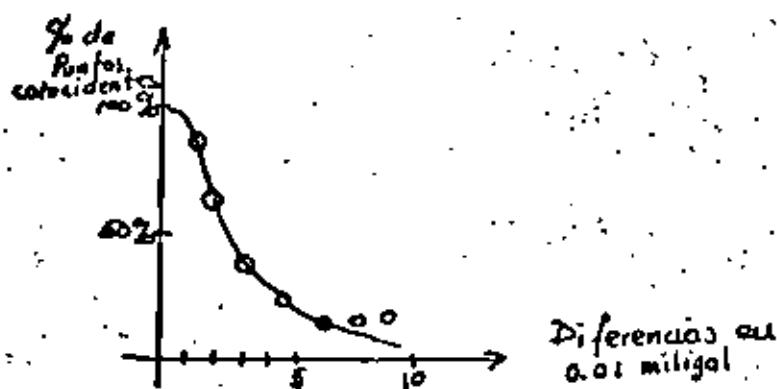
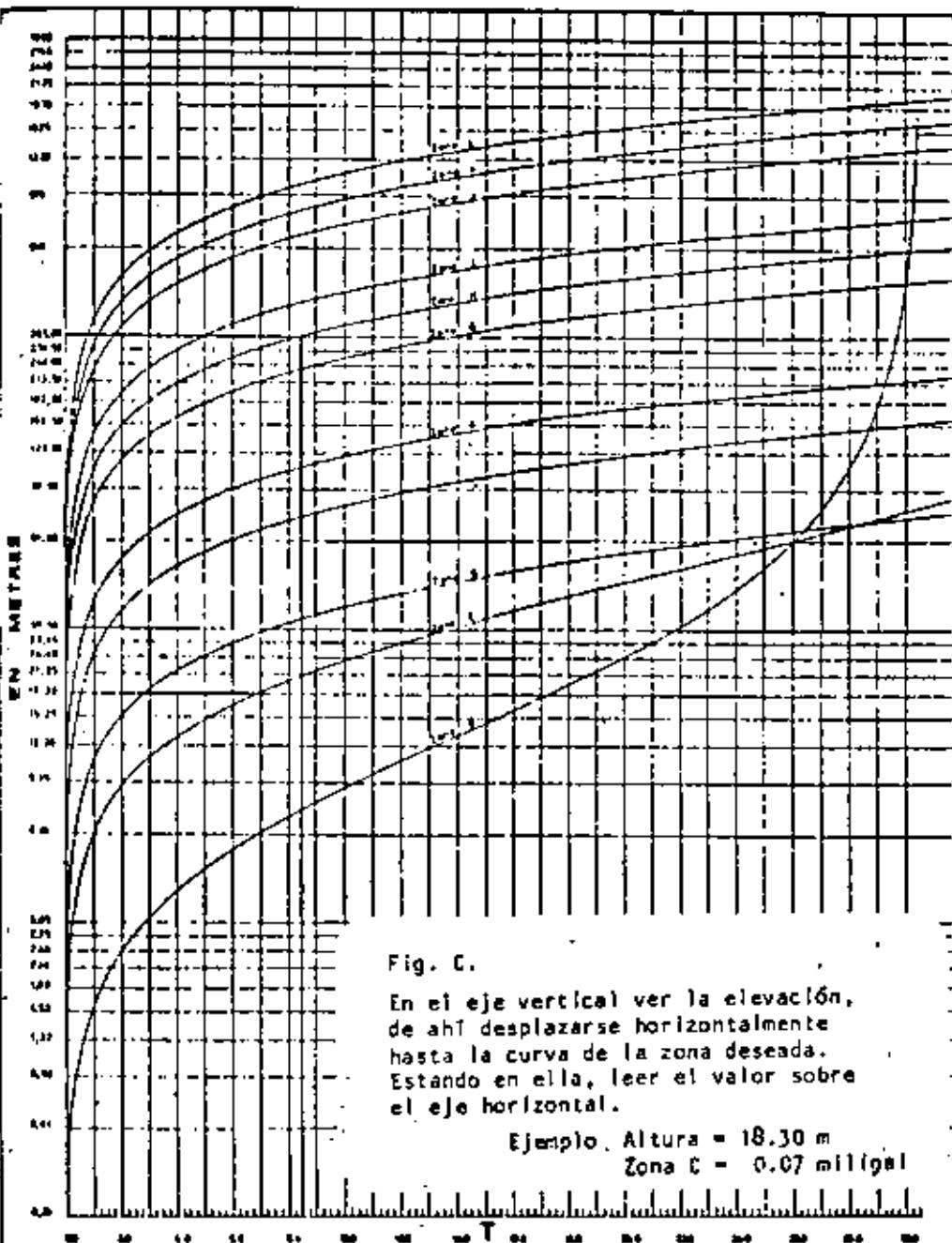


Fig. B. Repartición de las diferencias de estaciones coincidentes



Abaco de las Tablas de Hammer Fig. C.  
Anomalías en milligales

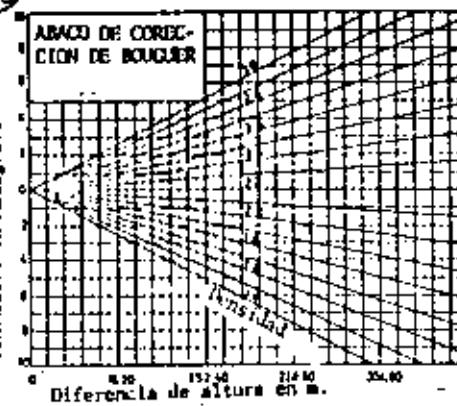


Fig. D



Fig. E. Corrección del terreno en milligales

Fig. F. Capas de Densidad Variable (Vejk, 1956)



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

**EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION GEOFISICA**

**GRAVIMETRIA APPLICADA A LA EXPLORACION PETROLERA**

M en C Ricardo Díaz Navarro

AGOSTO, 1982

## INTERPRETACION GRAVIMETRICA Y MAGNETOMETRICA DE LA PORCIÓN OCCIDENTAL DE LA CUENCA SALINA

ING. ILDEFONSO CORREA PEREZ  
ING. JOSE GUTIERREZ Y ACOSTA

### INTRODUCCION

La Cuenca Salina es una de las denominadas "cuencas terciarias del sureste", esté constituida por terrenos sensiblemente planos, lomeríos arredondados, partes bajas inundables y pantanosas, cuyas elevaciones máximas espesas alcanzan los 100 m.s.n.m. (Roberto Gutiérrez Gil).

Desde las primeras décadas del presente siglo, en que las compañías azufreras han realizado trabajos de exploración, se han venido aplicando todos los métodos directos e indirectos, es decir geológicos y geofísicos. Los trabajos más recientes en el área han sido realizados por Petróleos Mexicanos, con el fin de encontrar nuevos campos petroleros.

En el presente trabajo se tiene como principal objetivo determinar la arquitectura del basamento, la morfología de la cota y la posición y distribución de las rocas de edad mesozoica, mediante la interpretación de los datos aeromagnéticos y gravimétricos.

### GENERALIDADES

El área de estudio está comprendida, aproximadamente, entre los paralelos  $17^{\circ}40'$  y  $18^{\circ}20'$  de latitud norte y los meridianos  $94^{\circ}00'$  y  $95^{\circ}00'$  de longitud oeste; al norte está limitada por la Línea costera del Golfo de México; al sur por el frente de la Sierra de Chiapas; al oeste por el macizo de San Andrés Tuxtla y al oriente, por el Río Tonalá (Fig. 1).

### GEOLOGIA

Regionalmente, la estratigrafía en la Cuenca Salina del Istmo presenta ciertas características que permiten establecer fajas sensiblemente paralelas a la Línea de costa para los distintos períodos geológicos, de tal manera dispuestas que las formaciones más antiguas afloran en las estribaciones de la Sierra de Chiapas y progresivamente las más jóvenes van apareciendo hacia la porción norte hasta llegar a la costa. En estas cuencas, los geólogos se han encontrado con el problema de la falta de afloramientos ya que gran parte del área está cubierta por suelo de edad reciente. Se han encontrado formaciones que van desde el Triásico-Jurásico hasta el Plioceno o Pleistoceno no diferenciado.

Las rocas de edad tríásico-jurásica se presentan aflorando en distintas localidades de la porción sur y noroeste de la subprovincia de Agua Dulce, como son Cerro Peñón y Jimbal en el río Playas, la Encantada, el cerro Manetí y Chinameca.

El Jurásico Superior - Cretácico Inferior presenta sus principales afloramientos en el cerro de Chinameca al SE de Minatitlán, Ver., en el cerro Peñón y en el río Playas.

El Cretácico Medio o caliza Sierra Madre sólo se registra en las estribaciones de la sierra.

El Eoceno se presenta aflorando en áreas relativamente pequeñas dentro de las cuencas, se citan los materiales expuestos al oeste de Hidalgotitlán y Ranchosapan, Ver., en el curso medio del río Coatzacoalcos, al suroeste de Macuspana, Tab., al noreste de Cerro Peñón, así como en los cursos de los ríos Chalchijapa, Uxpanapa y Playas.

El Oligoceno se encuentra aflorando en el frente de la Sierra Madre, en donde se ha llegado a medir hasta 3500 m de espesor, y al suroeste de Minatitlán.

El Mioceno se encuentra expuesto en gran parte de la llanura costera del Golfo.

Lo que se conoce como sedimentos del Plioceno, se encuentran como depósitos del gados distribuidos en todas las porciones topográficamente bajas de las cuencas. Indistintamente se han considerado como pertenecientes al Plioceno o Pleistoceno no diferenciado.

Los límites del área de Sal Somera, y en general de la Cuenca Salina del Istmo, han ido estableciéndose por medio de la perforación de pozos al penetrar la sal, ya que conforme la exploración y el conocimiento geológico avanzan, estos límites siguen modificándose; tal es el caso del hallazgo de un posible domo salino encontrado al perforar el pozo Mata Espino No. 101-B en la región central de la Cuenca del Papaloapan, al noreste.

Un proceso semejante ha venido desarrollándose con el conocimiento de las rocas mesozoicas dentro de la Cuenca Salina, ya que a pesar de conocerlas aflorando muy cercanas hacia el sur, y producirse en Cerro Nanchital, muchos años se ignoró su situación hacia el norte hasta que fueron perforadas en el área de Reforma. Este estudio propone la posibilidad de encontrar tales rocas accesibles a la barrena, en la región de sal somera, de acuerdo con las conclusiones finales.

Se tiene el conocimiento de que la edad de la sal es del Triásico al Jurásico Medio y representa un amplio depósito de evaporitas de un golfo antiguo similar en forma y tamaño al actual Golfo de México.

Murray (1961) determinó que la sal de la costa del Golfo en EE. UU., es aproximadamente post-típica y pre-oxfordiana y es estratigráficamente equivalente a la secuencia evaporítica del este y sur este de México.

De acuerdo al desarrollo de las cuencas salinas, en el lugar del área en estudio debió existir un depocentro dentro de la configuración del basamento, en el cual se depositó la sal aumentando su espesor hacia la parte más profunda; esta capa posteriormente fue sepultada por grandes espesores de sedimentos, presentándose en forma sincronizada la deposición y la subsistencia de la cuenca; este fenómeno se puede apreciar en el resultado que se obtuvo del cálculo de los modelos gravimétricos.

Dado que la Cuenca Salina se encuentra situada sobre una margen continental y que los modelos propuestos son de carácter regional (95 Km de longitud en promedio), se calculó el efecto tectónico en todos ellos mediante el modelo de Airy-Helikainen. El resultado de estos cálculos indica claramente que el efecto es menor hacia el oriente del área, aumentando hacia el borde occidental de la cuenca, posiblemente por influencia del macizo de los Tuxtlas. En general, la influencia tectónica

regional en toda el área es pequeña debido a que el contraste entre los excesos y deficiencias de masa son míntimos; sin embargo, se tomó en cuenta esta corrección en el ajuste final de todos los modelos.

#### MAGNETOMETRÍA

La interpretación magnética tuvo como base la suposición de que el efecto de los sedimentos contribuye en forma míntima al campo magnético observado, por lo tanto, se consideró que casi todas las variaciones en la intensidad magnética total, medidas sobre la superficie, están asociadas a cambios litológicos o a irregularidades en el basamento. También se supuso que los cuerpos anormales tienen solamente magnetización inducida uniforme y que la dirección de ésta es la misma que la del vector del campo geomagnético en el área. El punto Curie se presumió a una profundidad de 20 Km bajo el nivel del mar (Vacaquer et al., 1981).

Las técnicas de interpretación empleadas fueron: separación de anomalías, gradiente vertical, cálculo de profundidades, reducción al polo y modelado bidimensional.

## MAPA DE INTENSIDAD MAGNETICA TOTAL.

Los datos de intensidad magnética total fueron observados a una altura de 450 m.s.n.m., siguiendo un patrón de vuelo rectangular de  $4 \times 10$  Km, con líneas de vuelo NE-SW.

Ninguna de las anomalías que se encuentran en el mapa tiene forma bien definida. Ellas se presentan truncadas por falta de datos o se sobreponen e interfieren entre sí, Fig. 2.

En la parte superior derecha entra una anomalía amplia con dirección norte-sur, con una amplitud aproximada de 300 gammas, cuyo eje máximo pasa por Jatpa, Tab. (ciérn A) y se continúa en la misma dirección hasta llegar al SW de Villahermosa (ciérn B), donde dobla hacia el SW hasta perderse por la ausencia de datos con una magnitud de 150 gammas.

Sobre la parte oeste del mapa, que corresponde al área de estudio, se encuentran sólo dos anomalías importantes. La anomalía P, cortada por falta de datos y la anomalía Q, bastante amplia y con 100 gammas de amplitud localizada al SE de Coatzacoalcos. Estas anomalías están superpuestas a un efecto regional con disminución de su valor hacia el sur, y con un fuerte gradiente cerca del límite norte del macizo

de Othapa. En la parte central de la Cuenca se localiza un mínimo regional (Círculo U) con rumbo NE, que se interna hacia el mar por la Laguna de Machona.

## ANALISIS CUALITATIVO.

El análisis cualitativo se hizo con el mapa reducido al polo, Fig. 3, obtenido del mapa de Intensidad magnética total. Esto nos permite hacer una correlación directa entre fuente y anomalía magnética, puesto que el campo magnético se ha transformado a un seudo-gravimétrico con dirección vertical.

Este mapa presenta, entre el límite oeste y el río Tonalá, un fuerte efecto regional que se manifiesta en un aumento del valor del campo desde el límite norte del macizo de Chilapa hasta la costa. Esta tendencia se puede relacionar con ellevantamiento del basamento hacia la costa. Esta afirmación se corrobora con los datos de gravedad, que a su vez presentan este efecto regional con un aumento de valores de gravedad, de sur a norte, desde -50 milligales hasta +30 milligales en la costa, Fig. 8.

La anomalía Q' al SE de Coatzacoalcos es amplia y de relativamente baja amplitud, cuya fuente es una estructura suprabasamental; esta estructura se encuentra asociada también a un máximo gravimétrico.

La parte central de este mapa, está representada por un mínimo (clase U') que se interna hacia el continente por Santa Ana con un rumbo NE-SW y se prolonga hacia el sur, hasta tomar un rumbo W a 80 Km al sur de Coatzacoalcos. Desde la región central hasta la costa, este mínimo coincide con un mínimo gravimétrico regional. Esto significa que la estructura geológica es un gran sinclinal que refleja el comportamiento estructural del basamento. Los trabajos de sismología de reflexión y refracción, los estudios de bioestratigrafía recientes y los resultados de las perforaciones, han descubierto la presencia de un sinclinal en esa zona, donde los sedimentos tienen un gran desarrollo. Los datos gravimétricos y magnéticos respaldan la presencia de tal estructura geológica.

Al oriente, se encuentra una anomalía de gran dimensión y amplitud cuyo eje máximo pasa el este de Paraíso y Comalcalco, por Jalpa, Cárdenas y cerca de Huimanguillo. Esta anomalía tiene un suave gradiente con disminución de sus valores hacia el sur que puede explicarse por el aumento de la profundidad del basamento en forma paulatina al alejarse de la costa rumbo al sur. Las características de la anomalía indican que la fuente magnética es un gran cuerpo intrabasamental profundo y de alta susceptibilidad magnética.

Coincidendo en posición y dirección con esta anomalía, se localiza una anomalía positiva gravimétrica. Por lo tanto, se deduce que el comportamiento de los sedimentos en forma regional puede estar influenciado por la estructura superficial del basamento, que a su vez es fuente de las anomalías gravimétricas.

Sobre estas anomalías se localizan los campos petroleros Mecán, Samaria, Cactus, etc., cuya producción se obtiene de las rocas del Cretácico.

#### INTERPRETACION CUANTITATIVA.

La interpretación magnética se realizó construyendo modelos geológicos bidimensionales para cada perfil magnético elegido. Se interpretaron diez perfiles magnéticos, Figura 2, siete localizados en el área de Interés y tres fuera de ella. La interpretación de los últimos perfiles dio una idea, no muy precisa pero útil, del comportamiento estructural del basamento en la parte este del mapa.

Todos los modelos se prolongaron hacia los lados suficientemente, como para evitar el 'efecto de cola' en las anomalías magnéticas calculadas, que se produce por cortar el modelo bruscamente.

En los modelos de los perfiles MT a MB se consideró el efecto magnético del macizo de Chiapas sobre el perfil magnético calculado, aunque dicho macizo se encuentra fuera de la zona de los datos observados. Los modelos geológicos propuestos siempre justificaron las anomalías magnéticas de fuente profunda.

Las secciones se trazaron paralelas con un rumbo N18°E, y sus respectivos modelos se comportan de manera muy semejante. Analizando el modelo geológico correspondiente a la sección seis, Fig. 4, se nota que consta de dos cuerpos. El de la parte sur con susceptibilidad magnética de 0.002 (c.g.s.), que corresponde a la raíz del macizo de Chiapas, que aflora fuera del modelo y el otro, de susceptibilidad = 0.0028 (c.g.s.), que corresponde al basamento magnético del área en estudio. Esta susceptibilidad del basamento obtenida de la propia interpretación, indica que dicho basamento consta de rocas de tipo granítico.

El basamento alcanza una profundidad de 11000 m a 20 Km, al norte del límite del macizo de Chiapas, y disminuye hacia el norte hasta 7500 m al SE de Coatzacoalcos. La profundidad fuera de la costa es de muy poca confiabilidad, puesto que se encuentra en la zona límitrofe de los datos.

#### MAPA DE PROFUNDIDAD DEL BASAMENTO:

Los datos de profundidades del basamento obtenidos de la interpretación de los perfiles magnéticos se vectorizaron en un plano topográfico y se configuraron para obtener el mapa de configuración de la cima del basamento magnético, Fig. 5.

A sur del área, inmediatamente al norte del macizo de Chiapas, existe una depresión que alcanza los 11500 m de profundidad, que se continúa hacia el oeste hasta corresponder con la Cuenca de Veracruz. Esta misma depresión se interna hacia Coatzacoalcos disminuyendo su profundidad hasta 8000 metros.

Hacia el noroeste, el basamento se levanta hasta 5000 m, rumbo a la zona del macizo de San Andrés.

Al sureste de Coatzacoalcos el basamento se levanta hasta 7500 m para formar una estructura positiva que se interna hacia el mar en una dirección east-north-sure. Al NE de esta estructura el basamento se profundiza hasta alcanzar la máxima profundidad en el área, que es de 13500 m, localizada sobre las lagunas de Santa Ana y La Machona. Se observa que esta depresión corresponde a la cuenca de Comalcalco.

Al este del mapa existe un trazado estructural del basamento que entra por el norte, por la laguna Mercedán a una profundidad de 8000 m, y que se continúa hacia el sur, rumbo a los campos petroleros de Cactus, Reforma, Samaria, etc., donde tiene una profundidad de 9000 m, y hacia el sureste rumbo a Cárdenas, Tab., donde tiene una profundidad de 10000 metros.

Al este y oeste de tal trazado estructural el basamento se profundiza para formar la base de la cuenca de Macuspana y Comalcalco, respectivamente.

Estas subcuenca fueron provocadas por fenómenos gravitacionales y de subsistencia diferencial del piso del basamento cuando la llanura costera del Golfo se hundió durante el período del Paleoceno o Eoceno al Mioceno.

Teniendo esto en mente, las fuertes pendientes en el basamento, cerca de las cuencas, pueden ser realmente sistemas de fallas normales provocadas por tales fenómenos.

#### INTERPRETACION DE DATOS GRAVIMETRICOS

En el plano de anomalías de Bouguer (Fig. 6) se observa el comportamiento regional de las anomalías positivas y negativas que bien pudieran estar relacionadas con eventos estructurales de importancia. En la parte occidental se tiene un gradiente positivo hacia el noreste de los Tuxtlas; hacia el sur, se observa un mínimo gravimétrico que parece corresponder a la parte más profunda de la cuenca, que cambia de dirección hacia el noreste pasando por el flanco occidental del llamado macizo de Jalpa; al norte se localiza un máximo gravimétrico no muy amplio que posiblemente refleja un elemento estructural positivo. Dentro del panorama gravimétrico se tienen anomalías negativas locales que corresponden en la mayoría de los casos a cuerpos salinos de poca profundidad.

Se ha mencionado ya que el objetivo de este trabajo fue el de intentar establecer la morfología de la sal para derivar la posición de las rocas mesozoicas, las que se identificaron más someras sobre la región de la anomalía de máximo al E-SE del puerto de Coatzacoalcos, mediante modelado (Fig. 7).

Para la Interpretación cuantitativa sedimentaria se programaron nueve modelos gravimétricos con rumbo NE-SW y uno en la dirección E-W, en los que se tomaron en cuenta los datos de geología superficial

y de subsuelo, además del cálculo magnetométrico y de la información sismológica de los prospectos Manati, Ixhuatlán y Cutchapa-Torreápa;

En los modelos únicamente se consideraron los siguientes paquetes sedimentarios: basamento cristalino con densidad promedio de ~ 2.70 gr/cm<sup>3</sup>, correspondiente a rocas ígneas y metamórficas; cuerpos de rocas evaporíticas constituidos esencialmente por sal con densidad promedio de 2.15 gr/cm<sup>3</sup>; cuerpo de rocas mesozoicas cuyas densidades fluctúan de 2.60 a 2.65 gr/cm<sup>3</sup>, generalmente situadas a más de 4000 metros de profundidad y espesores de más o menos 3500 metros; y el cuerpo más somero, de rocas terciarias, con densidades entre 2.10 y 2.35 gr/cm<sup>3</sup>, constituidas esencialmente por arenas, lutitas y con glomerados, y espesores de 3000 a 6000 metros, sobreyaciendo al Mesozoico.

Se muestran aquí los modelos FF<sup>1</sup>, GG<sup>1</sup>, HH<sup>1</sup> e II<sup>1</sup> (Fig. 8), por estar situados sobre el máximo gravimétrico del E-SE del puerto de Coatzacoalcos, el cual guarda mucha semejanza con el que se detecta en la región de Reforma, productora de hidrocarburos de rocas mesozoicas. El modelo JJ<sup>1</sup> también se muestra porque intentó correlacionar las posibles rocas cretácicas de esta área en estudio con las de Reforma, donde se definen los elementos positivos correspondientes a Coatzacoalcos y Reforma y el correspondiente depocentro.

En general, se observa que en los modelos no aparecen rasgos estructurales locales de las rocas mesozoicas, que con seguridad existen pero que por la profundidad a la que se encuentran y el poco detalle de las observaciones de campo aparecen ilegibles en la respuesta del gravímetro.

La morfología de la sal propuesta obedece a la idea de cuerpos salinos que en su migración hacia la superficie terminaron adoptando la forma de domos de penetración, presentando una estructura columnar de gran desarrollo vertical que termina en un cuerpo de cima redondeada con flancos colgados que en ocasiones, al unirse con otras cimas, producen el aspecto de una capa de gran extensión, concordante con los sedimentos que generalmente son de edad terciaria. El domo de Zamapa, perforado en varios pozos, es el único que puede considerarse geofísica y geológicamente, como totalmente de penetración, el cual presenta una estructura columnar (forma de aguja) que termina en una cima totalmente plana.

En el modelo JJ<sup>1</sup> se puede observar también que la cima de los domos de los Soldados y El Plan termina en forma de punta de flecha dando la idea de no haber alcanzado aún su posición de equilibrio. Resultando, todos los domos en general, presentan dos características principales: la forma elíptica de sus cimas y la forma de hongo que desarrollan alrededor de sus cimas.

Se anexa un plano con la configuración del horizonte cretácico calculado mediante el modelado (Fig. 10). Puede apreciarse como es lógico suponer, que esta proposición se refiere en general a indicar la posible posición de las rocas de densidad correspondiente al Mesozoico.

#### CONCLUSIONES:

A menos que hacia la región de Coatzacoalcos haya existido algún cambio radical en el depósito sedimentario, se puede concluir con cierto grado de seguridad que también aquí es factible encontrar las calizas del Cretácico accesibles a la barrena, con las mismas características de entramamiento de hidrocarburos que en Reforma.

Ahora que se conoce la existencia de posibles domos salinos en la región central de la Cuenca de Veracruz, adyacente a la Salina, es posible intentar deducir la relación entre ellas puesto que en el cálculo de la morfología del basamento de la Cuenca Salina se observa que al sur del área estudiada una estrecha depresión ensambla perfectamente con el mínimo gravimétrico que determina la Cuenca de Veracruz hacia el noroeste.

#### BIBLIOGRAFIA

- Baranov, V., 1967. A New Method for Interpretation of Aeromagnetic Maps, Geophysica, Vol. 22, pp. 359-383.
- De Ridder, E., 1972. Evaluation of Magnetic Depth Estimation Techniques, M.Sc. Thesis, Colorado School of Mines.
- Madrigal, U.L., 1974. Descubrimiento de yacimientos petrolíferos en rocas carbonatadas del Cretácico en el sureste de México, Bol. de la AMGÉ, Vol. 15, No. 3.
- Nettleton, L.L., 1976. Gravity and Magnetics in Oil Prospecting, McGraw-Hill Book Co., N.Y.
- Peters, L.J., 1949. The Direct Approach to Magnetic Interpretation and Its Practical Application, Geophysica, Vol. 14, No. 1.
- Seminario sobre Exploración Petrolera. Mesa Redonda No. 5: Problemas de exploración de la Zona Sur, I.M.P., México, D.F., 1969.
- Steenland, N.C., 1965. Oil Fields Aeromagnetic Anomalies, Geophysica, Vol. 30, No. 8.

(Bibliography...)

17

Talwani, M., Worrest, J.L., and Landisman, M., 1959. Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone, Journal of Geophysical Research, Vol. 64, No. 4.

Talwani, M. and Hirtzler, J., 1964. Computation of Magnetic Anomalies caused by Two-Dimensional Structure of Arbitrary Shape, Part 1, Stanford University, Publ. Geoph. Soc. Vol. 9, No. 1, pp. 464-480.

Vaquez, V. et al., 1951. Interpretation of Aeromagnetic Maps, Geol. Soc. Am., Memoir 47.

Viniegra, O.F., 1971. Age and Evolution of Salt Basins of Southeastern Mexico, A.A.P.G.P., Vol. 55, No. 3, pp. 478-494.

Viniegra, O.F., 1974. Tectónica de Chiapas, Tabasco y Campeche, Bol. de la AMGÉ, Vol. 15, No. 3.



## EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION GEOFISICA

### GRAVIMETRIA APLICADA A LA BUSQUEDA DE AGUA SUBTERRANEA

Ing. Guillermo Hernández H.

AGOSTO, 1982

### Gravimetría aplicada a la búsqueda de agua Subterránea.

La gravimetría como todos los métodos actuales de exploración geofísica no son métodos para descubrir en forma directa el objetivo, en nuestro caso, la gravimetría se aplicaría para señalar los lugares óptimos para localizar el agua sin poder asegurar con certeza que al perforar se va encontrar.

Los pre requisitos mínimos para planear una campaña gravimétrica para localizar agua seria:

- 1.- Conocer la cantidad de agua que se desea alumbrar.
- 2.- Determinar por hidrología y geología, si las rocas del subsuelo del área por explorar tienen la permeabilidad necesaria y existe una cuenca de alimentación suficiente para aflorar el gasto requerido.
- 3.- Cuál sería el curso probable de los acuíferos.

En algunas regiones del país por ejemplo en los estados de Coah. y N. León puede localizarse agua en las calizas, sepultadas en las estratificaciones del flanco oriental de la Sierra Madre Oriental, para el abastecimiento de las poblaciones cercanas.

En toda la sierra que funciona como zona de captación algunas de las calizas (Cupido y Aurora) tienen la permeabilidad suficiente para comportarse como acuíferos, con la fortuna de que el agua tiene una dureza baja. En este caso la gravimetría se aplicaría con éxito para localizar los sinclina-

los o anticlinales formados por los pliegamientos de las calizas de la Sierra Madre.

El sitio para perforar en esos lugares, es más conveniente en la cima de los anticlinales sepultados porque se encuentran a menor profundidad y generalmente afallados por el esfuerzo de tensión del pliegamiento.

### Ejemplo I

a) En el plano de la Fig. 1 se muestra el levantamiento gravimétrico en el valle de Tula Tamps. Formando entre dos anticlinales de la Sierra Madre en este caso la cuenca de captación es relativamente pequeña por encontrarse en la parte central de la sierra. Este trabajo se complementó con E.E.V. para determinar la existencia de agua en la parte más gruesa del relleno del valle.

El objetivo fue localizar en el valle el lugar o lugares óptimos para perforar y alumbrar agua subterránea, se consideró que el método gravimétrico sería el más rápido y económico para lograrlo ya que en algunas valles extensos del altiplano la gravimetría es eficaz para encontrar la profundidad de los valles o cuencas y la de las rocas donde descansan los rellenos.

En el valle de Tula, Tamps., se levantaron líneas de estaciones, aprovechando los caminos y veredas que existían. La anomalía de Bouguer, se corrigió por rugosidad y su configuración se muestra en el plano Fig. 1 aq.

La anomalía de Bouguer indica por un fuerte gradiente --  
 $\frac{A-S}{A-S}$  una zona de fallas que corre por el lado oriente para  
lela a la Sierra, y la depresión máxima del valle a lo largo  
del centro del mismo.

En el mapa de la Fig. 2ag se muestra las profundidades de  
la caliza, calculadas partiendo de las anomalías de Bouguer.

En las figuras A, B y C se muestran los perfiles de las  
secciones A A', B B' y C C' indicados en los planos anteriores.

#### Ejemplo II

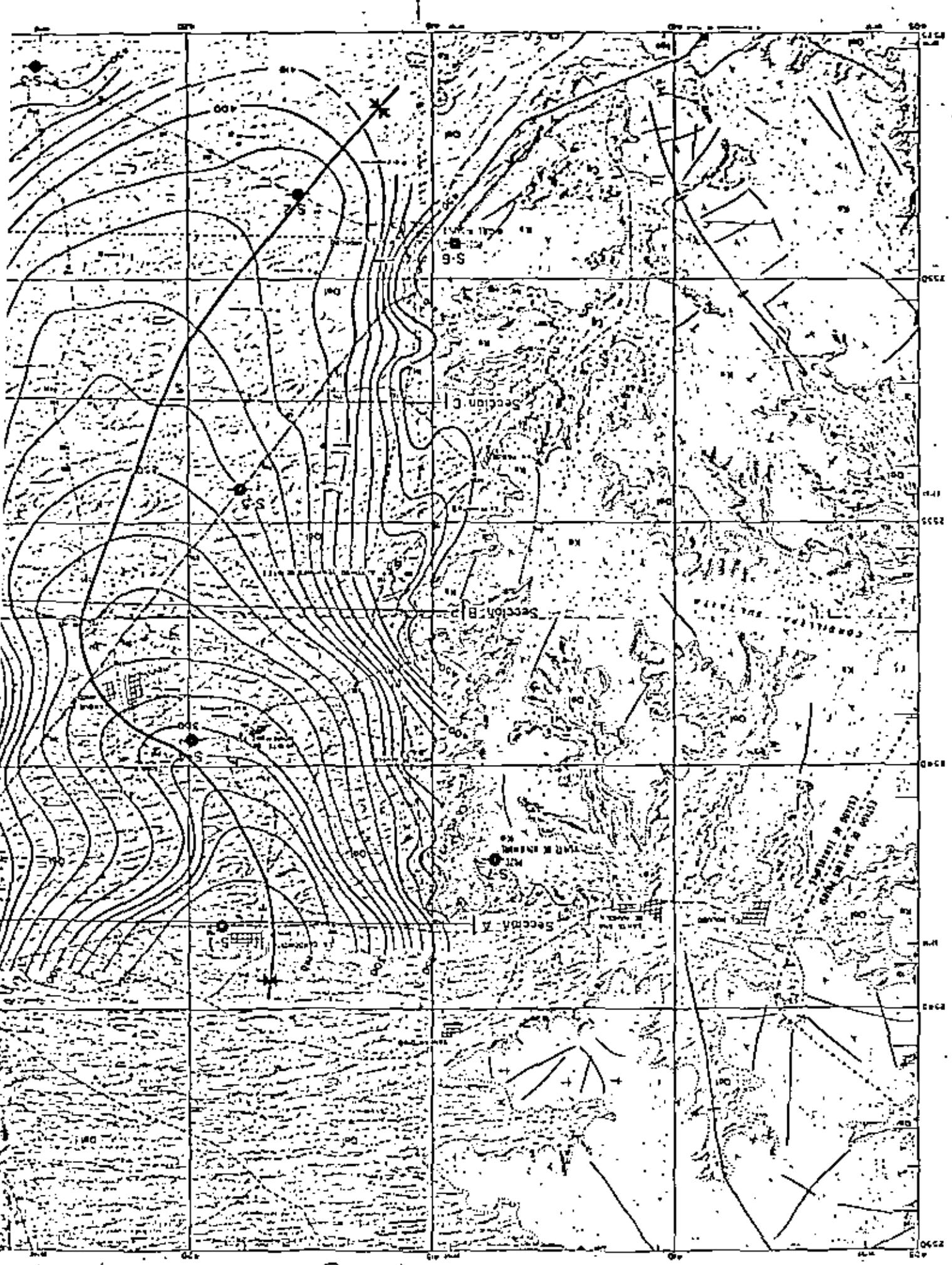
b) En la región costa de Hermosillo hay una explotación  
grande de agua subterránea por medio de pozos, pero estos  
empiezan a ser invadidos por el agua salada del mar; la S.R.H.  
deseaba conocer la profundidad de la barrera que mantiene --  
aislada el agua potable del agua del mar ya que existen rocas  
graníticas que afloran en el borde de la playa. Para este  
objeto la S.R.H. apoyada en un levantamiento gravimétrico  
regional con fines petroleros que realizó Petróleos Mexicanos  
en esa área, detalló con gravimetría adicional las zonas cor-  
respondientes a la playa y los mínimos regionales que se localizan  
hacia el oriente y se calculó partiendo de la anomalía de --  
Bouguer la profundidad de las rocas basales.

En el plano 3ag se muestra las anomalías de Bouguer y en  
el plano 4ag la configuración de la profundidad de la roca  
basal tomando como origen ~~Camp~~ los afloramientos de esta --

roca.

En la parte oeste del lado estudiado y en el borde de la  
playa se puede observar los afloramientos de la roca graniti-  
ca señalados por la curva de profundidad cero y por gravime-  
tría se determina que esta roca se profundiza hasta los 750  
metros.

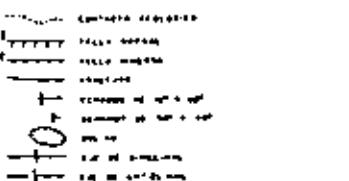
Se puede concluir que la gravimetría es útil en los le-  
vantamientos regionales para determinar 1º cualitativamente  
las masas de mayor densidad que los rellenos, y puede calcu-  
larse la profundidad si hay pozos cuyo corte litológico y --  
densidad de las rocas en toda la columna; se pueden conocer.  
En general como se dijo al principio el método gravimétrico  
es muy útil para descubrir cuerpos geológicos que tengan un  
buen contraste de densidad con las rocas que los rodean y --  
queda al juicio geológico y geofísico del explorador inter-  
preta la forma de respuesta gravimétrica.



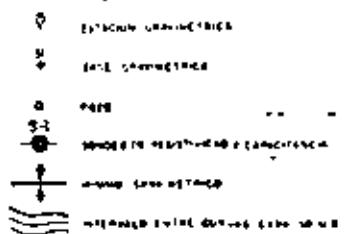
LEYENDA:

	D.C. Suelo cultivado de riego Suelo cultivado sin riego
	N.V. Vegetación natural
	F.C. Bosque permanente nativo
	S.R. Vegetación secundaria
	S.B. Vegetación arbustiva
	O.M. Agua dulce
	R.C. Cauce permanente natural

SÍMBOLOS GEOLOGICOS:



SÍMBOLOS GEOFÍSICOS:

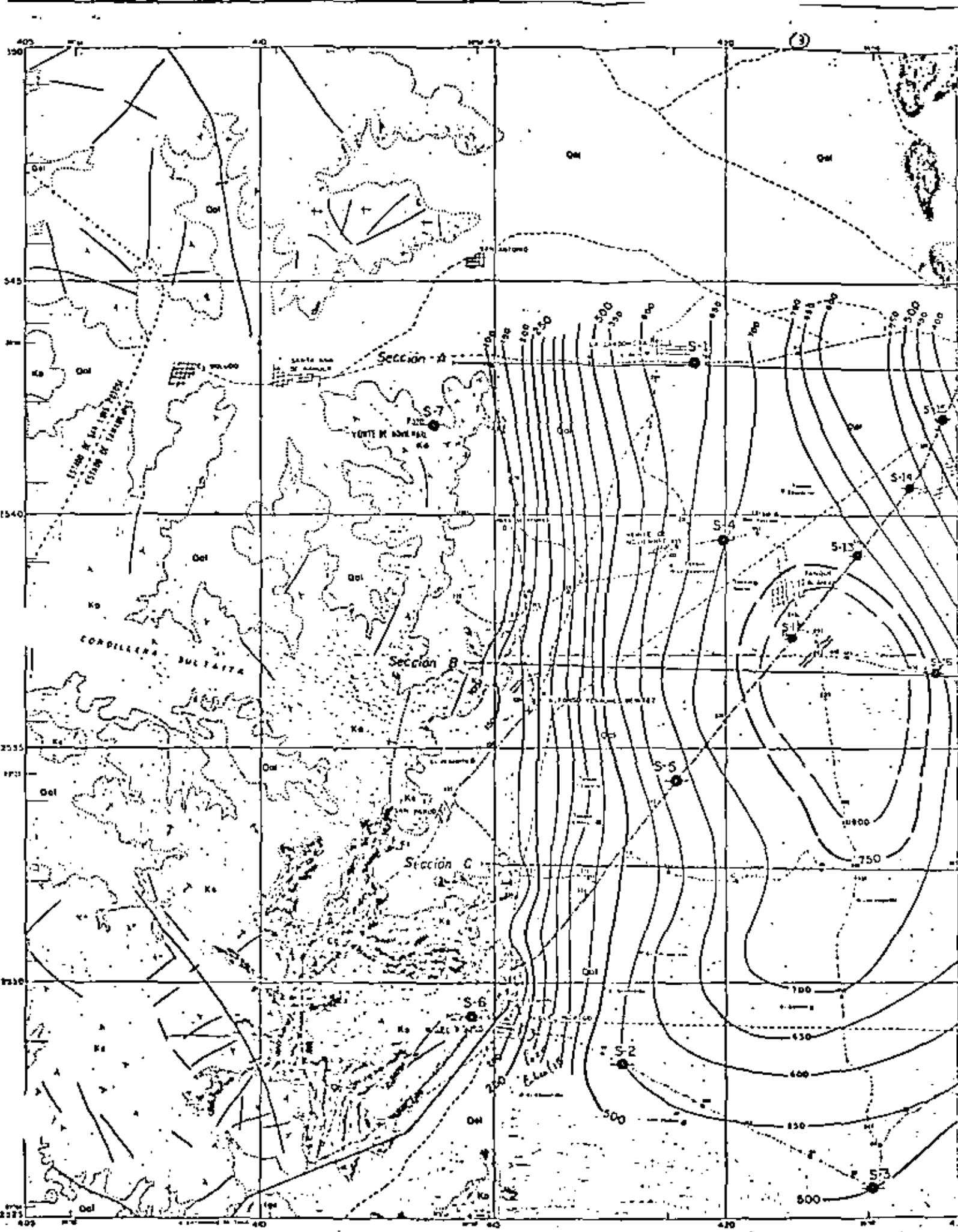


NOTA: Para informe de este levantamiento geofísico se han tomado en cuenta las anomalías de Bouguer.

ESCALA GRÁFICA:

Algunos trazos

SECRETARIA DE RECURSOS HIDRÁULICOS DIRECCIÓN GENERAL DE ESTUDIOS DE AGUA PARA EL DESARROLLO Y ASESORAMIENTO TECNICO	
LEVANTAMIENTO GEOMAGNETICO EN LA ZONA DEL VALLE DE TULA, TAMPS. CONFIGURACION DE ANOMALIAS DE BOUGUER	
MEXICO, D.F.	DICIEMBRE 1975
HIDROTEC, S.A. INGENIERIA Y GEODISCIPLINAS	



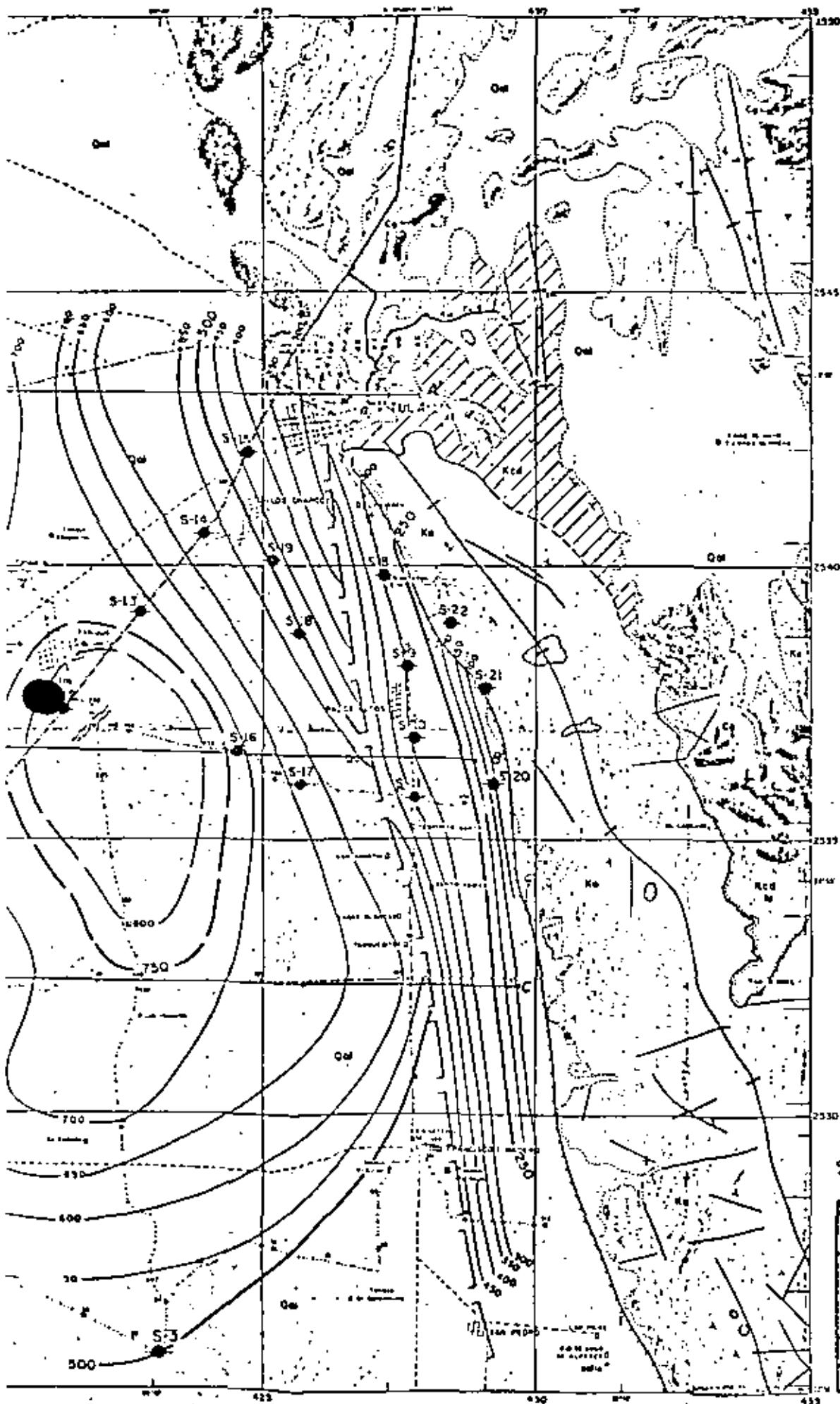
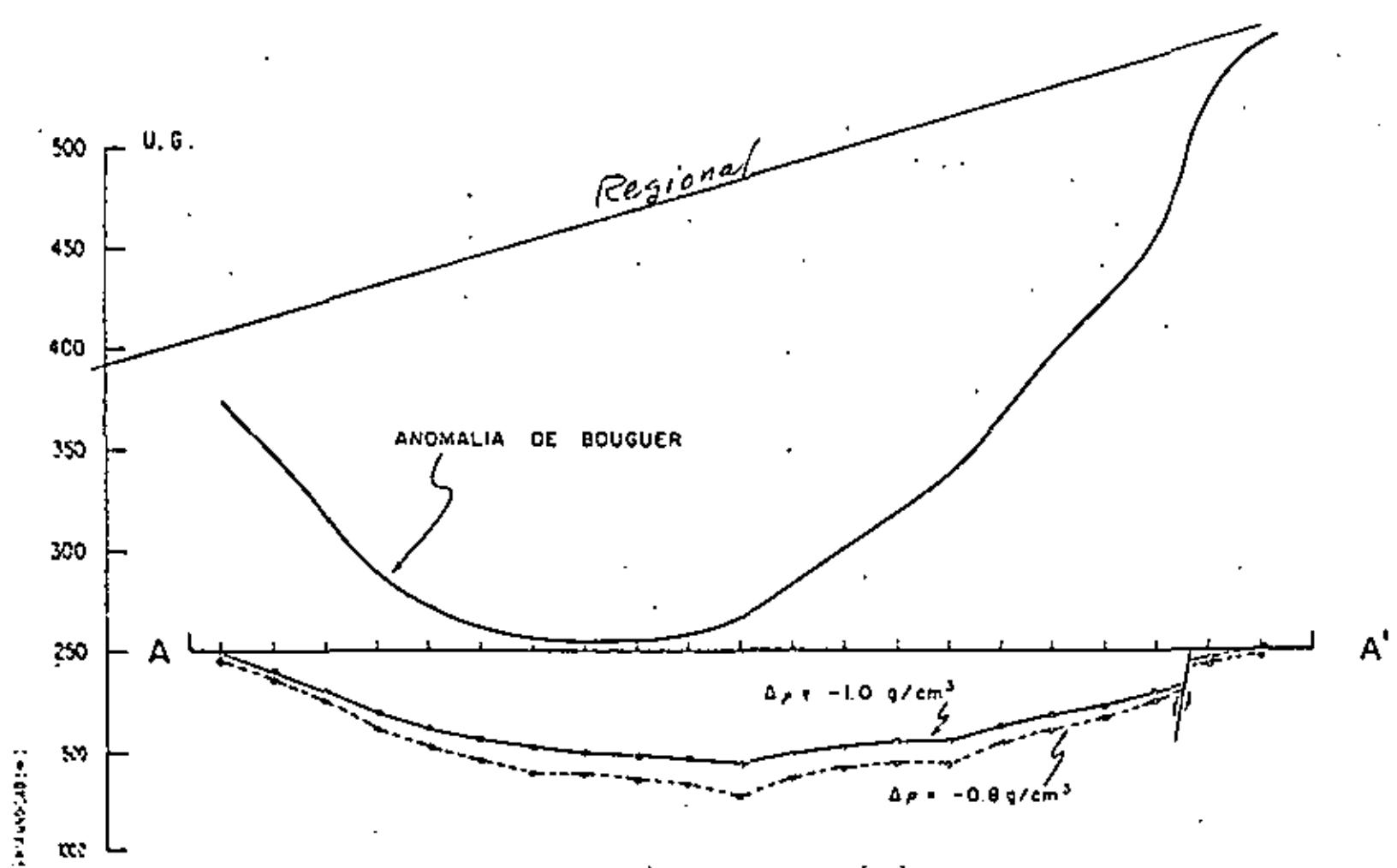


FIG. 2a9 ANEXO N° 5-1



FIGA

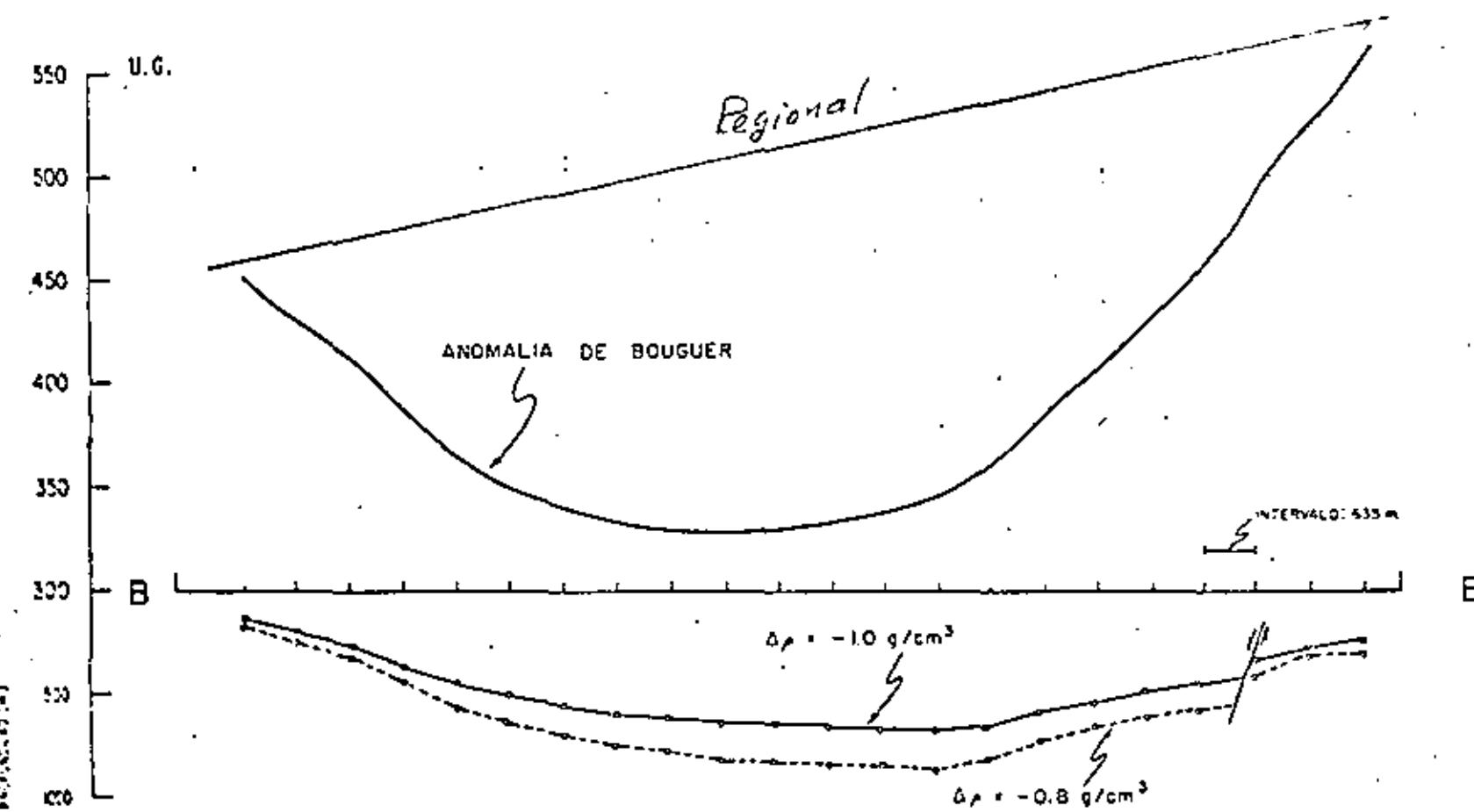
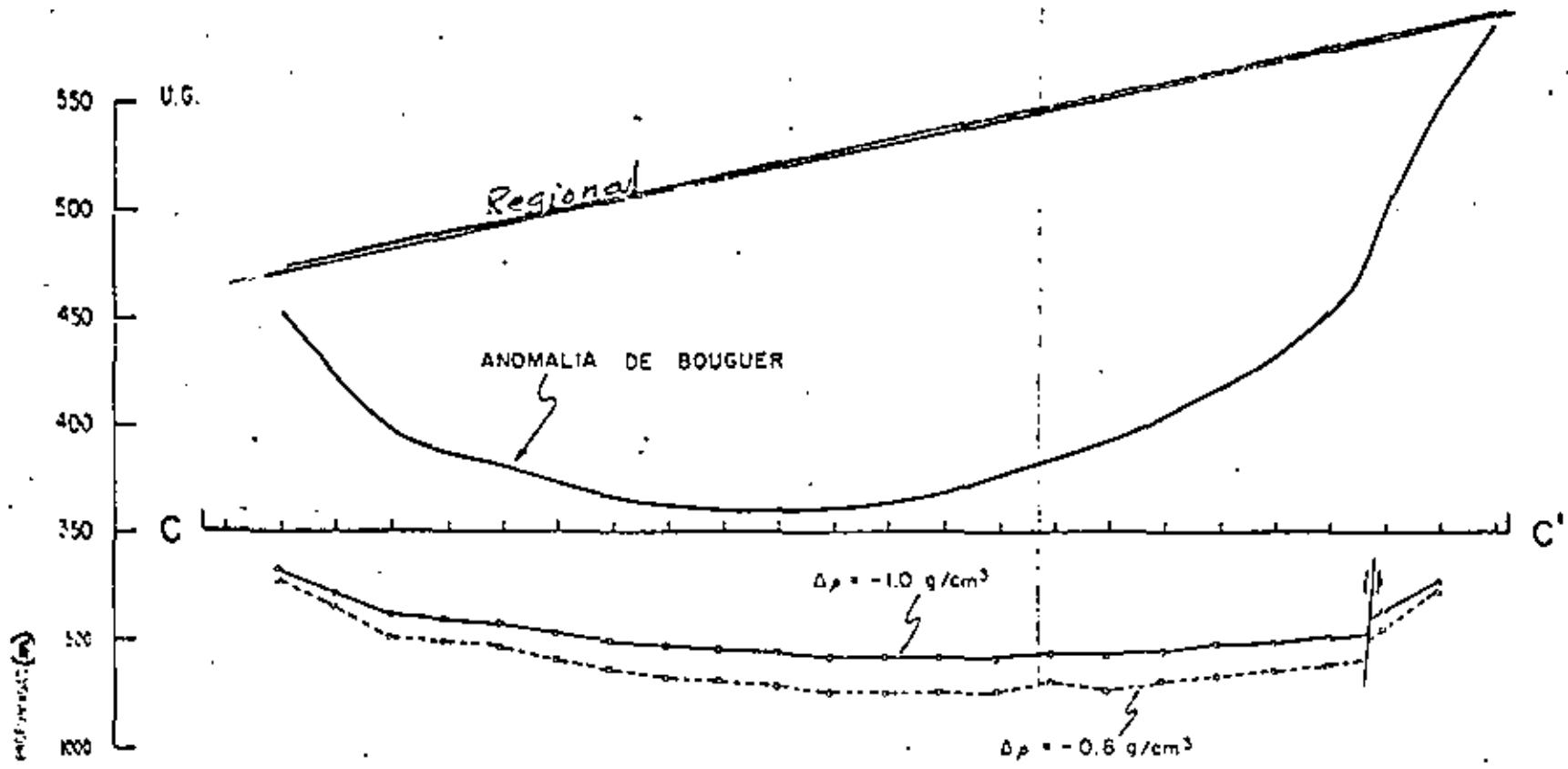


FIG. B



PERFILES GRAVIMETRICOS CUANTITATIVOS  
VALLE DE TULA, TAMPS.

ESCALA HORIZONTAL: 1:50000  
ESCALA VERTICAL: 1:20000

HIDROTEC, S.A.

ANEXO N° 4

FIG-C



(9)

ESTACIONES DE GRAVIMETRÍA DEL SISTEMA DE  
ESTACIÓN DE REFERENCIA DE VÉRTICES MÉTRICOS  
SEGURO CONTRATO PARA ESTACIONES DE REFERENCIA  
ESTACIÓN DE REFERENCIA DE VERTICE EN 1970

DIRECCIÓN DE ESTUDIOS

Nombre \_\_\_\_\_ Conforme \_\_\_\_\_

EXPLICACIONES DEL SUELO, SA

TRABAJO DE CAMPO DURANTE 1970  
DIRECCIÓN DE ESTUDIOS  
DIRECCIÓN DE ESTUDIOS  
DIRECCIÓN DE ESTUDIOS

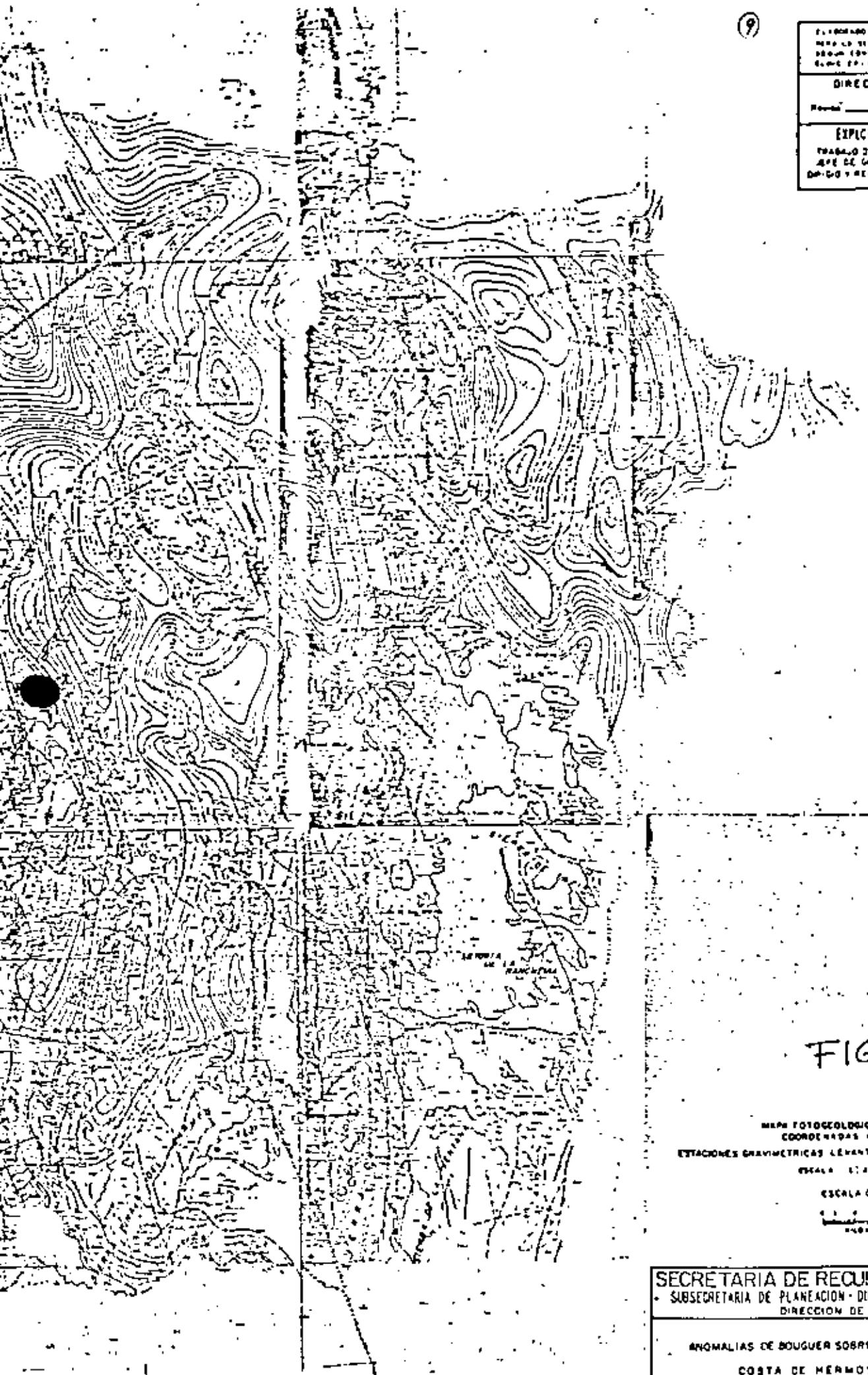


FIG. 3:09

MAPA FOTOGEOLÓGICO SISTEMA DE  
COORDENADAS MERCATOR

ESTACIONES GRAVIMÉTRICAS LEVANTADAS POR SRH Y PEWEC

ESCALA 1:250,000

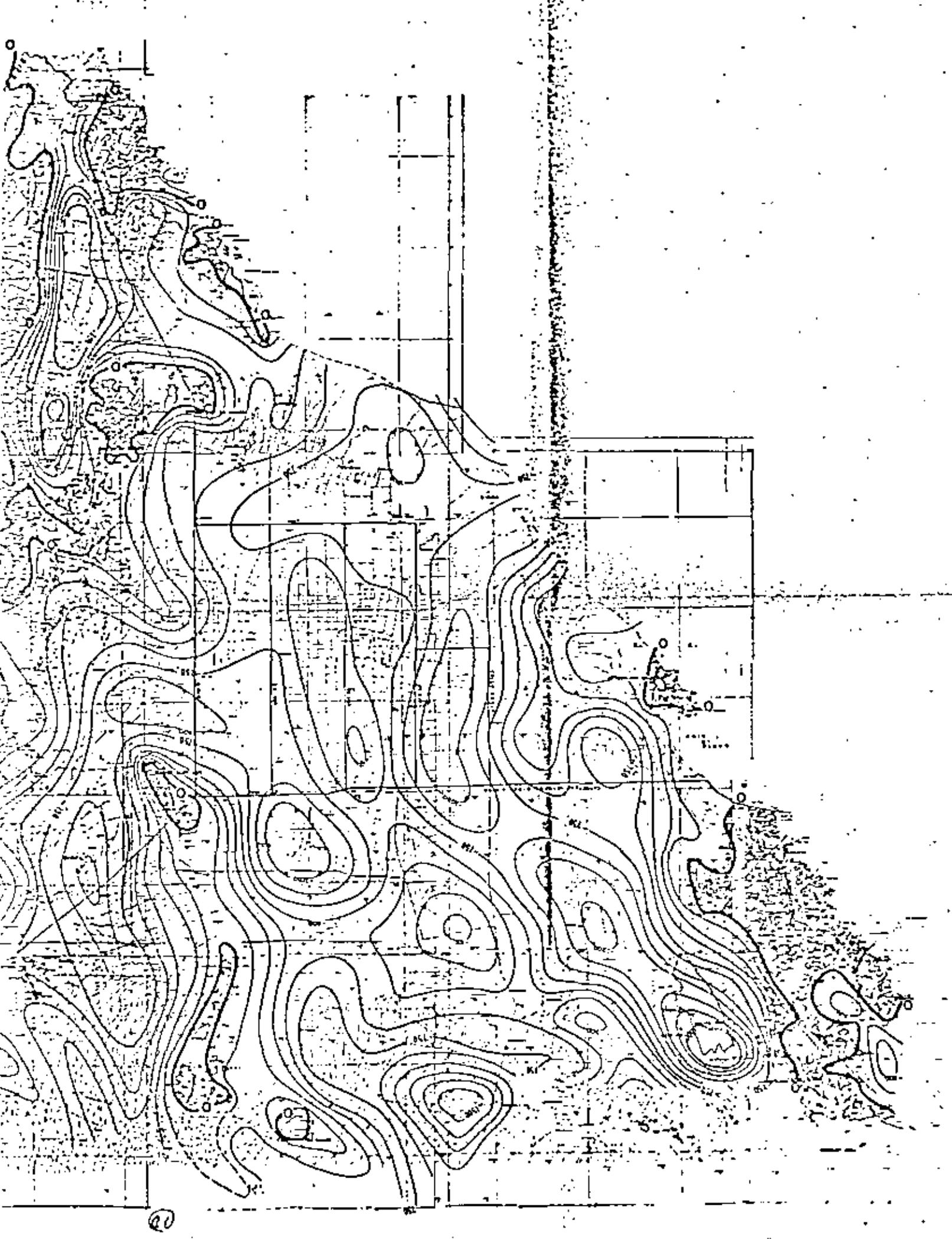
ESCALA GRÁFICA



SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS  
• SUBSECRETARIA DE PLANEACIÓN • DIRECCIÓN GENERAL DE ESTUDIOS  
DIRECCIÓN DE ESTUDIOS

ANOMALIAS DE BOUGUER SOBRE MAPA FOTOGEOLÓGICO

COSTA DE HERMOSILLO, SONORA







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

**EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION GEOFISICA**

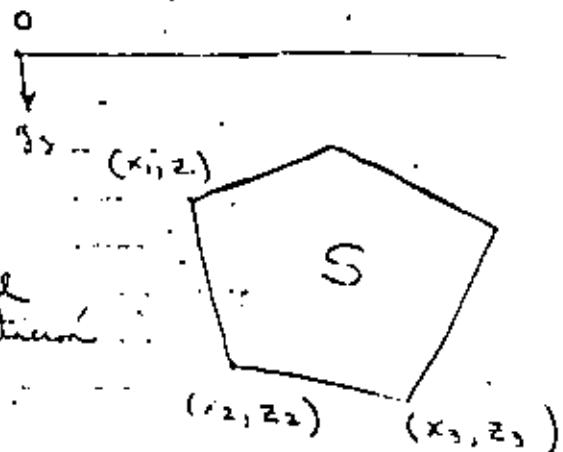
**METODO DE TALWANI PARA EL CALCULO DE ESTRUCTURAS BIDIMENSIONALES  
DE FORMA ARBITRARIA**

**M en C Ricardo Díaz Navarro**

**AGOSTO, 1982**

PE

MÉTODO DE TALWANI PARA  
EL CALCULO DE ESTRUCTURAS BIDIMENSIONA-  
LES. DE FUERZA ARBITRARIA



$S$  = constante de densidad

$G$  = constante de gravitación

Universal

La componente vertical de la aceleración gravimétrica para estructuras bidimensionales viene dada por

$$g_3 = 2Gg \iint_S \frac{z}{x^2 + z^2} dx dz$$

Transformar la integral de superficie a  
integral de linea por medio del Teorema de  
Green

$$\iint_S \left( \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial z} \right) dx dz = \oint P dz + Q dx$$

$$\frac{\partial P}{\partial x} = \frac{z}{x^2 + z^2}$$

$$Q = 0$$

$$\text{Integrando } P(x, z) = \tan^{-1} \frac{x}{z}$$

En consecuencia

$$g_3 = 2Gg \oint \tan^{-1} \frac{x}{z} dz$$

Tomemos los primeros dos vértices  
 $(x_1, z_1)$  y  $(x_2, z_2)$

La trascisión de la recta que une a  
los mencionados vértices es

$$z - z_1 = \frac{z_2 - z_1}{x_2 - x_1} (x - x_1)$$

Resolviendo para  $x$  se obtiene

$$x = \frac{x_2 - x_1}{z_2 - z_1} z + \frac{x_1 z_2 - x_2 z_1}{z_2 - z_1}$$

Se definen las constantes

$$a = \frac{x_2 - x_1}{z_2 - z_1}, \quad b = \frac{x_1 z_2 - x_2 z_1}{z_2 - z_1}$$

h. integral que se debe resolver

$$\therefore I = \int \tan^{-1} \left( a + \frac{b}{z} \right) dz$$

Haciendo el cambio de variable

$$a + \frac{b}{z} = w$$

$$\text{Leyendo en otras } dz = -\frac{b}{(w-a)^2}$$

$$\therefore I = -b \int \frac{\tan^{-1} w}{(w-a)^2} dw$$

Integrar por partes

$$u = \tan^{-1} w \Rightarrow du = \frac{1}{1+w^2} dw$$

$$dw = \frac{1}{(w-a)^2} \Rightarrow v = -\frac{1}{w-a}$$

$$\therefore I = b \frac{\tan^{-1} (w)}{w-a} - b \int \frac{-dw}{(w-a)(w^2+1)}$$

De tablas

$$\int \frac{dx}{(x^2+1)(x-a)} = \frac{1}{a^2+1} \ln \frac{x-a}{\sqrt{x^2+1}} - \frac{a}{a^2+1} \tan^{-1} x$$

$$I = \frac{b}{(w-a)} \tan^{-1} w - b \left[ \frac{1}{1+a^2} \ln \frac{w-a}{\sqrt{w^2+1}} - \frac{a}{a^2+1} \tan^{-1} w \right]$$

$$I = \left\{ \frac{b}{b/z} \tan^{-1} \left( a + \frac{b}{z} \right) \right.$$

$$\left. - \frac{b}{a^2+1} \left[ \ln \frac{b/z}{\sqrt{(a+b/z)^2+1}} - a \tan^{-1} \left( a + \frac{b}{z} \right) \right] \right\}$$

Evaluando  $\left( a + \frac{b}{z} \right)$  en  $z_2$

$$a + \frac{b}{z_2} = \frac{x_2 - x_1}{z_2 - z_1} + \frac{x_1 z_2 - x_2 z_1}{z_2(z_2 - z_1)} = \frac{z_2 x_2 - x_1 z_2 + z_2 - x_2 z_1}{z_2(z_2 - 1)}$$

$$a + \frac{b}{z_2} = \frac{x_2(z_2 - z_1)}{z_2(z_2 - z_1)} = \frac{x_2}{z_2}$$

$$\text{Análogamente } a + \frac{b}{z_1} = \frac{x_1}{z_1}$$

$$\therefore I = z_2 \tan^{-1} \left( \frac{x_2}{z_2} \right) - z_1 \tan^{-1} \left( \frac{x_1}{z_1} \right)$$

$$= \frac{b}{a^2+1} \left[ \ln \frac{b/z_2}{\sqrt{\frac{x_2^2}{z_2^2}+1}} - \ln \frac{b/z_1}{\sqrt{\frac{x_1^2}{z_1^2}+1}} \right. \\ \left. - a \tan^{-1} \left( \frac{x_2}{z_2} \right) + a \tan^{-1} \left( \frac{x_1}{z_1} \right) \right]$$

Notese que

$$\ln \frac{b/z_2}{\sqrt{\frac{x_2^2}{z_2^2} + 1}} = \ln \frac{b/z_1}{\sqrt{\frac{x_1^2}{z_1^2} + 1}} = \frac{1}{2} \ln \frac{\frac{b^2 z_2^2}{z_2^2 (x_2^2 + z_2^2)}}{\frac{b^2 z_1^2}{z_1^2 (x_1^2 + z_1^2)}}$$

$$= \frac{1}{2} \ln \frac{x_1^2 + z_1^2}{x_2^2 + z_2^2}$$

$$I = z_2 \tan^{-1} \left( \frac{x_2}{z_2} \right) - z_1 \tan^{-1} \left( \frac{x_1}{z_1} \right)$$

$$+ \frac{b}{a^2 + 1} \left\{ \ln \frac{x_2^2 + z_2^2}{x_1^2 + z_1^2} + a \left[ \tan^{-1} \left( \frac{x_2}{z_2} \right) - \tan^{-1} \left( \frac{x_1}{z_1} \right) \right] \right\}$$

Los dos primeros términos se cancelan al completar el círculo.

~~$$g_{\infty} = 2G \frac{b}{a^2 + 1}$$~~

$$= 2G \sum_{k=1}^n \frac{b_k}{a_k^2 + 1} \left\{ \ln \frac{x_{k+1}^2 + z_{k+1}^2}{x_k^2 + z_k^2} + a_k \left[ \tan^{-1} \left( \frac{x_{k+1}}{z_{k+1}} \right) - \tan^{-1} \left( \frac{x_k}{z_k} \right) \right] \right\}$$



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

EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION PETROLERA

CAMPO GRAVITACIONAL TERRESTRE, SUS VARIACIONES Y SUS EFECTOS

Ing. Octavio Lázaro Mancilla

AGOSTO, 1982

1

## CAMPO GRAVITACIONAL TERRESTRE, SUS VARIACIONES Y SUS EFECTOS.

Por: Ing. Octavio Lázaro Hancilla.

### Figura de la tierra.

La expresión "figura de la Tierra" puede tener varias interpretaciones, de acuerdo con el sentido en que se use y el grado de precisión con que se trate de definirla. La superficie más conocida por nosotros es la superficie topográfica real de la Tierra, con sus montañas, valles y otras formas terrestres continentales y oceánicas. Esta es la superficie sobre la cual se hacen realmente las mediciones del campo gravitacional, pero debido a las irregularidades que presenta su forma, esta no se presta para cálculos matemáticos.

La superficie terrestre es de interés para el geógrafo, el topógrafo, así como para el geodesta y el explorador geofísico, en lo que respecta a la influencia que los accidentes del terreno tienen sobre la gravedad.

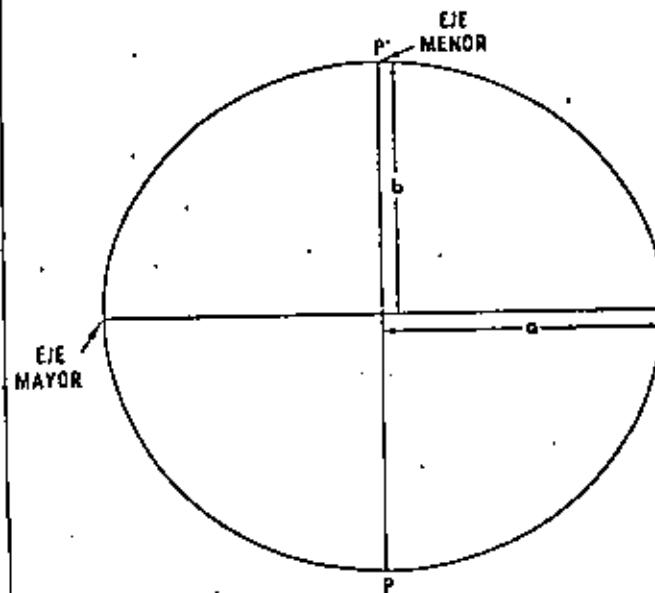
Con el objeto de simplificar el cálculo de las posiciones sobre la superficie de la Tierra, se ha adoptado una superficie matemática que se parece a la que en realidad tiene la Tierra. Podríamos elegir una esfera aunque esa aproximación es muy burda. La Tierra no es exactamente una esfera, porque está ligeramente achataada en sus polos y sobrepasada en el Ecuador. La forma de la tierra se representa matemáticamente con más precisión por un elipsode de revolución.

Este elipsode es el tipo de figura que obtendríamos si hiciéramos girar un disco ovalado alrededor de su diámetro menor. El tamaño de la elipse se designa generalmente por el radio del Ecuador. Este radio se llama semieje mayor y se designa con la letra  $a$  en la figura A. La forma del elipsode está dada por el achatamiento  $f$ . El achatamiento indica en qué medida el elipsode se acerca a la esfera; siendo la diferencia con respecto a la esfera muy pequeña (Figura B).

En la figura C se muestran algunos datos de los elipsoides en uso.

2

### ELEMENTOS DE UNA ELIPSE



$a =$  UNA MITAD DEL EJE MAYOR = SEMIEJE MAYOR

$b =$  UNA MITAD DEL EJE MENOR = SEMIEJE MENOR

$$f = \text{ACHATAMIENTO} = \frac{a - b}{a}$$

$P'$  = EJE DE REVOLUCIÓN DEL ELIPSOIDE TERRESTRE

FIGURA A

ALGUNOS EJEMPLOS DE ELIPSOIDES DE REFERENCIA

NOMBRE	RADIO EQUATORIAL	ACHATAMIENTO	EN DONDE SE USAN
IUGG (1980)	6,378,137	1/298,2572	Internacional
SUDAMERICANO (1969)	6,378,160	1/298,25	América del Sur
FISCHER ELIPSOIDE (1968)	6,378,150	1/298,3	Europa y América
IUGG REFERENCE ELIPSOIDAL (1967)	6,378,160	1/298,25	Internacional
MOUC (1956)	6,378,270	1/297	Nueva Solución del A.M.S.
KRASSOWSKY (1940)	6,378,245	1/298	Rusia
KRASSOWSKY (1938)	6,378,245	1/298,1	Rusia
MEISKAREN (1926)	6,378,397	1/297,0	Europa
INTERNACIONAL (1924)	6,378,388	1/297	Europa
INTERNACIONAL (1910)	6,378,388	1/297	Europa
HELENYI (1907)	6,378,200	1/298	Egipto
CLARKE (1866)	6,378,206	1/295	Norte. América
CLARKE (1880)	6,378,249	1/293	Francia
EVEREST (1830)	5,377,276	1/300	India
BESSEL (1841)	6,377,397	1/299	Japón

EL ACHATAMIENTO DE LA TIERRA ES APPROXIMADAMENTE 1/300

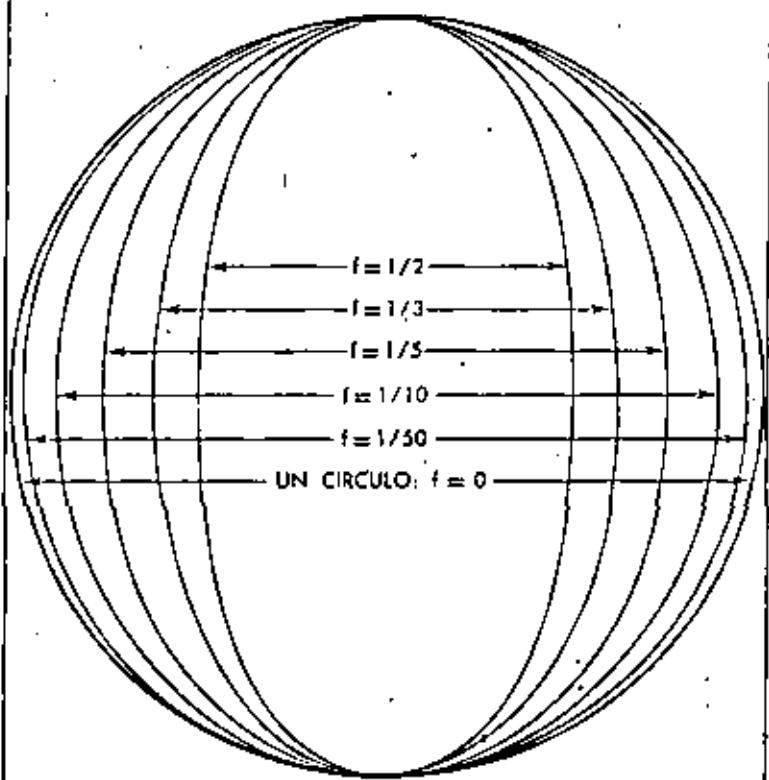


FIGURA 8

FIGURA 9

El hecho significativo acerca del elipsode, es que esta superficie de referencia es considerada la más conveniente, bajo el punto de vista matemático, para representar la figura de la Tierra.

Los puntos sobre el elipsode pueden definirse por la longitud y latitud geodésicas. Estas coordenadas son las mismas que aparecen en las cartas y los mapas (Figura D). Las mediciones sobre la superficie de la tierra no se efectúan sobre un elipsode matemático, sino que están referidas a una tercera superficie llamada Geóide.

La superficie conocida como geóide es aquella superficie hacia la cual tienden a conformarse las aguas de los océanos ya que tienen la libertad de ajustarse a las fuerzas que actúan sobre ellas. Bajo los continentes, es la superficie a la cual las aguas de los océanos tenderían a adaptar sus formas si pudieran fluir dentro de muy angostos canales. Las fuerzas que actúan sobre los océanos incluirían la atracción real de la masa de la tierra, la fuerza centrífuga debida a la rotación de la misma y otras atracciones debidas a diferencias de densidad en la corteza terrestre. En pocas palabras, el geóide es la forma real de una superficie en la que el potencial de la gravedad en cada uno de sus puntos es constante.

Hay dos características muy importantes del Geóide, que deberíamos distinguir. Primero, como acabamos de decir, el Potencial gravimétrico es el mismo en todos los puntos del geóide. Segundo, la dirección de la gravedad es perpendicular al geóide. Este segundo hecho es importante porque define la dirección de la plomada. Así pues, toda vez que se utilice un instrumento con nivel de burbuja (e.g. tal como el trípode, o el gravímetro), este quedará tangente a la superficie para la al geóide en el punto en donde se halle ubicado el instrumento.

Como el elipsode es una superficie regular y el geóide irregular es claro que no coincidirán (Figura E). Las dos superficies pueden intersectarse, en cuyo caso se formará un ángulo entre las dos. Este ángulo es el mismo que forman las normales a cada una de ellas y se conoce como desviación de la vertical.

Las desviaciones de la vertical dan lugar a que exista una separación entre el geóide y el elipsode que reciben el nombre de ondulaciones del geóide, separaciones del geóide, o alturas del geóide.

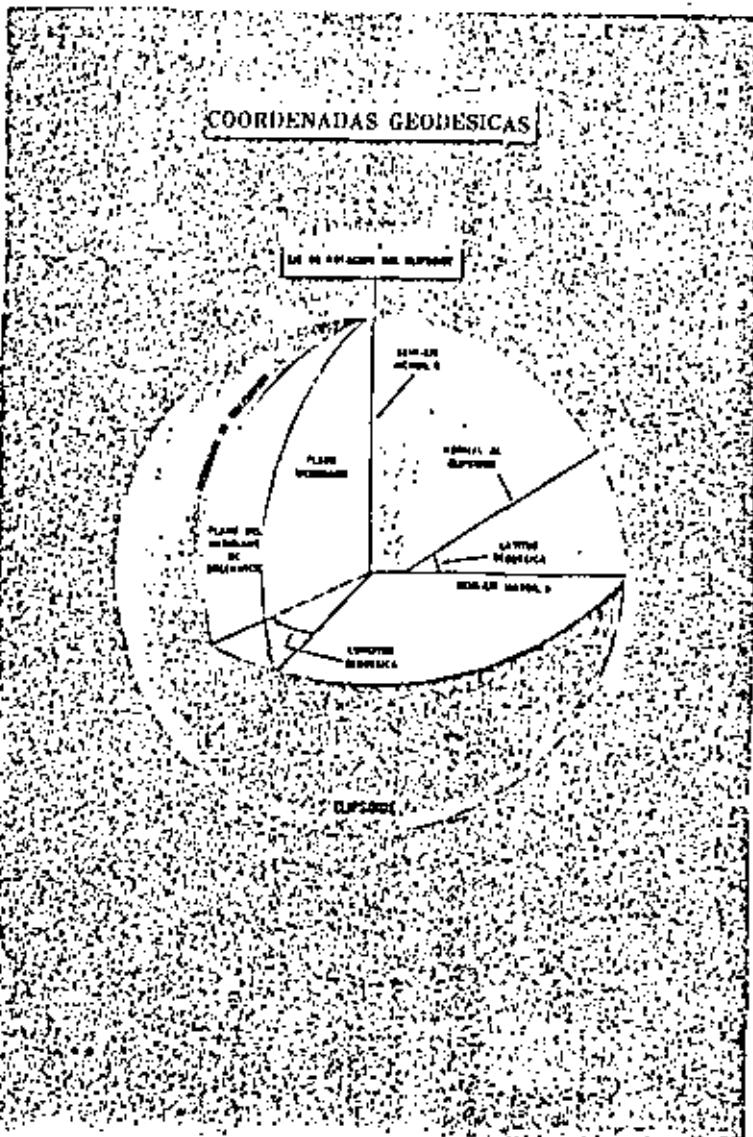


FIGURA D

FIGURA DE LA TIERRA

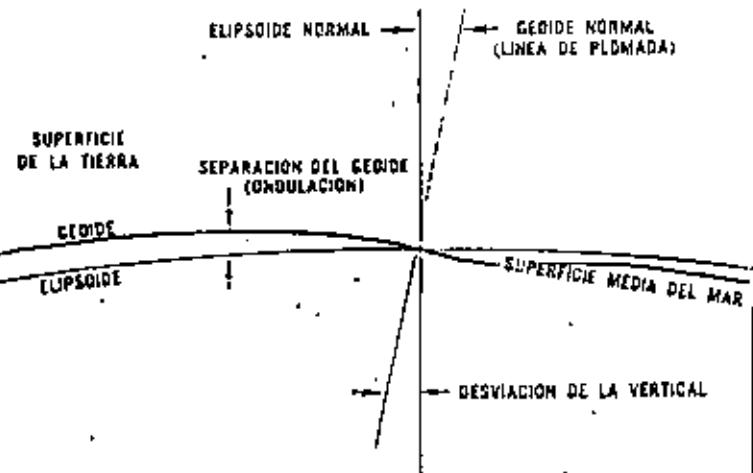
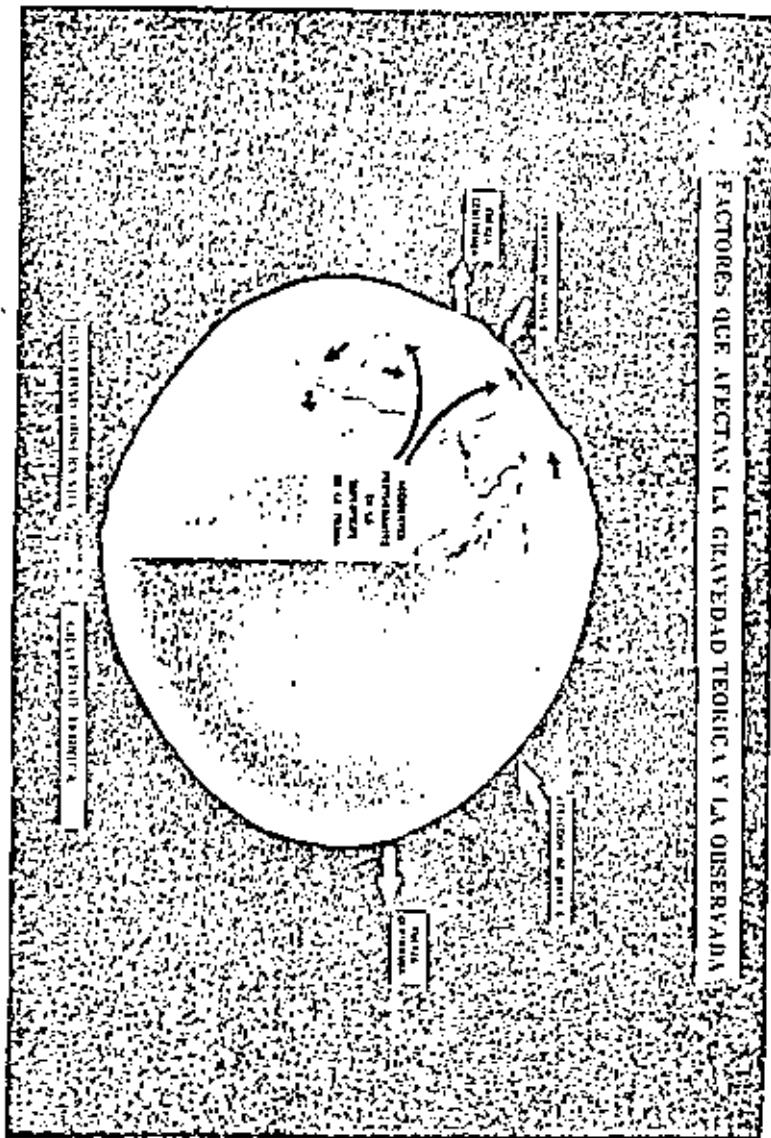


FIGURA E

Estas se representan de manera análoga a las curvas de nivel usadas en los planos topográficos. El valor de las alturas del geóide muestra el grado o medida en que el elipsóide coincide con el geóide y esto ayuda, por lo tanto a determinar el elipsóide que mejor se adapta a la forma de la Tierra. En resumen, lo que queremos decir por Figura de la tierra, depende del tipo de superficie que estamos tratando de describir, ya que como hemos visto hay tres:

- 1.-La superficie que corresponde al relieve topográfico con montañas, valles y fondo de océanos.
- 2.-La superficie matemática, que corresponde a un elipsóide de revolución, y adoptada como la más conveniente para cálculos matemáticos.
- 3.-La superficie potencial o Geóide, a la cual están referidas las medidas hechas sobre la superficie terrestre.

La determinación de la aceleración de la gravedad en la superficie terrestre ha sido de gran utilidad para determinar su forma. Si la tierra tuviera una superficie regular sin montañas y océanos y no tuviera variaciones en la densidad de las rocas o en la corteza terrestre, podría calcularse la gravedad para cualquier punto sobre el elipsóide. Este valor teórico de la gravedad representa la fuerza combinada de la atracción de la Tierra debida a la gravedad y de la fuerza centrífuga debida a la rotación de la tierra (Figura F). El valor teórico de la gravedad en un punto sobre la superficie del elipsóide depende tanto del tamaño como de la forma del elipsóide, así como del valor observado de la gravedad en el Ecuador. El valor de la gravedad varía con la latitud del punto de observación. La Tierra no es un elipsóide perfecto y como existen variaciones en las densidades de los materiales de la corteza y en el subsuelo, la gravedad observada en la superficie de medición variará de un punto a otro. La diferencia entre la gravedad observada en un punto y el valor teórico de la gravedad en el mismo punto se llamará anomalía. Para poder usar las anomalías, la gravedad observada deberá reducirse a un sistema común de referencia compatible con la gravedad teórica (Nota: A este respecto se han suscitado discusiones, en donde se menciona que la diferencia entre los valores de gravedad debe de tomarse en el punto de medición y no en el nivel de



9

referencia o geóide; ver parte del final del tema titulado REDUCCIÓN DE DATOS OBSERVADOS Y ANOMALIAS, en donde se presenta un apéndice titulado "Teoría de la Anomalía de Bouguer".) ver figura G. Estas reducciones tomarán en cuenta la elevación sobre el nivel de mar, el terreno circundante y la estructura supuesta de la corteza terrestre.

La figura H muestra como el exceso de masa de las montañas y la deficiencia de masa en los océanos, causa las desviaciones de la vertical y las ondulaciones del geóide. En el punto A la montaña "atrae" la línea de plomada con respecto a la normal al elipsóide. En forma parecida, la deficiencia del océano, "empuja" la línea de plomada. Estas son las causas de las desviaciones de la vertical. La figura I indica que la semejanza entre la desviación de la vertical y los valores de la ondulación son el resultado de la perturbación producida por las densidades de las masas situadas debajo de la superficie terrestre. Una excesiva masa "atrae", y una masa deficiente "empuja" la línea de la plomada. Las mismas anomalías de masa causan las anomalías de gravedad. En el área de masa excedente, la gravedad observada es mayor que el valor teórico y las anomalías son positivas; en el área de masa deficiente, la gravedad observada es menor que el valor teórico y se dice que la anomalía es negativa.

#### Variaciones de la gravedad con la Latitud

Como se ha visto, la tierra no es una esfera perfecta. Podría considerarse como una masa fluida quasi elíptica sujeta a fuerzas gravitacionales que tienden a hacerla esférica y fuerzas centrífugas de rotación que tienden a achatarla. Esto da como resultado que el radio ecuatorial sea mayor en 21 Km que el radio polar. Debido a este achatamiento, la aceleración de la gravedad es 5.17 gales mayor en los polos que en el Ecuador, a esto se le añade el efecto debido a la fuerza centrífuga, la cual es menor en la medida que nos acercamos a los polos. Esto es tratado ampliamente por medio del "Teorema" de Clairaut, en donde considera el achatamiento  $f$  como:

$$f = \frac{a-b}{a} = \frac{b}{a}$$

en donde  $f$  es el achatamiento terrestre expresado en términos del radio ecuatorial  $a$  y del radio polar  $b$  como:

$$f = (a-b)/a$$

$/C$  es la relación de la aceleración

## EL EFECTO DEL TERRENO SOBRE EL GEOIDE

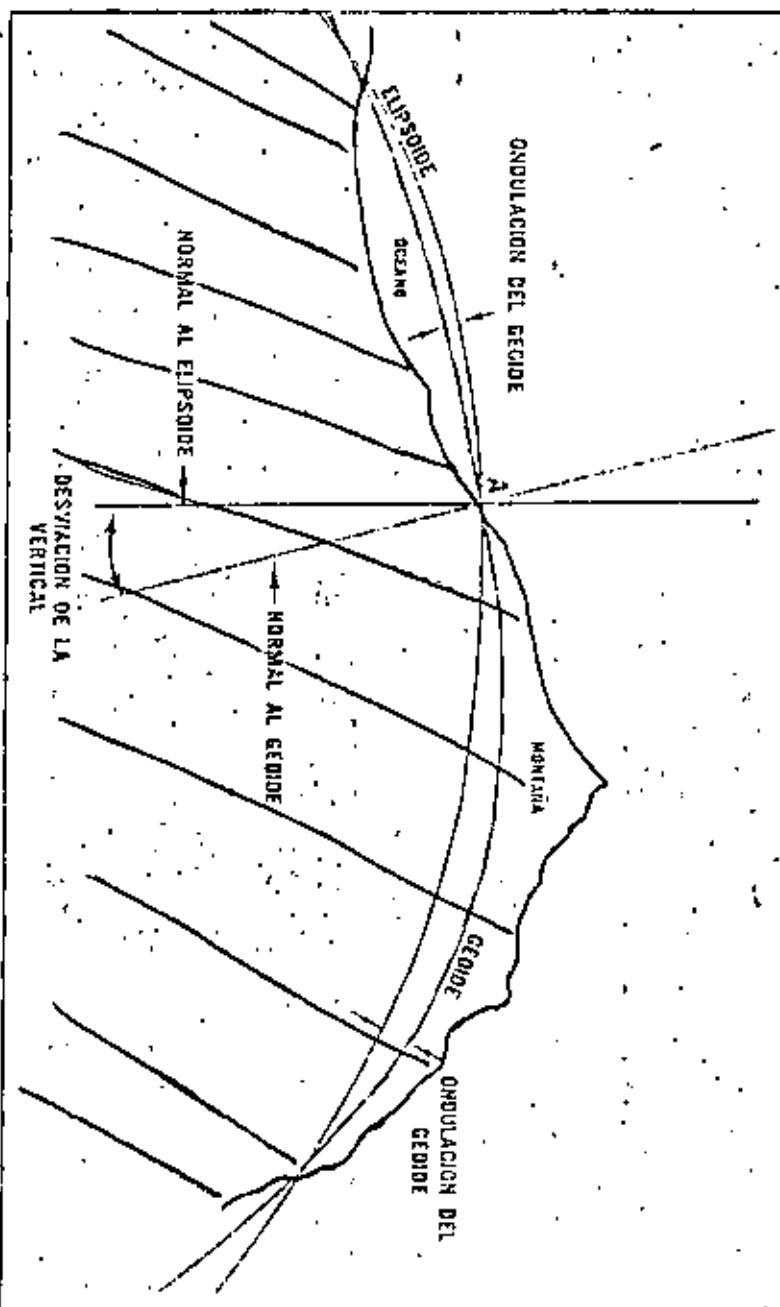
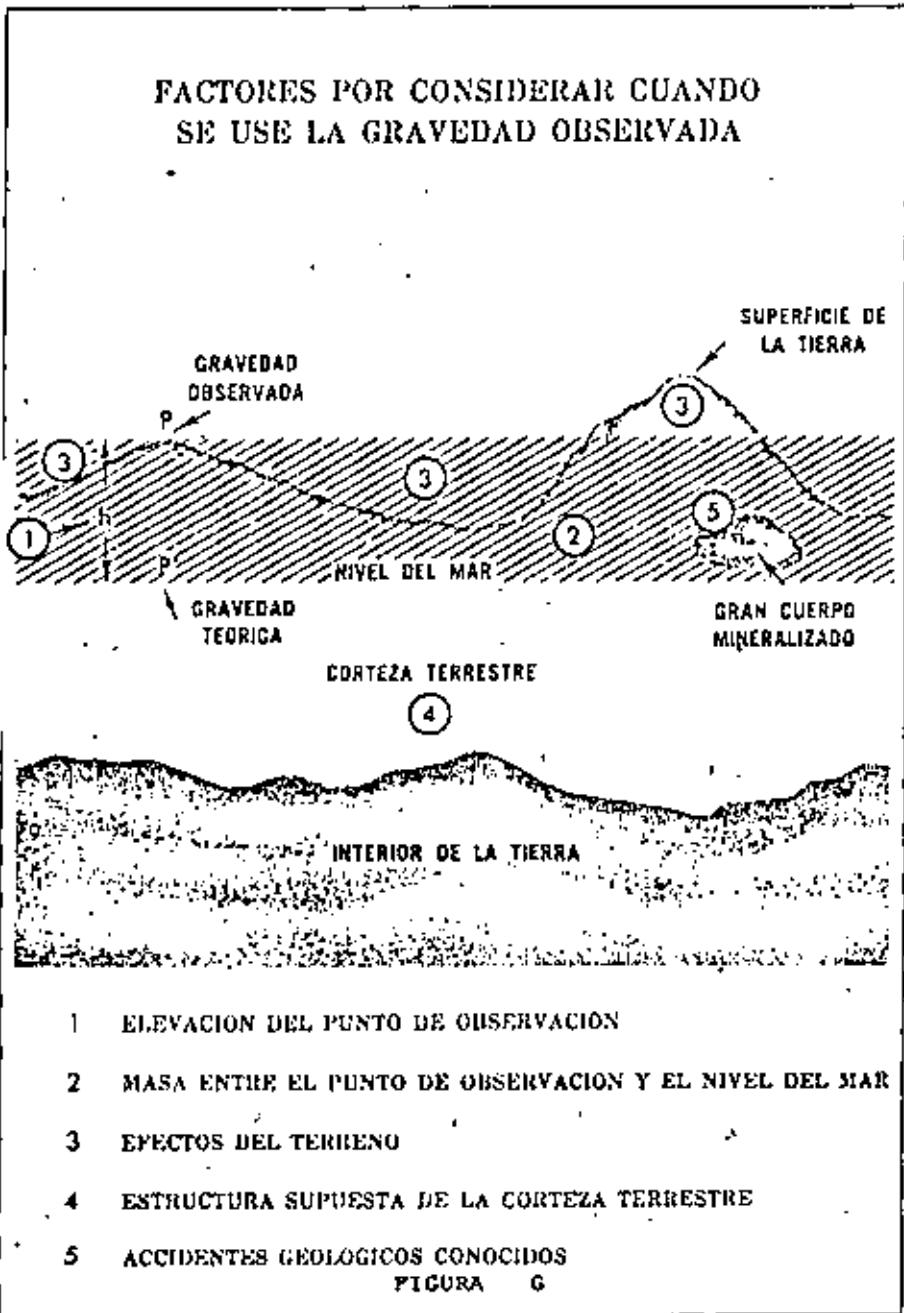
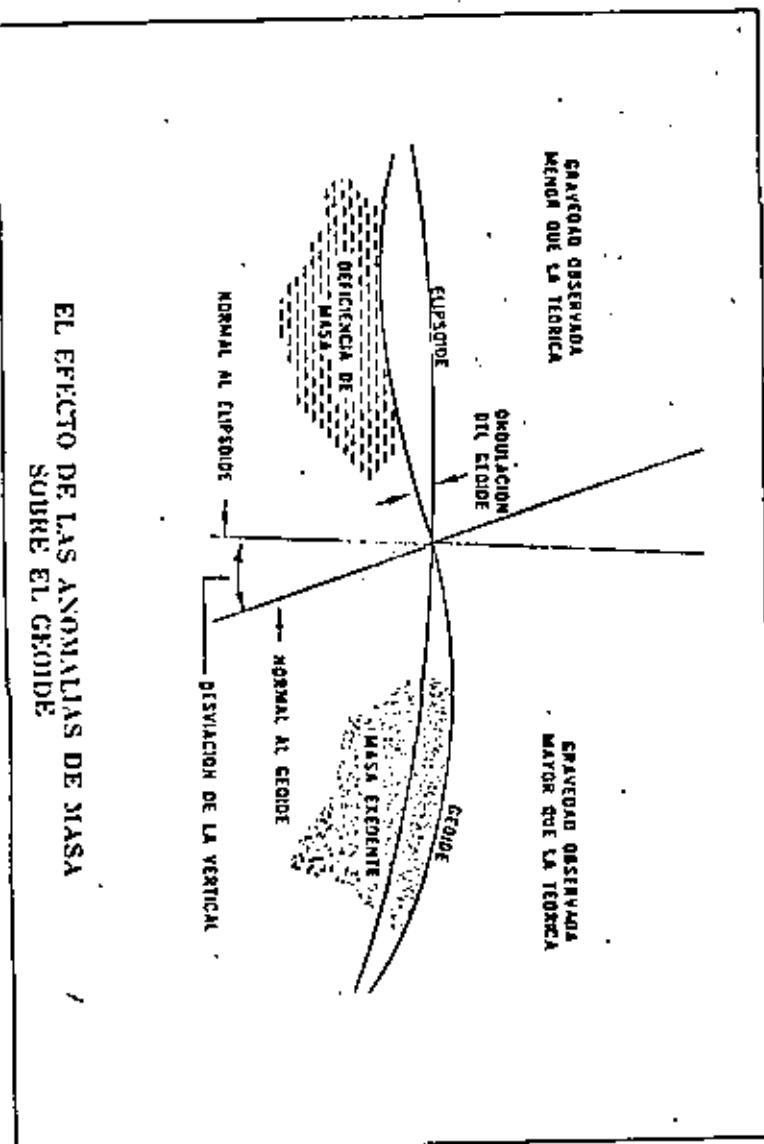


FIGURA II





centrifuga a la aceleración gravitacional  $g_e$  en el Ecuador; esto es

$\omega^2 r / g_e$ , donde  $\omega$  es la velocidad angular de la rotación de la tierra;  $B$  es el coeficiente en la ecuación

$g_p = g_e (1 + B \sin^2 \phi)$ , en donde  $g_p$  es la gravedad a la latitud  $\phi$ .  $B$  también puede expresarse en términos de la gravedad en el Ecuador y los polos como:

$B = (g_p - g_e) / g_e$ ; Los valores de  $g_p$  y  $B$  se determinan de un ajuste a las observaciones de gravedad en puntos distribuidos en la Tierra. De estos valores determinados, el valor del radio ecuatorial y el achatamiento han servido para definir los elipsoides que intentan aproximar más a la forma de la tierra.

#### FÓRMULAS DE GRAVEDAD

La búsqueda de los elipsoides que más se aproximan a la forma de la tierra así como sus fórmulas correspondientes ha dado como resultado que la precisión de la información haya aumentado.

A continuación se transcriben las que más se han usado con fines de reducción de la información en los levantamientos gravimétricos:

a). Fórmula de Helmert.- Data de 1901-1909 y está basada en 1600 mediciones relativas de la gravedad, distribuidas en nueve zonas latitudinales, cada una de las cuales estaba dividida en trapecios. Esta fórmula uso bastante en antiguos trabajos gravimétricos con fin de correcciones. Su expresión es:

$$g_p = 978.03 (1 + 0.005302 \sin^2 \phi - 0.000007 \sin^4 \phi)$$

Esto toma en cuenta  $a=6,378,200m$ ,  $b=6,356,818m$  y  $f=1/298.2$ . Así mismo hacia 1915 basándose en 410 estaciones encogidas dedujo una fórmula para una tierra triaxial.

b).-Fórmula del Servicio Geodésico de los Estados Unidos.-Data de 1917 y fue usada en levantamientos geodésicos y aplicada a la reducción de levantamientos gravimétricos, esta basada en el ajuste de alrededor de

de 350 valores de gravedad en todo el mundo; el valor correspondiente para  $f$  es  $1/297.4$ ;  $a =$

La fórmula es:

$$g_p = 978.039 (1 + 0.005294 \sin^2 \phi - 0.000007 \sin^2 2\phi)$$

c).- Fórmula Internacional de 1930.- Esta fórmula fue adoptada por la Asamblea General de 1930 de la Asociación Internacional de Geodesia, y se sigue usando hasta la fecha para la reducción de las medidas de gravedad, esta es:

$$g_p = 978.049 (1 + 0.005294 \sin^2 \phi - 0.0000059 \sin^2 2\phi)$$

Sistema Ecuador

que corresponde a:

$$a = 6,378,382$$

$$b = 6,356,725$$

$$f = 1/298.247$$

$$g_p = 978.221 \text{ gal.}$$

Con esta expresión, se pueden encontrar valores de hasta  $10^{-4}$  gal por cada minuto de latitud al nivel del mar. Mediciones recientes indican que el primer término debe de ser diferente, lo cual ha dado lugar a que el problema de determinación del ellipsode adecuado sea considerado abierto y este siendo atacado continuamente, y a la fecha con la ayuda de las mediciones hechas en satélites. En este caso, Gravedad es una cantidad adoptada obtenida de mediciones gravimétricas, ajustadas y corregidas al Sistema Potsdam.

d).- Otras fórmulas.- Se han desarrollado varias fórmulas, en las cuales se consideran tierras biaxiales o triaxiales, siendo en estas últimas introducida la longitud del lugar como la de Hainskanenn:

$$g_p = 978.0469 (1 + 0.0053978 \sin^2 \phi - 0.0000059 \sin^2 2\phi + 0.00023 \cos^2 \cos^2 (\lambda + 4^\circ))$$

Por otro lado se ha comprobado que existe una variación a lo largo del ecuador de unas decenas de miligalas, las cuales resulta difícil separar de aquellas causadas por las variaciones laterales de la densidad, dando lugar a la complejidad exagerada en las reducciones. En la actualidad se sigue trabajando en la elaboración de redes de bases de gravedad con la finalidad de encontrar la expresión más adecuada.

e).- Fórmula de Gravedad de 1967. Los resultados de gravedad de Satélite están referidos al Ellipsode de Referencia 1967 (Sistema Geodésico de Referencia 1967)

$$g_p = 978.039 (1 + 0.0053029 \sin^2 \phi - 0.0000058 \sin^2 2\phi)$$

Aquí  $g_p$  es independiente del Sistema de Gravedad de Potsdam.

$$a = 6,378,140 \text{ m}$$

$$b = 6,356,725 \text{ m}$$

$$f = 1/298.247$$

$$g_p = 9.832 \frac{\text{m}}{\text{s}^2}$$

Sistema de Referencia 1980 (Canberra) I.U.G.G.

$$a = 6,378,132 \pm 2 \text{ m}$$

$$b = 6,356,762 \text{ m}$$

$$f = 1/298.3572$$

$$g_p = 978.0326 \text{ gal.}$$

Fórmulas de Transformación entre los Sistemas 1930, 1967, 1980.

$$\delta_{1980} - \delta_{1967} = (0.231b + 0.0782 \sin^2 \phi - 0.0007 \sin^4 \phi) \text{ mgf.}$$

$$\gamma_{1980} - \gamma_{1930} = (-16.3 + 13.7 \sin^2 \phi) \text{ mgf.}$$

$$\gamma_{1967} - \gamma_{1930} = (3.2 - 13.6 \sin^2 \phi) \text{ mgf.}$$

### Variación de la gravedad con la elevación.

Debido a que un punto en una elevación más alta está más lejos del centro de la tierra y por lo tanto tienen una aceleración gravitacional menor que otra a una elevación menor.

La razón de esta variación normal, o gradiente vertical, puede ser calculada exactamente de la fórmula función del radio de la tierra.

Esto puede ser mostrado aproximadamente como sigue:

La gravedad en un punto sobre la superficie de una tierra esférica es:

$$g = \frac{GM}{R^2}$$

donde  $M$  es la masa total de la tierra y  $R$  su radio. El gradiente vertical es:

$$\frac{dg}{dz} = \frac{d}{dr} \left( -\frac{GM}{r^2} \right) = \frac{-2GM}{r^3}$$

Si tomamos el radio medio de la tierra  $R = 6.367 \times 10^6$  cm y para el valor teórico de la gravedad al nivel del mar y a una latitud de  $45^\circ$ ,  $g = 980.629$  galas, entonces

$$\frac{dg}{dz} = -\frac{2 \times 980.629}{6.367 \times 10^6} = -0.3086 \times 10^{-5} \text{ gal/cm}$$

$$= -0.3086 \text{ mgal/m} = -0.09406 \text{ mgal/ft}$$

Hay un pequeño término de segundo orden que es despreciable solo a elevaciones altas. De acuerdo a Heiskanen y a Vening Meinesz (1938, p149), este término asciende a sólo 0.07 mgal para una elevación de 1000 m, 0.3 mgal para 2000 m, y 1.7 mgal para 3000 m, o aproximadamente  $0.07 h^2$  donde  $h$  está en km.

Este es casi siempre despreciado, y la corrección de aire libre es calculada como  $0.3086 \text{ mgal/m} = 0.09406 \text{ mgal/ft}$ .

Si una corrección propia para este efecto de elevación no fuera hecha, un

mapa de gravedad estaría fuertemente afectado por diferencias en elevación entre puntos diferentes de medición.

Por lo tanto, una corrección para la elevación (incluyendo la corrección de Bouguer siempre hasta antes de hacer las mediciones de gravedad bajas para la prospección gravitacional).

La corrección simple para la elevación, usando la constante dada arriba se llama corrección de aire libre, ya que se calculada como si el punto a elevar de medición fuera libremente suspendido en el aire sin, cualquier relación (o consideración) para los efectos de la atracción de la masa de materia entre la elevación del punto de medida y la elevación de referencia.

Un mapa de aire libre, se hace de los datos con correcciones de latitud y de aire libre.

### ATRACCIÓN DEL MATERIAL CERCANO A LA SUPERFICIE . (EFECTO BOUGUER).

Supóngase que dos estaciones de gravedad están a diferentes elevaciones tales como los puntos A y B. Y deseemos calcular cuál sería la diferencia de gravedad si ellas estuvieran al mismo nivel (digamos el nivel de A).

Si simplemente corregimos la estación B a la elevación de A por la corrección de aire libre arriba discutida, no habremos tomado en cuenta la atracción en B de la masa de material bajo B, la cual no estaría presente si B estuviera al mismo nivel de A. La corrección para la atracción de este material se la llama comúnmente corrección de Bouguer. (matemático y geodesta-frances, hizo mediciones pendulares en las altas montañas de Perú en 1735 a 1743). Si la topografía es bastante plana, la atracción del material debajo de la estación en B sería dada por la expresión para una losa infinita de espesor  $b$  y densidad  $\rho$ , la atracción de este es  $g = 2\pi G\rho b$ , la cual tomado  $G = 6.6732 \times 10^{-8} \text{ newton}$

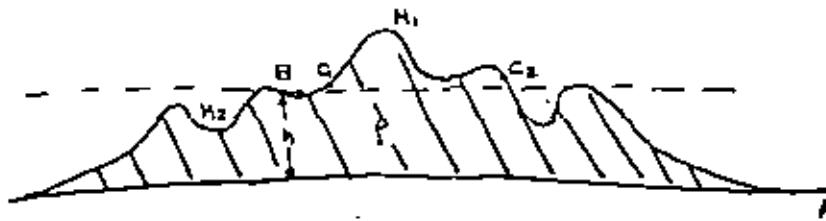
$$g = 0.04193 h \text{ mgal/m} = 0.01278 h \text{ mgal/ft}$$

(

El efecto Bouguer bajo la estación S tiende a incrementar la gravedad y por lo tanto se opone al efecto de aire libre. Por lo cual las correcciones de Bouguer y aire libre son de signo opuesto. Dado que ambos incluyen la altura, se combinan y determina la existencia de un factor que depende de la densidad de las rocas debajo de la estación.

#### El Efecto Topográfico.

Cuando la topografía es irregular, la corrección por la atracción del material se vuelve más complicada, ya que deben tomarse en cuenta los efectos causados por los excesos y deficiencias de masa respecto al nivel de  $H_0$ , tales como  $H_1$  y  $H_2$  tal como la figura siguiente.



En un punto tal como  $C_1$ , la irregularidad topográfica  $M_1$  ejercerá una atracción cuya componente vertical estará dirigida hacia arriba, reduciendo por lo tanto la gravedad en  $C_1$ . Del mismo modo, cerca de  $C_2$  se encuentra el valle  $M_2$ , que puede considerarse como una masa negativa, la que también da lugar a una reducción en la gravedad medida en  $C_2$ . Por lo tanto, el efecto de las irregularidades topográficas no siempre es reducción de la gravedad, lo que de lugar a la corrección por este efecto sea siempre aditiva.

✓ El efecto topográfico se calcula dividiendo el área situada alrededor de la vegetación en compartimientos limitados por círculos concéntricos y radios trazados a intervalos angulares apropiados. En cada compartimiento se determina la elevación media  $Z$ , sin tomarse en cuenta el signo, es decir, se da el mismo tratamiento a una colina que a un valle, considerando a ambos con diferencias de elevación positivas respecto al nivel de referencia. Así, se tiene efecto topográfico =  $\frac{1}{2}(\pi r_2^2 - \pi r_1^2)(r_1^2 + z)^{1/2} - (r_2^2 + z)^{1/2}$  en donde  $r_1$  y  $r_2$  son los radios de los círculos interno y externo respectivamente, que limitan el compartimiento.

### VARIACIONES TENTORIALES DE LA GRAVEDAD

Las hay de tipo:

- Secular.- que son cambios muy lentos en función del tiempo en períodos largos y proporcionales a estos.
- Periódicas.- Son cambios relativamente rápidos que oscilan entre valores extremos en períodos cortos, que no pueden ser considerados como proporcionales al tiempo salvo en pequeños intervalos.
- Instantáneas.

Lo anterior puede tener efectos:

- Globales o mundiales
- Regionales
- Locales

### VARIACIONES TIERRAS RÍGIDAS

En tierra rígida, las tenemos con los siguientes períodos:

2h, 12h, 24h, 14 días, 1 mes, 1/2 año, 1 año, 18.6 años...

$$\left. \begin{array}{l} \psi = 0^\circ \pm 180^\circ \quad \text{luna} = +0.11 \text{mgl} \\ \quad \quad \quad \text{Sol} = +0.03 \text{mgl} \\ \psi = 90^\circ \pm 270^\circ \quad \text{luna} = -0.06 \text{mgl} \\ \quad \quad \quad \text{Sol} = -0.03 \text{mgl} \end{array} \right\} \text{Efecto máximo } 0.24 \text{mgl}$$

En tierra elástica Efecto máximo = 0.28 mgl

Además de las mareas, el campo de gravedad terrestre es afectado por un número de procesos adicionales. Los cambios de gravitación son causados por el desplazamiento de masa en la atmósfera, en los océanos, en la superficie sólida de la tierra, y en su interior. Sin embargo estos cambios permanecen en los límites de las capacidades de medición actuales. Lo mismo se cumple para una declinación secular en gravedad, conectada posiblemente con una expansión de la tierra.

### MOVIMIENTOS DE MASA EN EL INTERIOR DE LA TIERRA

### MOVIMIENTOS DE MASAS EN EL INTERIOR DE LA TIERRA

Pueden ser ocasionados por:

- a.- Procesos tectónicos
- b.- Terremotos
- c.- Vulcanismo
- d.- Movimiento de placas tectónicas(litosfera)
- e.- Corrientes de convección (astenosfera)
- f.- Movimientos del núcleo terrestre

Su comportamiento puede ser discontinuo, en cuyo caso su efecto es menor del intervalo de 0.01 a 0.1mgl; es semiperiódico, o secular en cuyo caso su efecto es menor que el intervalo de 0.001 a 0.01 mgl/año.

### EXPANSIÓN DE LA TIERRA (7)

### O CAMBIO DE GRAVEDAD(7)

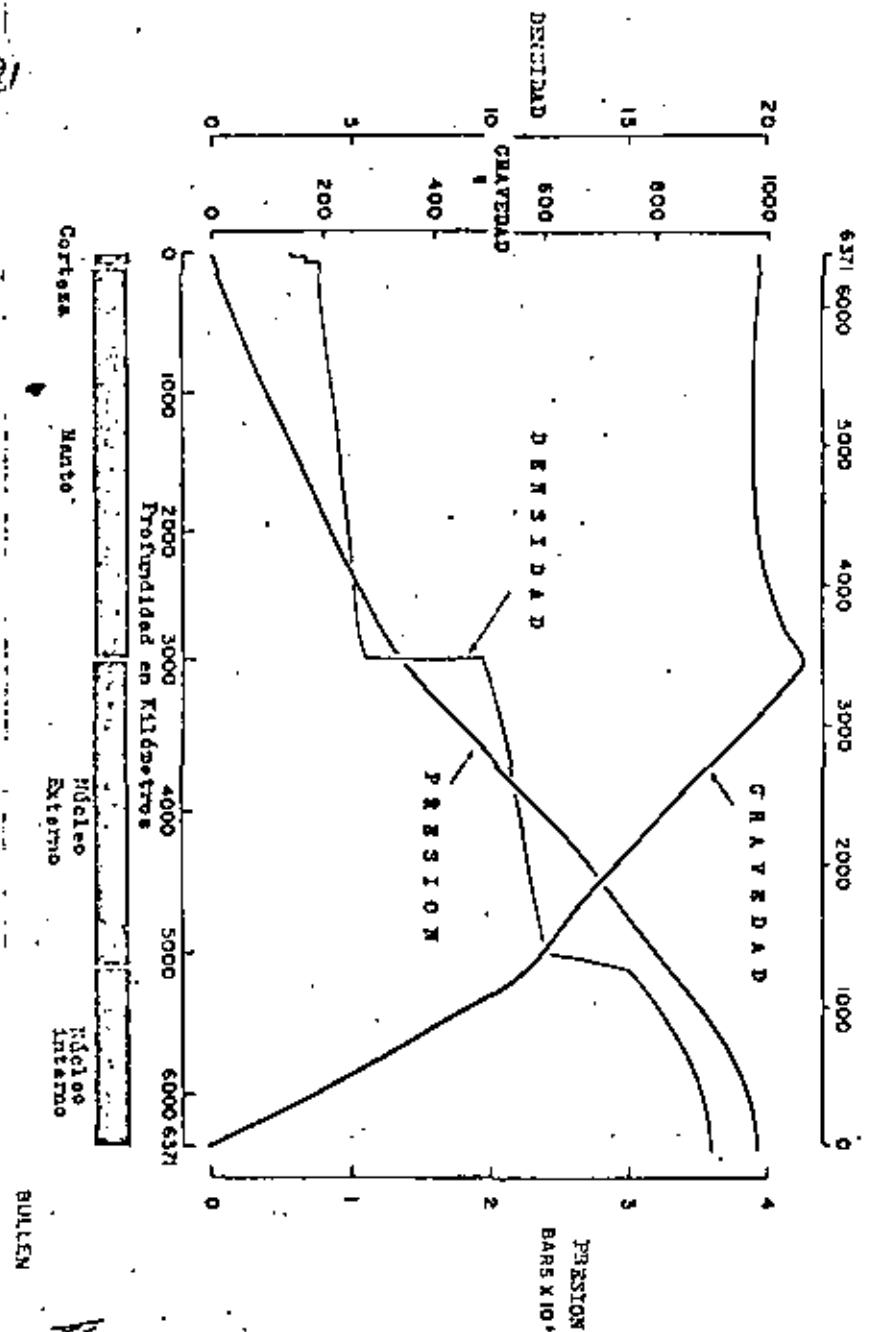
Es secular y es un efecto menor que el intervalo de 0.1 a 1 micro gal/año.

## APENDICE A

La fuerza gravitacional ejercida por la Tierra sobre una partícula, disminuye conforme ésta se coloca a profundidades cada vez mayores, en el supuesto de que la densidad de la Tierra fuera constante. Esto se daría a que las partes de la Tierra externas a la posición de la partícula no ejercerían fuerza sobre ella, anulándose la fuerza al centro de la tierra. En conclusión la gravedad sería máxima en la superficie terrestre y disminuiría tanto hacia afuera como hacia adentro de la superficie.

En la tabla siguiente se presenta la variación de  $g$  con la profundidad. El radio terrestre es aproximadamente 6400 Kms. Después de los 2900 Kms los valores de  $g$  disminuyen monótonamente desde  $10.17 \text{ m/seg}^2$  hasta  $0 \text{ m/seg}^2$ . La variación de  $g$  más allá de los 4000 Kms. de profundidad es incierta.

PROFUNDIDAD (KMS)	$g(\text{m/seg}^2)$
0	9.82
33	9.85
120	9.89
200	9.92
290	9.95
413	9.98
633	10.00
833	9.99
1033	9.95
1100	9.91
1400	9.88
1600	9.86
1800	9.85
2200	9.86
2233	9.90
2400	9.93
2600	10.09
2800	10.26
2900	10.37
4000	0.00



CONTRIBUCIONES AL CAMPO GRAVITACIONAL TERRESTRE

93

OBJETO	MAGNITUD ( C.G.S.)
I.-EFECTOS CONSTANTES	
Global	980
a) Polar	983
b) Ecatorial	973
Núcleo Interno	30
Núcleo Externo	280
Manto	660
Corteza (Rocas cristalinas 9.5, sedimentos y deformaciones geológicas 0.2)	10
El total nos da el valor global	980
II.-EFECTOS VARIABLES	
Geodinámica	0.3
Mareas Oceánicas	0.0005
Mareas de tierra sólida	0.0003
Oscilaciones Libres	0.0000x
Meteorológicas (movimientos de viento, agua, nieve, etc..)	0.00x

## APÉNDICE B

## sistemas de Referencia Geodésicos.

Con el fin de hacer a los resultados mutuamente comparables y para proporcionar resultados coherentes a otras ciencias (astronómica), se establecen sistemas de referencia geodésicos por recomendación de la Unión Geodésica y Geofísica Internacional (U.G.G.I.)

En 1924 en Madrid, la asamblea general de la U.G.G.I. introdujo el ellipsoidal determinado por J. F. Hayford en 1909 como el Ellipsode Internacional con los parámetros:

$$a = 6378188m, \quad f = 1/297.0$$

La asamblea general en Estocolmo (1930) adoptó para este ellipsode la fórmula de gravedad internacional establecida por G. Dassini.

$T_0 = 9.8049 (1 + 0.0052884 \sin^2 \varphi - 0.0000059 \sin^2 2\varphi) m s^{-2}$  correspondientes a la fórmula de gravedad normal generando un ellipsode de nivel. Los parámetros geométricos  $a, f$  fueron calculados por Hayford de material de observación astrogeodésico en E.U. W.A. Heiskanen (1928) había determinado la gravedad ecuatorial  $T_0$  de un ajuste de valores de gravedad isostáticamente reducidos. Aquí, se mantuvo fijo el achatamiento de gravedad  $\beta$  dado por  $\beta = 1 - f$  por  $a, f$ . De varios existía con gran precisión de observaciones astronómicas. El sistema de referencia internacional de 1924/1930 esté por lo tanto definido por los cuatro parámetros  $a, f, \beta, \omega$ . El ellipsode correspondiente se ha aplicado en numerosos levantamientos geodésicos; también la fórmula de gravedad normal ha sido ampliamente aceptada. Sin embargo, de acuerdo al conocimiento actual, los valores para los parámetros del sistema de 1924/1930 representan una aproximación insuficiente para el ellipsode terrestre medio (§.4.4) con propósitos científicos.

En la asamblea general de la U.G.G.I. en Lucerna (1957), el sistema de referencia de 1924/1930 fue substituido por el Sistema de Referencia Geodésico 1967 (Asociación Internacional de Geodesia 1971, Moritz 1968b). Esté definido por las siguientes constantes:

$$a = 6378140 m, GM = 398603 \times 10^12 m^3 s^{-2}, J_2 = 10827 \times 10^{-9}$$

La velocidad angular de la rotación terrestre:

$$\omega = 72921191442 \times 10^{-11} rad s^{-1}$$

no mencionada en la resolución, sirve como el cuarto parámetro. El ellipsoidal de referencia correspondiente a esta definición fue declarado ser un ellipsoidal de nivel.

En la orientación del Sistema de Referencia Geodésico 1967, se establece lo siguiente:

- El eje menor del ellipsoidal de referencia será paralelo a la dirección definida por el origen internacional convencional (O.I.C.) para movimiento polar.
- El meridiano de referencia será paralelo al meridiano cero adoptado por el I.U.H para las longitudes (=meridiano medio de Greenwich).

Los valores del Sistema de Referencia Geodésico de 1967 concuerdan con las constantes que fueron adoptadas por la Unión Astronómica Internacional (U.A.I.), en su asamblea general de Hamburgo (1964).

El cálculo del semieje mayor  $a$  estuvo basado en la información astrogeodésica de toda la Tierra, la cual fue transformada a un sistema uniforme mediante datos gravimétricos. Con observaciones de sondas espaciales se obtuvo la constante gravitacional geocéntrica GM. Incluye la masa de la atmósfera  $M_{Atm} = 0.89 \times 10^{-6}$  M. El factor dinámico de forma  $J_2$  se derivó de las perturbaciones orbitales de satélites artificiales, la velocidad angular  $\omega$  se conoce de la astronomía con mucha mayor precisión que las otras cantidades. El valor aceptado se refiere al segundo, en tiempo solar medio. El Sistema de Referencia Geodésico de 1967 representa una buena aproximación (posición de 1964) al ellipsode terrestre medio. Las desviaciones relativas con respecto a los valores óptimos de 1973 para el ellipsode terrestre medio son de  $3 \times 10^{-6}$  ( $\Delta$ ),  $6 \times 10^{-6}$  (GM), y  $6 \times 10^{-2}$  ( $J_2$ ).

Usando las fórmulas dadas con respecto a un ellipsoidal de nivel, se pueden determinar entre otras, a partir de los parámetros del Sistema de Referencia Geodésico de 1967 las siguientes cantidades - valores redondeados -:

#### parámetros ellipsoidales geométricos

$$\Delta = 1/298.247, b = 6356725 \text{ m}, e^2 = 0.006694403;$$

#### radios de curvatura en el polo y en el ecuador

$$r_p = 6399417 \text{ m}, R_e = 6337441 \text{ m}, N_e = 6$$

#### longitudes de los arcos de meridiano y paralelo (3.5.2) para } \phi = 50^\circ

$$\begin{aligned} AG(\Delta\phi = 1^\circ) &= 111229 \text{ m}, & AG(\Delta\phi = 1') &= 10336 \text{ m}, \\ AG(\Delta\phi = 1'') &= 30.90 \text{ m}, & AG(\Delta\phi = 1'') &= 3.090 \text{ m}, \\ AL(\Delta\phi = 1') &= 1134.1 \text{ m}, & AL(\Delta\phi = 1') &= 19.92 \text{ m} \end{aligned}$$

#### parámetros físicos

$$\begin{aligned} U_0 &= 4261703 \times 10^{-6} \text{ m}^{-2}, J_2 &= -232 \times 10^{-6}, n = 0.00144780, \\ n &= 7803(8) + 0.0033024 \text{ m}^{-2} \phi + 0.0000039 \text{ m}^{-4} \phi^2 \text{ m}^{-2}, \\ \left(\frac{\partial}{\partial \phi}\right) &= -0.30677(1) - 0.00137 \text{ m}^{-2} \phi \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}. \end{aligned}$$

La gravedad normal  $g$ , depende de la influencia de la masa total de la tierra incluyendo la atmósfera. En cuanto a los valores para la gravedad normal que se requieren sobre el ellipsoidal dentro del alcance de la atmósfera,

se debe restar la influencia de las masas de agua no efectivas que están sobre el punto atraiido. La corrección para  $g$ , es de  $\Delta g = -0.87 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-2}$  para  $h = 0$  y  $\Delta g = -0.01 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-2}$  para  $h = 30/\text{km}$  (Ecker and Rittermayr 1969). El Sistema de Referencia Geodésico de 1967 ha encontrado aplicaciones especialmente en la formulación de problemas científicos y en la planeación de levantamientos geodésicos nuevos. En estos tiempos no se espera un reajuste de todos los sistemas de referencia de levantamientos geodésicos debido al gran esfuerzo que implica la aplicación de la transformación de coordenadas y el cambio de mapas actuales. Para el cálculo de  $n$ ,  $R_e$ ,  $N_e$ ,  $\Delta$ ,  $g$ ,  $\Delta g$ , y la reducción atmosférica  $\Delta g$  existen tablas en la Asociación Internacional de Geodesia (1971).

En su asamblea general de Canberra (1979) la U.G.G.I., reconoció que el Sistema de Referencia Geodésico de 1967 ya no representa la medida, forma y campo de gravedad de la Tierra con la precisión adecuada. Fue reemplazado por el Sistema de Referencia Geodésico de 1980, también basado en la teoría del ellipsoidal equipotencial geocéntrico, con las constantes convencionales:

$$\begin{aligned} \Delta &= 1/298.257 \text{ m}, GM = 3986003 \times 10^8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}, J_2 = 104453 \times 10^{-6}, \\ \Delta g &= 7.292119 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-2}, \end{aligned}$$

donde GM incluye la atmósfera, y  $J_2$  excluye la deformación de mares permanente. No hay cambio en la orientación del sistema de referencia.

La precisión relativa de estos valores es  $\pm 3 \times 10^{-7}$  ( $\Delta$ ),  $\pm 1 \times 10^{-7}$  (GM), y  $\pm 5 \times 10^{-6}$  ( $J_2$ ). El nuevo sistema es consistente con el Sistema de Constantes Astronómicas I.A.U. de 1976.

## SISTEMAS DE REFERENCIA DE LA GRAVEDAD.

27

Los valores de la gravedad requeridos en geodesia y geofísica deben estar referidos a un sistema de referencia global; sin embargo, los sistemas locales son suficientes para áreas de investigación restringidas en geofísica aplicada. Un sistema de referencia de la gravedad está definido por los valores de la gravedad en un número de puntos de control de la gravedad medidos con mucha precisión.

El sistema de gravedad se establece a través de una red gravimétrica que se obtiene de observaciones. La red debe contener cuando menos una medición de gravedad absoluta para asegurar un valor de referencia de gravedad. La "escala- $ms^{-2}$ " se introduce cuando menos a través de una línea de calibración y con la mayor diferencia de gravedad posible; puede determinarse ya sea por dos mediciones de gravedad absoluta o por mediciones de péndulo relativas. Las mediciones obtenidas por un gravímetro proporcionan diferencias de gravedad entre los puntos de la red con gran precisión y poco esfuerzo. Los puntos de control de gravedad deberían colocarse; de preferencia, en lugares (Instituciones Científicas) impermeables y permanentes (estabilidad geológica e hidrogeológica pequeña microsismicidad).

Mediciones redundantes absolutas y relativas se llevan a cabo, de ser posible, con diferentes instrumentos, y después se ajustan para eliminar los errores sistemáticos y para incrementar la precisión. Las diferencias de gravedad observadas forman una red de circuitos cerrados; la deriva del instrumento se determina de mediciones repetidas. El ajuste también proporciona los parámetros de la deriva del gravímetro y las funciones de calibración, además de los valores de la gravedad (Torge et al. 1976).

Las variaciones dependientes del tiempo en el sistema de la gravedad se obtendrán en el futuro por medio de mediciones absolutas continuas ( $\pm 1 \times 10^{-8} ms^{-2}$ ), en algunas estaciones (Levallois 1971).

El sistema de gravedad Potsdam sirvió como el sistema de referencia internacional de 1909 a 1971. Estaba basado en una medición de péndulo reversible hecha en el Instituto Geodésico de Potsdam por Kühnen y Furtwängler (1898-1904). Determinaciones de gravedad absoluta más recientes mostraron que el valor de la gravedad de Potsdam es por  $14.0 \times 10^{-5} ms^{-2}$  demasiado grande. Por lo tanto, entre 1950 y 1970, se construyó un nuevo sistema de gravedad global mediante una colaboración internacional. Esta Red Internacional de Estandarización de la Gravedad de 1971 (I.G.S.N. 71), fue presentada en 1971 como el nuevo sistema de referencia en la asamblea general de la U.G.C.I., en Nicosia. La red contiene 1854 puntos (~500 estaciones primarias) cuyos valores de gravedad fueron determinados de 10 mediciones de gravedad absoluta nuevas y de aproximadamente 25000 mediciones de gravedad relativa (incluyendo ~1200 mediciones de péndulo relativas) con una incertidumbre menor que  $\pm 0.1 \times 10^{-5} ms^{-2}$ . La precisión relativa global de la escala de la red es de  $\pm 2 \times 10^{-4}$  (Morelli et al. 1974), pero se presentan nonlinearidades regionalmente hasta de  $2 \times 10^{-4}$ . Se tiene una precisión especialmente alta en los puntos de las líneas de calibración de los gravímetros densamente observadas (Euro-Africana, Americana, Pacífico Oeste) que se extienden en dirección norte-sur (gran diferencia en gravedad). La escala del IGSN 71 aún está siendo checada por mediciones de gravedad absolutas en intervalos de varios  $100 \times 10^{-5} ms^{-2}$ .

APENDICE F

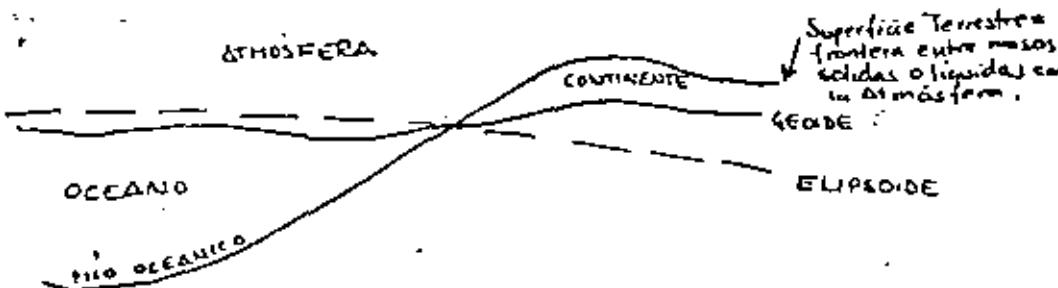
29

CARACTERISTICAS IMPORTANTES DEL GEOIDE

- 1.- Superficie de Nivel que corresponde al nivel medio del mar.
- 2.- Modelo físico de la Tierra, descripción matemática de una superficie de equilibrio.
- 3.- El 70% de la superficie terrestre coincide con el Geóide.
- 4.- Es una superficie de referencia para las alturas (datum de alturas). Superficie equipotencial.
- 5.- Es una superficie de nivel ondulada por las variaciones de densidad dentro de la tierra y por las irregularidades de la topografía superficial.
- 6.- Es una superficie equipotencial que se extiende bajo los continentes.
- 7.- Forma matemática de la tierra.
- 8.- En geodesia clásica se le considera como la forma de la tierra en primera aproximación. (forma física de la tierra)
- 9.- Superficie de referencia para observaciones astronómicas y para nivelingaciones geométricas, en combinación con medidas de g.
- 10.- No es una superficie analítica, y con ello se elimina como una superficie de referencia para las determinaciones de posiciones.
- II.- Para establecer el geóide, uno utiliza el nivel medio del mar, el cual puede divergir por  $\pm 1 \text{ a } \pm 2 \text{ m}$  de una superficie de nivel.
- 12.- Un valor de g será el mismo sobre el geóide. El gravímetro es de esa manera un aparato de nivelingación.
- 13.- La forma del geóide esta relacionada con la disposición de las masas bajo la superficie de la corteza.
- 14.- El hecho de que el geóide difiere del esferoide es una confirmación a gran escala del valor de la teoría de la isostasia.

CARACTERISTICAS IMPORTANTES DEL ELIPSOIDE

- 1.- Superficie equipotencial con la misma constante, achatamiento y volumen que el geóide, basada en la suposición de que las masas de la tierra están repartidas simétricamente con respecto al eje de rotación y al pleno del Ecuador. Usada en Geodesia como la forma teórica de la tierra en segunda aproximación.
- 2.- Figura matemática, en términos de valores de gravedad en todos los puntos superficiales.
- 3.- Relacionado con el nivel medio del mar en donde se han eliminado las montañas y las cuencas oceánicas se han rellenado.
- 4.- Debido a su ecuación sencilla, un elipsóide de revolución se adapta mejor a una superficie geodésica que el geóide.



PRINCIPIOS DE GRAVITACION APLICADOS EN MEDICIONES DE GRAVEDAD.  
Heiland.

Como en todos los problemas geofísicos que involucra a los campos de fuerza; el análisis del campo gravitacional hace uso extenso de dos parámetros, el campo vectorial y el campo potencial.

El campo vectorial gravitacional tiene la peculiaridad de que sus tres componentes en el espacio son desiguales; las componentes horizontales son pequeñas y la componente vertical es casi igual al vector total.

La fuerza de gravedad; esto es la presión que un gramo masa ejerce sobre su base, es medida en unidades de  $\text{g cm seg}^{-2}$ , o dinas, y es numérica pero no físicamente igual a la aceleración de la gravedad medida en unidades de  $\text{cm seg}^{-2}$  o gales. Otras unidades prácticas convenientes son: Los miligales, o  $10^3$  gal, y los microgales, o  $10^6$  gales. La gravedad varía desde  $9.78 \text{ m seg}^{-2}$  en el ecuador a  $9.83 \text{ m seg}^{-2}$  en el polo. Las anomalías de la gravedad rara vez exceden los 100 miligales.

El potencial del campo gravitacional se emplea frecuentemente en el análisis de este dado que en vez de ser un vector, es una cantidad escalar. Su primera derivada negativa con respecto a las coordenadas representan las componentes de gravedad.

El potencial gravitacional en la superficie de la tierra puede ser definido como el trabajo realizado por una masa de un gramo que cae del espacio hacia la tierra. Puesto que la fuerza de gravedad,  $\mathbf{g}$ , de acuerdo con la ley de Newton es  $\mathbf{g} = k(M/R^2)$  ( $M$ = masa de la tierra,  $R$ = radio de la tierra), y puesto que el trabajo es-

el producto de una fuerza por una distancia. El potencial de atracción  $V = kM/R = 6.25 \times 10^{11}$  ergs. El potencial gravitacional puede definirse también como la energía potencial por unidad de masa. Puesto que la energía potencial de un cuerpo de peso  $m.g$  en una elevación  $h$  es  $m.g.h$ ; y en la superficie de la tierra,  $g = k(1/R)$ ,  $h = R$ , y  $V = kM/R$ , la energía potencial es  $m.V$ . Actualmente el sistema al cual este potencial está referido no es estacionario sino que gira (rota) con la tierra; en consecuencia, el potencial de la fuerza centrífuga, o  $V' = \frac{1}{2}m\omega^2(x^2 + y^2)$ , debe ser sumado al potencial de atracción. El potencial total en la superficie de la tierra se designa generalmente por la letra  $U$  si  $\omega$  es la velocidad angular de rotación de la tierra, o  $2\pi/86,164 \text{ seg}^{-1}$ .

Para cualquier punto fuera de una masa compacta la función potencial con todas sus derivadas de orden arbitrario es finita y continua y controlada por la ecuación de Laplace:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} - 2\omega^2 = 0. \quad (A)$$

Los puntos de igual valor  $U$  pueden ser conectados por superficies equipotenciales. El gradiente de potencial en esta superficie es cero y no existen componentes de la fuerza. Cualquier otra superficie equipotencial es normal al campo de fuerza. El valor de la gravedad puede cambiar arbitrariamente sobre una superficie de nivel; en consecuencia, una superficie de nivel no es una superficie de igual gravedad. La superficie del océano es una superficie equipotencial gravitacional, ya que la superficie del líquido forma ángulo recto con la dirección de la gravedad. La distancia entre sucesivos planos equipotenciales es arbitraria y depende de su diferencia de potencial. La diferencia de potencial de dos superficies

cies separadas 1 cm es 980 ergs) inversamente la distancia correspondiente a una diferencia de potencial unitaria (1 erg) es 1/980 cm. Si intervalo  $h$  entre planos sucesivos es una constante y es inversamente proporcional a la gravedad,  $C = g \cdot h$ , donde  $h$  es el intervalo y  $g$  es la gravedad. Fundamentalmente la ayuda de los métodos gravitacionales sirve para medir anomalías en el campo gravitacional de la tierra. Puesto que no es posible compensar el campo normal por la técnica de mediciones (una compensación del campo terrestre normal es posible con instrumentos magnéticos) su valor debe ser calculado para cualquier punto de observación y debe ser reducido de la gravedad observada. El teorema de Clairaut hace posible calcular la distribución normal de la gravedad de la masa y figura y la fuerza centrifuga en la superficie de la tierra, y expresar esta distribución como una simple función de la longitud y la latitud. Los coeficientes de la ecuación final pueden ser determinados de las mediciones de gravedad en las diferentes latitudes y longitudes, obteniéndose una fórmula empírica para la variación del valor normal de la distribución de gravedad en la superficie.

Las únicas suposiciones hechas en este desarrollo son que la superficie de la tierra es una superficie de nivel y que la tierra consiste de cascarones concéntricos y coaxiales sobre los cuales los cambios de densidad ocurren arbitrariamente. Stokes y Poincaré demostraron después que el teorema de Clairaut resulta solamente de la suposición de que la superficie de la tierra es una superficie de nivel y que no es necesario suponer una distribución de densidad en cascarones concéntricos.

Con referencia a la figura consideremos el potencial en un punto  $p'$  con coordenadas  $x_1, y_1, z_1$  debido a un elemento de masa  $dm$  con

las coordenadas  $x, y, z$ .

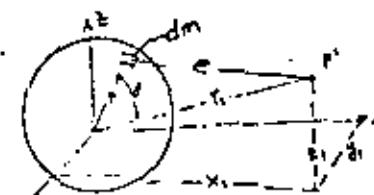


Fig. Relación de un punto externo  $p'$  al elemento de masa  $dm$  en un cuerpo esférico.

La distancia de  $p'$  y de  $dm$  desde el origen es  $r_1$  y  $r$  respectivamente, siendo el ángulo entre ellas. Si la distancia entre  $p'$  y  $dm$  es  $(e)$ , entonces  $e = k(dm/r)$ ,  $k$  constante. Además,

$$e = \sqrt{(x_1 - x)^2 + (y_1 - y)^2 + (z_1 - z)^2}$$

$$\cos \gamma = (xx_1 + yy_1 + zz_1) / rr_1$$

$$r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$$

$$r_1 = \sqrt{x_1^2 + y_1^2 + z_1^2}$$

Entonces,

$$\frac{1}{e} = \left( r^2 + r_1^2 - 2rr_1 \cos \gamma \right)^{-\frac{1}{2}}$$

$$\frac{1}{e} = \frac{1}{r_1} \left( 1 + \left( \frac{r^2}{r_1^2} - 2 \frac{r}{r_1} \cos \gamma \right)^{-\frac{1}{2}} \right)$$

así que por series de expansión y considerando solo los términos de segundo orden tenemos:

$$\frac{1}{e} = \frac{1}{r_1} \left( 1 + \cos \gamma + \frac{r^2}{r_1^2} \left( -\frac{1}{2} + \frac{3}{2} \cos^2 \gamma \right) \right) \quad (c)$$

Sustituyendo el valor dado arriba para  $\cos \gamma$ , el potencial por multiplicación con  $k / dm$  llega a ser:

$$\begin{aligned} V = & \frac{k}{r_1} / dm + kx_1 / rx dm + ky_1 / ry dm + kz_1 / rz dm + \frac{kx_1^2}{2r_1^2} / (2x^2 - y^2 - z^2) dm + \\ & + \frac{ky_1^2}{2r_1^2} / (2y^2 - x^2 - z^2) dm + \frac{kz_1^2}{2r_1^2} / (2z^2 - x^2 - y^2) dm + \frac{3x_1 y_1}{r_1^2} / xy dm \\ & + \frac{3y_1 z_1}{r_1^2} / yz dm + \frac{3z_1 x_1}{r_1^2} / zx dm. \end{aligned}$$

(D)

Las integrales tienen que ser extendidas sobre la masa de toda la tierra.

Si suponemos la tierra concentrada en el centro de gravedad y hacemos éste el punto cero del sistema de coordenadas,

$$\int dm = M, \quad \int x dm = \int y dm = \int z dm = 0;$$

$$\int xy dm = \int yz dm = \int zx dm = 0.$$

Las integrales involucran que los cuadrados de las coordenadas no son cero.

Suponiendo que la tierra es un elipsóide de rotación tri-axial con tres momentos de inercia, A, B, C, con respecto a los tres ejes principales  $l_1, l_2, l_3$ ,

$$A = l_1^2 dm, \quad B = l_2^2 dm, \quad C = l_3^2 dm,$$

en consecuencia,

$$l_1 = \sqrt{r^2 + z^2}, \quad l_2 = \sqrt{r^2 + y^2}, \quad l_3 = \sqrt{x^2 + y^2}$$

en consecuencia,

$$A = \int (y^2 + z^2) dm, \quad B = \int (x^2 + z^2) dm, \quad C = \int (x^2 + y^2) dm. \quad (E)$$

Sustituyendo estos valores en (D),

$$V = \frac{kM}{r} + \frac{kx_1^2}{2r_1^2} (B+C-2A) + \frac{ky_1^2}{2r_1^2} (C+A-2B) + \frac{kz_1^2}{2r_1^2} (A+B-2C).$$

Si quitamos los subíndices, la localización de cualquier punto superficial puede ser escrita en coordenadas geocéntricas:

$$x = r \cos \phi \cos \lambda \quad y = r^2 \cdot r^2 \cos^2 \phi \cdot \frac{1}{2} (1+\cos 2\lambda);$$

$$y = r \cos \phi \sin \lambda \quad z = r^2 \cdot r^2 \cos^2 \phi \cdot \frac{1}{2} (1-\cos 2\lambda);$$

$$z = r \sin \phi \quad y = r^2 \cdot r^2 \sin^2 \phi;$$

En consecuencia, después de combinar los términos que contienen  $\phi$  y  $\lambda$ ,

$$V = \frac{kM}{r} + \frac{k}{2r^2} \frac{(C-A+B)}{2} (1-3\sin^2 \phi) + \frac{3k\cos^2 \phi \cos \lambda}{4r^2} (B-A). \quad (F)$$

Este es el potencial de atracción solamente. El potencial de la fuerza centrífuga debe de ser sumado a este.

Sus tres componentes son  $C_x = x \cdot \omega^2$ ;  $C_y = y \cdot \omega^2$ ;  $C_z = 0$ , donde  $\omega$  es la velocidad angular. Entonces la fuerza centrífuga es  $\omega^2 / r^2 x^2 + y^2$  y su potencial es  $V' = \frac{\omega^2}{2} (x^2 + y^2)$ . En coordenadas polares,  $V' = \frac{\omega^2}{2} r^2 \cos^2 \phi$ . Entonces el potencial total gravitacional,  $V+V'$ , es,

$$V = \frac{kM}{r} + \frac{k}{2r^2} \frac{(C-A+B)}{2} (1-3\sin^2 \phi) + \frac{3k\cos^2 \phi \cos 2\lambda}{4r^2} (B-A) + \frac{\omega^2 r^2 \cos^2 \phi}{2}. \quad (G)$$

Esta expresión puede ser mayormente simplificada al reducir la derivación a un elipsóide bi-axial; esto es, despreciando la desviación del ecuador de la forma circular y por la suposición de que los dos momentos ecuatoriales de inercia son iguales. Entonces, si  $A=B$ , la expresión final para el potencial total es

$$U = \frac{GM}{r^2} + \frac{h}{2r^3} (C-A) (1-3\sin^2\theta) + \frac{\omega^2 r^2}{2} (\cos^2\theta). \quad (9)$$

De esta expresión, la gravedad puede ser obtenida con suficiente aproximación, por diferenciación con respecto a  $\theta$ :

$$g = -\frac{dU}{dr} = \frac{GM}{r^3} + \frac{3h}{2r^4} (C-A)(1-3\sin^2\theta) - \frac{\omega^2 r}{2} \cos^2\theta,$$

$$g = \frac{GM}{r^2} \left(1 + \frac{3}{2hR^2} (C-A)(1-3\sin^2\theta)\right) - \frac{\omega^2 r^2}{2h} \cos^2\theta. \quad (10)$$

Los términos segundo y tercero en la primera de las ecuaciones de arriba son de segundo orden y son pequeños. Por lo tanto, otra simplificación puede ser hecha haciendo  $r \approx R$ , esto, es por el remplazamiento del radio de la tierra con el radio ecuatorial  $a$ . Por razones que serán evidentes, de que esto resulta, se convierte expresa  $g$  en término de  $U$ . La ecuación (G) puede ser escrita como:

$$U = \frac{GM}{r} \left[1 + \frac{(C-A)}{2hR^2} (1-3\sin^2\theta) + \frac{7r^2}{2hR} \cos^2\theta\right].$$

Sustituyendo  $a$  por  $r$  en los paréntesis cuadrados,

$$U = \frac{GM}{r} \left[1 + \frac{(C-A)}{2hR^2} (1-3\sin^2\theta) + \frac{\omega^2 a^2}{2h} \cos^2\theta\right].$$

Usando la notación abreviada  $(C-A)(1-3\sin^2\theta)/2hR^2$  y  $P$  para  $\omega^2 a^2 \cos^2\theta/2hR^2$ ,

$$g = \frac{GM}{r^2} (1+3a - 2P) \quad (11)$$

$$U = \frac{GM}{r} (1+a+P).$$

La  $r$  puede ser eliminada de las dos últimas ecuaciones, ya que

$$r = \frac{GM}{U} \frac{1+3a-2P}{(1+a+P)^2},$$

la división de  $g = U^2 (1+a-2P)/GM$  en la notación original

$$g = \frac{U^2}{GM} \left(1 + \frac{(C-A)}{2hR^2} (1-3\sin^2\theta)\right) - \frac{\omega^2 a^2}{GM} \cos^2\theta. \quad (12)$$

Sustituyendo  $1-3\sin^2\theta$  por  $\cos^2\theta$ , y usando las abreviaciones  $a$ ,  $K = (C-A)/2hR^2$  y  $t = \omega^2 a^2 / GM$ ,

$$g = \frac{U^2}{GM} (1+a-t+\sin^2(t-3a)),$$

por lo cual

$$g_p = \frac{U^2}{GM} ((1+a-t)(1+\sin^2(t-3a)))$$

aproximadamente. El término despreciado,  $\sin^2(t-3a) - t^2$ , es muy pequeño, puesto que todos los términos en los paréntesis involucran el cuadrado de la masa de la tierra en el denominador. Cuando  $g = V/r$  y  $V = GM/r$ ,  $1/r = V/GM$ ; entonces  $K = V^2/GM$ . Por lo tanto, el término antes del paréntesis cuadrangular en la ecuación (K) es la gravedad en el ecuador (puesto que  $a$  fué previamente sustituido por  $r$ ) o mejor dicho la porción de la gravedad debida a la atracción solamente.

Puesto que los términos ( $a-t$ ) expresan los efectos de la inercia y de la fuerza centrífuga sobre la atracción,  $V^2/GM$ ,  $(1+a-t)$  representa la gravedad total o ecuatorial,  $g_a$ . Sustituyendo  $g_a$  por  $V^2 (1+a-t)/GM$ , y  $b^2 p \propto (t-3a)$ , obtendremos una forma simple para la gravedad en cualquier punto en la superficie, esto es:

$$g_p = g_a (1 + b^2 \sin^2 t) \quad (13)$$

Esta ecuación representa a la gravedad como una función de la latitud. También será conveniente expresar el radio de la tierra,  $r$ , como una función de la latitud.

de (11)

$$r = \frac{GM}{U} (1+a+P).$$

retomando el significado de las notaciones abreviadas  $a$ ,  $P$ ,  $a$  y  $t$ , , puede ser expresados en términos de  $t$ :  $a = s(1-3\sin^2\theta)$  y  $P = (t/4).\cos^2\theta$ . Entonces para  $r$  tenemos:

$$r = \frac{GM}{U} (1 + s - 3s \sin^2\theta + \frac{t}{4} \cdot \cos^2\theta).$$

Otra vez sustituyendo  $(1-3\sin^2\theta)$  por  $\cos^2\theta$ :

$$r = \frac{KM}{U} \left( 1 + a + \frac{b}{4} - \sin^2 \theta \left( 3a + \frac{b}{4} \right) \right)$$

lo cual puede ser escrita con las aproximaciones usadas anteriormente:

$$r = \frac{KM}{U} \left( 1 + a + \frac{b}{4} \right) \left( 1 - \left( 3a + \frac{b}{4} \right) \cdot \sin^2 \theta \right),$$

puesto que  $V = KM/r$  (potencial de atracción), el potencial total (por atracción y por fuerza centrífuga) en el ecuador es:

$$U = V \left( 1 + a + \frac{b}{4} \right) + \frac{KM}{U} \left( 1 + a + \frac{b}{4} \right).$$

En consecuencia,  $a$  es  $KM(1 + a + b/4)/U$ , así que

$$r_p = a \left( 1 - a' \sin^2 \theta \right) \quad (x)$$

donde  $a'$  es  $b/4 + 3a$ .

restituyendo los valores de los coeficientes  $a'$  y  $b'$ :

$$a' = 3a + \frac{b}{4} = \frac{3(C-A)}{2\pi^2 K} + \frac{\omega^2 a^3}{2KM},$$

$$b' = b - 3a = -\frac{3(C-A)}{2\pi^2 K} + \frac{2\omega^2 a^3}{2KM}.$$

$$\text{Se suma } a' + b' = \frac{3}{2} c' \quad (x)$$

esta ecuación representa el teorema de Clairaut's. Para determinar el significado físico de los tres coeficientes  $a'$ ,  $b'$ ,  $c'$  usemos la ecuación (K) entonces:  $r = a(1 - a' \sin^2 \theta)$ . Si  $\theta = 90^\circ$  entonces  $r$  es igual al radio polar o el eje menor, del elipsóide de la tierra, lo cual puede ser denotado por  $c$ . En consecuencia,

$$a' = \frac{a - c}{a}$$

El coeficiente  $a'$  es la razón de la diferencia del radio polar y ecuatorial dividida por el radio ecuatorial es llamada el achatamiento (compresión). En la ecuación (L) que expresa la variación de la gravedad con la latitud, la gravedad en el polo llega a ser,

$$g_c = g_a (1 + b'), \text{ si } \theta = 90^\circ \text{ Por lo tanto el coeficiente}$$

$$b' = \frac{g_c - g_a}{g_a} \quad (P)$$

representa la razón entre la diferencia de la gravedad polar y la ecuatorial, o el achatamiento gravitacional. Finalmente el coeficiente

$$c' = \frac{\omega^2 a^3}{KM} = \frac{\omega^2 R}{KM/a^2} = \frac{\omega^2 a}{U/a} = \frac{\omega^2 a}{g_a} \quad (L)$$

indica que la razón de la fuerza centrífuga en el ecuador a la gravedad en el ecuador. Por lo tanto, el teorema de Clairaut puede establecerse como sigue:

$$\text{Geométrica} + \text{achatamiento gravitacional} = \frac{5}{2} \frac{\text{fuerza centrífuga equatorial}}{\text{fuerza ecuatorial gravitacional}}$$

Puesto que esta relación involucra solo cantidades superficiales, la figura de la tierra puede ser calculada de una distribución superficial de gravedad conocida. De un número de estaciones seleccionadas cuidadosamente, la gravedad como función de la latitud, y en consecuencia el coeficiente  $b'$ , puede ser determinado. El coeficiente  $c'$  es calculado de la velocidad de revolución conocida para la tierra. Entonces por la aplicación del teorema de Clairaut, el achatamiento puede ser calculado. Con una rigurosa derivación que involucra armónicas esféricas de orden mayor en (c) y todos los momentos de inercia en (E), el teorema de Clairaut puede establecerse de manera más completa. Si la variación de la gravedad con la longitud, en adición con su cambio de-

$$g = 978.049(1 + 0.0052884 \sin^2 \phi - 0.0000053 \sin^2 2\phi) \quad (T)$$

esta es la fórmula internacional de la gravedad que se usa en todas las reducciones gravimétricas por el U.S.Coast and Geodetic Survey.

## APENDICE H

latitud se considerada tenemos:

$$g = g_0 [1 + b' \sin^2 \phi + b'' \cos^2 \phi + \dots] \quad (R)$$

Por un cuidadoso análisis de la distribución de la gravedad y por la eliminación de estaciones con grandes efectos topográficos y anomalías locales, Burroth ha calculado el siguiente valor para los coeficientes en (R):

$$g = 978.046 [1 + 0.005296 \sin^2 \phi + 0.0000116 \cos^2 \phi \cos 2(\phi + 10^\circ) - 0.000007 \sin^2 2\phi] \quad (S)$$

de donde se deduce que el achatamiento como una función de la longitud (desde Greenwich):

$$e' = 0.003358 + 0.000012 \cos 2(\phi + 10^\circ).$$

El eje mayor del ecuador elíptico es  $10^\circ$  al W de Greenwich. El achatamiento en este meridiano es 1/296.7 y en ángulo recto a él es 1/298.9. El achatamiento medio es 1/297.8. La diferencia del radio ecuatorial es solamente  $150 \pm 58$  metros. En consecuencia es prácticamente el ecuador un círculo y es considerado tal en todos los problemas en exploración gravitacional que involucra cálculos de la gravedad normal; gradiente de la gravedad normal.

Así mismo para muchos problemas en geodesia y ciencias geofísicas es deseable usar la misma superficie de referencia esto es un elipsode de revolución para mediciones de gravedad normal y geodésicas.

Por esta razón la International Association of Geodesy adoptó en un encuentro en Estocolmo de la Unión Geodésica Geofísica Internacional en 1930 una fórmula que no incluye el término de longitud, basada en un elipsode de revolución con achatamiento de 1/297.

## CAMBIOS SECULARES DE LA GRAVEDAD Y MOVIMIENTOS VERTICALES DE LA CORTEZA.

Por: Ing. Galo Carrera H.

### 1. INTRODUCCION.

Los movimientos verticales de la corteza (MVC) son uno de los cambios dinámicos de la tierra. Su evaluación es esencial para la definición de sistemas de referencia geodésicos (Castle y Vanicek, 1980; Holdahl, 1980) y constituyen un elemento importante en la teoría geofísica inversa (Castle, Church y Elliott, 1975; Thatcher, 1979).

En el primer acercamiento, como los parámetros físicos definen la geometría de su espacio, (Vanicek, 1976), cualquier cambio en estos parámetros resultará en un cambio de su geometría, el cual puede evaluarse a través de variaciones en las alturas (variaciones de las distancias entre las superficies equipotenciales, (Vanicek, Castle y Balazs, 1980).

Si por otra parte los MVC se consideran como fuentes de datos las cuales pueden proveer de información con respecto de los cambios en los parámetros físicos, el proceso adquiere una naturaleza inversa. Una interpretación de tales cambios es dependiente de un modelo (Whitcomb, 1976; Holdahl, 1976; Thatcher y Rundle, 1979) y el éxito de la solución depende fundamentalmente en la unicidad del modelo que satisface mejor las observaciones y presenta las magnitudes "más razonables" de los procesos internos. Un rigor un procedimiento formal (Parker, 1977) debería analizar en detalle la existencia, unicidad y construcción de la solución.

Los MVC pueden ser:

- i) Continuos en espacio y en el tiempo, e. g. Rebote post-glaciar (Walcott, 1972).
- ii) Continuos en espacio y discontinuas en el tiempo, e. g. Movimientos pre-sísmicos (Castle, Church, Elliott y Morrison, 1975).
- iii) Discontinuos en espacio y continuas en tiempo, e.g. movimientos post-sísmicos, i.e. desplazamientos - asísmicos (Thatcher, 1975).
- iv) Discontinuos en espacio y tiempo e.g. movimientos Co-sísmicos. (Castle, Alt, Savage y Balazs, 1974).

Los MVC pueden ser:

- i) Continuos en espacio y en el tiempo, e. g. Rebote post-glaciar (Walcott, 1972).
- ii) Continuos en espacio y discontinuas en el tiempo, e. g. Movimientos pre-sísmicos (Castle, Church, Elliott y Morrison, 1975).
- iii) Discontinuos en espacio y continuas en tiempo, e.g. movimientos post-sísmicos, i.e. desplazamientos - asísmicos (Thatcher, 1975).
- iv) Discontinuos en espacio y tiempo e.g. movimientos Co-sísmicos. (Castle, Alt, Savage y Balazs, 1974).

## 2. LA DETERMINACION DE LOS MOVIMIENTOS VERTICALES DE LA CORTEZA.

Se pueden considerar cuatro diferentes técnicas para evaluar MVC (Vanicek y Krakiwsky, en prensa):

- i) Cambios en el nivel medio del mar
- ii) Diferencias en las elevaciones niveladas
- iii) Inclinación, y
- iv) Variaciones en la gravedad.

Dado que todas se refieren a diferentes cantidades una solución que integre estos cuatro conjuntos de datos puede considerarse como un problema inverso. En este sentido, se debe prestar una atención especial al orden de magnitud de cada cantidad y a la precisión con que se le puede determinar.

### 2.1 Nivel Medio del Mar.

Es posible determinar MVC mayores de 10 cm. con registros de cuatro meses diferenciando variaciones residuales de pares de puertas, una vez que ambas señales han sido filtradas adecuadamente (Vanicek, 1978). La tabla I incluye las magnitudes de los efectos modelados para reducir el ruido en los registros.

Si la corrección eustática fuera perfectamente conocida podrían obtenerse tendencias lineales con una precisión de 2 cm/siglo (Vanicek y Krakiwsky, en prensa). Otras interpretaciones basadas en niveles medios del mar han mostrado la necesidad de determinaciones durante períodos más cortos (Wyss, 1975).

### 2.2 Diferencias en las elevaciones niveladas.

Los datos procedentes de las nivelaciones pueden procesarse en dos maneras:

- i) Obteniendo perfiles de desplazamiento entre bancos de nivel (Tsuboi, 1933; Castle y otros, 1974).
- ii) Ajustando superficies analíticas para representar los cambios como secuencias bidimensionales no estacionarias (Vanicek, Elliott y Castle, 1979).

La ventaja del primer método es que se pueden representar longitudes de onda tan pequeñas como lo determine el espaciado entre los bancos de nivel, con una precisión determinada por la nivelación. Su limitación es que no proporciona ninguna información fuera de la línea de nivelación.

Las ventajas del segundo método son las siguientes (Vanicek y otros, 1980):

- i) Permite el uso de segmentos renivelados desconectados entre sí.

ii) Proporciona una objetiva caracterización de las variaciones de la velocidad vertical.

iii) Describe las tendencias generales sobre muy grandes áreas.

Es obvio que la precisión de la descripción no sólo depende de la precisión de la nivelación sino del muestreo, i.e. el número de bancos de nivel a lo largo del área y de la potencia prescrita del polinomio de ajuste..

### 2.3 Inclinación.

Las determinaciones de inclinación pueden hacerse en un punto o como variaciones del nivel de un lago.

Se ha demostrado (Savage y otros, 1979), para inclinación en un punto, que los datos provenientes de inclinómetros y pequeñas redes de nivelación pueden relacionarse directamente:

Las componentes este y norte de la inclinación siendo

$$w_{ij} = \frac{1}{2} (\mu_{ij,i} - \mu_{ji,i}) \quad \dots (1)$$

$$i = 1, 2 \quad j = 3$$

Como el esfuerzo sobre una superficie libre es nulo las deformaciones se anulan también, tal que

$$c_{ij} = \frac{1}{2} (\mu_{ij,i} + \mu_{ji,i}) \quad \text{pero}$$

$$c_{ij} = 0 \quad \text{entonces}$$

$$\frac{1}{2} u_{i,j} = - \frac{1}{2} u_{j,i} \quad \dots (2)$$

sustituyendo (2) en (1)

$$w_i = - w_j, \quad i = 1, 2, 3 \quad \dots (3)$$

Por analogía

$$w_{i,j} = w_{j,i} \quad \dots (4)$$

Las ecuaciones (3) y (4) muestran que existen dos maneras independientes para medir la inclinación:

i) Evaluando  $w_{i,j}$  con un inclinómetro y

ii) Evaluando  $w_{j,i}$  a través de nivelaciones repetidas sobre pequeñas redes.

La componente de la inclinación en la dirección del azimut  $\alpha$  está dada por

$$T_\alpha = w_{23} \cos \alpha + w_{13} \operatorname{sen} \alpha \quad \dots (5)$$

donde  $w_{23}$  y  $w_{13}$  son las componentes de la inclinación las direcciones del meridiano y el primer vertical. La componente total siendo  $T = (w_{23}^2 + w_{13}^2)^{1/2}$ .

Se han desarrollado técnicas de campo (Graynor, Jobin, Sánchez y Van Cheetain, 1980) las cuales pretenden haber alcanzado precisiones del orden de  $\pm 2 \mu\text{gal}$  o  $\pm 0.5$  grad en la determinación de diferencias de alturas o inclinación sobre pequeñas redes de nivelación. Sin embargo (Harrison, 1976); Harrison and Herbst, 1977) han dado ejemplos de espectros de rugosidad debido a la combinación de ciclos de lluvia y temperatura con inhomogeneidad de los materiales y topografías irregulares.

Para poder obtener efectivamente valores significativos de inclinación las aperturas de las redes de nivelación y las bases de los inclinómetros (de base larga) permanecen como el aspecto mas importante (Savage y otros, 1979; Davis y otros, 1979).

Al analizar los datos provenientes de inclinómetros (puntuales) se han encontrado respuestas muy irregulares. (Mortensen, 1978).

#### 2.4 Variaciones en la Gravedad.

Diferentes fenómenos producen variaciones en el campo de gravedad, a saber:

- i) efectos luni-solares
- ii) carga oceánica
- iii) Cambios atmosféricos
- iv) Movimiento de aguas subterráneas

El último contiene la información para detectar MVC, tal que los otros se considerarán como ruido por corregir. En forma de antecedente se presenta un resumen del instrumental gravimétrico así como de diversas fuentes de error.

##### 2.4.1 El Instrumental Gravimétrico

###### Mediciones Absolutas

El gravímetro absoluto de caída libre de Faller parece obtener desviaciones estándar de  $72 \mu\text{gal}$  en 100 caídas en una sola estación (Faller y otros, 1980) y podrá ser utilizado en forma generalizada en la determinación de variaciones de la gravedad en un futuro cercano dependiendo de su portabilidad y el tiempo empleado en cada estación.

###### Mediciones Relativas

El gravímetro de uso mas común en estudios geodésicos y geofísicos de precisión es el Lacoste y Romberg modelo G Fig. 1.

Las evaluaciones técnicas indican que es posible obtener desviaciones estandar de 10 a  $15 \mu\text{gal}$  en un amarre (Brain y otros, 1977; Lambert y otros, 1979).

Una versión mejorada es el LCR modelo "D". Este modelo ha demostrado obtener desviaciones estándar que van de 5.0 a  $12 \mu\text{gal}$  (McConnell y otros, 1975; Lambert y otros; 1979).

En la tabla 2 se muestran diferentes fuentes de errores, así como sus procedimientos de control.

#### 2.4.2 Diseño de una red gravimétrica

Los siguientes procedimientos de control se han satisfecho en Finlandia (Kivimemi, 1974):

i) Todas las diferencias de gravedad son menores de un miligal, y es aún mejor si son del orden de 0.1 miligal.

ii) Todas las diferencias de elevación son menores de 100 m.

iii) Cada línea consiste de tres estaciones y cada estación consiste de tres sitios, asegurando de esta manera la permanencia de al menos alguna debido a construcciones de edificios o caminos.

iv) Las estaciones se encuentran sobre roca firme y estable, tienen también fácil acceso.

v) Cada estación está marcada con un banco de nivel sobre una base plana, y

vi) Siempre es posible el acceso a las estaciones con automóvil o transporte aéreo.

Lambert y Beaumont (1977) se refieren a sus redes como completas y homogéneas. Completas porque han sido observadas las diferencias de gravedad entre todos los posibles pares de estaciones.

. Homogéneas porque el número de diferencias de gravedad es

igual al número de posibles pares. De esta manera se asegura que los errores aleatorios tiendan a distribuirse uniformemente.

Las secuencias que han seguido en sus observaciones han sido:

i) El método de pares (a, b, a, b) en el cual todas las observaciones que implican a cada par se completan antes de pasar a otro par;

ii) El método secuencia l (a,b,c,d,...) en el cual se observan todas las estaciones antes de repetir alguna en la secuencia.

#### 2.4.3 Correcciones

##### 2.4.3.1. Corrección por Mareas.

Existen varias tablas y formulas para corregir observaciones gravimétricas por mareas (Longman, 1959); Cartwright y Tayler, 1971; Cartwright y Edden, 1973; Ducarme y otros, 1978). Sus bases teóricas no son objeto del alcance de este curso. Sin embargo, debe mencionarse que al realizar estudios gravimétricos precisos es necesario determinar los parámetros regionales de las mareas; o sea, la amplitud y fase de los principales componentes (Jorge y Wenzel, 1976).

Un procedimiento alternativo es el de programar las observaciones de tal manera que la mayor parte de la corrección se anula, por lo que el efecto del factor

$$\delta = 1 + \frac{h}{r} - \frac{3}{2} K$$

se cancela (Kiviniemi, 1974).

Por otra parte, se han reportado cambios en el factor de mareas  $\delta$ , i.e. la razón de las amplitudes de marea observada y la teórica, de 1.1 a 1.6 asociadas a deformaciones del terreno debido a actividades volcánicas (Mogiwara, 1977). Hechos como este hacen necesario en última instancia el establecimiento de una estación permanente de mareas terrestres para corregir las variaciones de la gravedad.

#### 2.4.3.2. Corrección por carga oceánica

El efecto de la carga oceánica en la gravedad ya ha sido medido con el gravímetro superconductor (Warburton, Beaumont y Goodkind, 1975). Las amplitudes que se obtuvieron para  $M_2$  y  $O_1$  fueron:

Lugar	$M_2$	$O_1$
Pifion Flat	2.10	gal 1.60 $\mu$ gal
La Jolla	2.86	gal 3.63 $\mu$ gal

Como no es frecuente adquirir valores observados, lo que se hace es predecir los valores de gravedad (Goetz, 1980).

#### 2.4.3.3 Cambios Atmosféricos.

La gravedad cambia por las variaciones de la presión barométrica, esto es, debido a la atracción gravitacional de

la masa de aire sobre las estaciones (Goodkind, 1979).

Estas variaciones de presión son la causa principal de las variaciones aleatorias en el campo de gravedad (Warburton y Goodkind, 1977).

Se puede tomar un gradiente de 0.3  $\mu$ gal/mbar con un error menor del 15%.

#### 2.4.3.4 Movimiento de agua subterránea.

Se han detectado variaciones en la gravedad las cuales alcanzan 12  $\mu$ gal debido a movimiento de agua subterránea. Para calcular este efecto es necesario construir un modelo hidrológico.

Por otra parte el movimiento de agua subterránea puede también implicar desplazamientos verticales los cuales pueden, a su vez, ocultar desplazamientos de origen tectónico (Hein, 1980).

#### 2.4.3.5 Variaciones de la gravedad de origen rotacional

Se han predicho variaciones del orden de 0.2  $\mu$ gal debido a cambios de  $10^{-8}$  en la razón de rotación de la tierra (Lambeck, 1973). Además se esperan variaciones de 4  $\mu$ gal correspondientes al período del C'handler Wobble.

Otras predicciones parecen arrojar valores demasiado grandes (Parusky, 1978).

### 3. INTERPRETACION DE LAS VARIACIONES DE LA GRAVEDAD.

Anteriores resúmenes sobre variaciones de la gravedad (Report of the geodetic works in Japon, 1975; Report on the gravimetry in Japon, 1978; Bonlenger, 1978) han sido superados por la gran cantidad de contribuciones recientes. La mayor parte de estas contribuciones han sido principalmente dedicadas a la interpretación de mecanismos focales en sismos, bajo la suposición de que el volumen en el que ocurren las principales cambios es tan pequeño que la tierra se puede considerar como un semi-espacio elástico.

El modelo de Whitcomb (1976) es disco delgado indeformable, sin condiciones de equilibrio con el medio que lo rodea. Un comentario hecho a este artículo (Holdahl, 1976) no incluyó ninguna crítica en relación a la ecuación en la que se establece una relación proporcional entre la "diferencia de altura geométrica" y la diferencia de la diferencia de las alturas ortométricas, dado que las correcciones a la diferencia de la diferencia de alturas pueden descartarse (Vanicek y otros, 1980).

Los modelos de Rundle (1978), una falla normal y una esfera elástica, dan gradientes verticales de  $-0.19 \text{ mgal/m}$  y  $-0.31 \text{ mgal/m}$  respectivamente, fig. 2.

Se ha presentado un resumen de los diferentes gradientes verticales observados y modelados (Jachens, 1978). Fundamentalmente apoya la interpretación de Barnes (1966) del sismo de Alaska de 1964. Barnes encontró que si la superficie de la tierra es deformada en un proceso en el que no hay transferencia de masa, el gradiente vertical será de  $-0.309 \text{ mgal/m}$  i.e. el gradiente de aire libre. Si por el contrario hay transferencia de masa el cambio en la gravedad estará relacionado con un gradiente cercano a  $-0.197 \text{ mgal/m}$ , dependiendo del cambio en la densidad. Se ilustran con varios ejemplos ambos procesos en la fig. 3.

Los resultados de Rundle y Barnes concuerdan muy bien.

Jachens (1978) desarrolló las ideas de Barnes a una variedad más grande de eventos geológicos. Todos los gradientes verticales que se presentan son combinaciones de desplazamientos verticales y cambios en la densidad del medio, - Fig. 4. Estos resultados representan el consenso de las observaciones hechas hasta ahora.

Otro acercamiento en la interpretación de cambios en la gravedad ha sido el debido a deformaciones (Walsh, 1975; Reilly y Hunt, 1976; Walsh, 1976; Chen y otros, 1978; Walsh y Rice, 1979).

Desde el punto de vista de posicionamiento o de determinación de MVC el aspecto más interesante en la interpreta-

ción gravimétrica es el estudio del gradiente vertical de gravedad asociado a los diferentes fenómenos, dado que si el gradiente vertical es conocido a todo lo largo de un trazo, redes gravimétricas pueden muy bien remplazar a redes de nivelación como un procedimiento para detectar MVC rápidamente de una manera más barata.

#### 4. VARIACIONES DEL GEOIDE

Tal vez el estudio de variaciones de la gravedad más detallado y completo que se ha realizado en Islandia por el Prof. Torpe de la Universidad de Hannover (Torpe y Drewes, 1977; Torpe y Kannigieser, 1980). Los datos publicados por estos autores serán útiles para ilustrar variaciones de la gravedad, elevación y anomalía de aire libre debido a actividad volcánica las diferencias de las diferencias de elevación y gravedad del perfil Namagjall se muestran en la figura 5.

El banco de nivel 180 se ha elegido para elaborar un perfil temporal de gravedad, alturas y anomalía de aire libre fig. 6 y fig. 7.

Se ha demostrado que suponiendo un incremento de 0.1 mgal en la anomalía de aire libre en un casquete de  $\Psi = 1^\circ$ , el geoide no experimenta cambios significativos (Vanicek y otros, 1980).

#### 5. TÉCNICAS PARA REPRESENTAR MVC

Se han desarrollado diferentes técnicas de ajuste de superficies a MVC. En la Universidad de New Brunswick por ejemplo: (Vanicek y Christodoulidis, 1974; Vanicek y otros, 1979). Un paso lógico para mejorar esta última técnica parece ser el incluir la inclinación como dato.



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

EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION GEOFISICA

Cambios Seculares de la Gravedad y Movimiento Vertical de la Corteza

Complemento

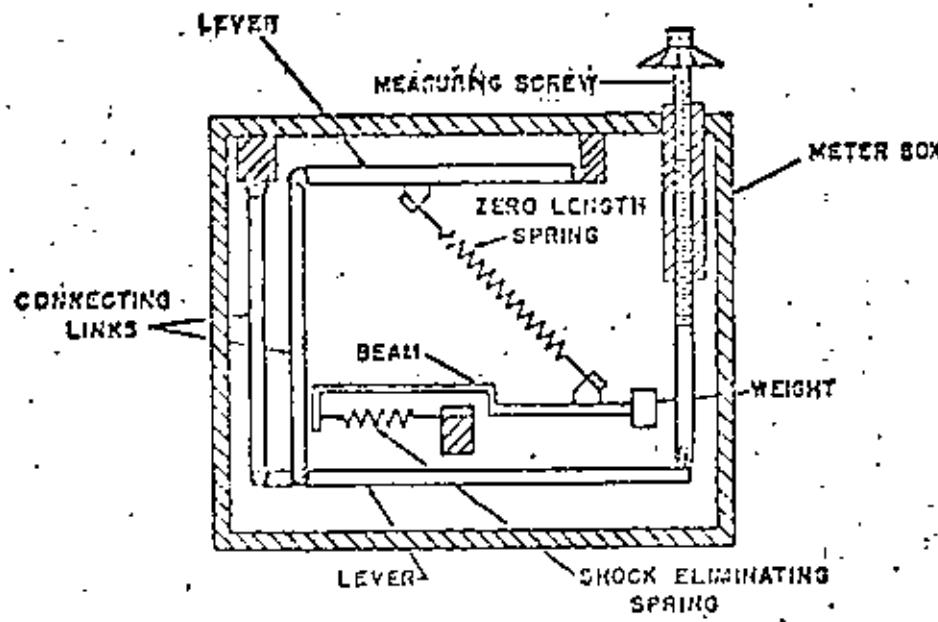
Agosto de 1982.

Phenomena	Gradient	Long Term
Atmospheric pressure	-0.9 to -2.3 cm/mbar	
Sea currents		
Wind stress effect	several meters	few decimeters in monthly averages
Temperature	1.0 to 2.7 cm/ $^{\circ}$ C	5.6 cm US Pacific Coast.
River discharge		
Changes in bathymetric configuration.		
Eustatic water rise		
Long period tides:		
Lunar nodal tide	0.7 cm/18.613 yr	
Annual (elliptical)	0.5 cm/solar yr	
Semi-annual(declinational)	2.38 cm/solar <sup>half</sup> yr	
Chandlerian	1.11 cm/T	
Lunar perigee	1.98 cm/8.847 yr	

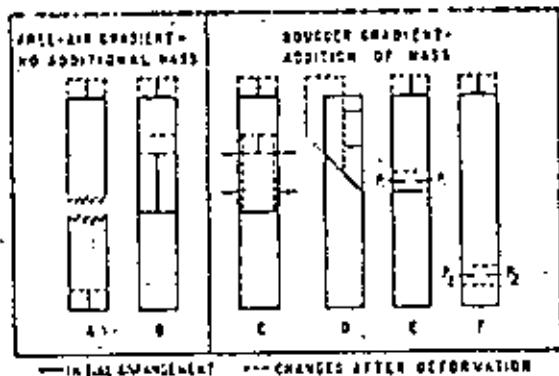
Table 1.

Source of error	gradient	control procedure
biasing due to earth's magnetic field.	40 $\mu$ gal(max)	demagnetization and orientation of the gravimeter.
calibration	-----	routine recalibration and use of several gravimeters
effect of varying voltage	- 4 $\mu$ gal/V	
outer temperature	-1.0 $\mu$ gal/K	limiting observations to seasons of the year with minimum temp. changes.
outer pressure	0.3 $\mu$ gal/Torr	same as above.
spring relaxation	-----	5 min. period between unclamping and reading
transportation vibration	different amounts depending on the vehicle	air cushioned case

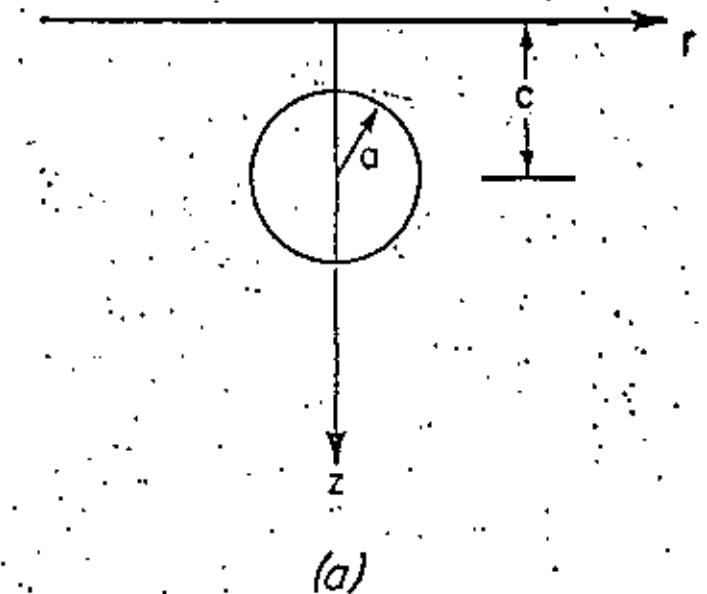
Table 2.



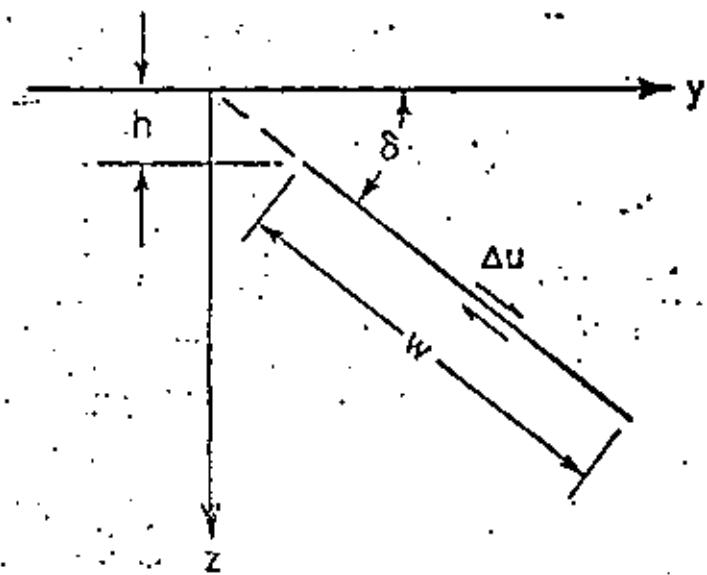
**FIGURE 1.**  
Diagrammatic cross section of LaCoste and Romberg gravimeter. (LaCoste and Romberg.)



**Fig. 3.** Diagrams illustrating possible processes that can cause different changes in gravity during tectonic elevation.



(a)



(b)

**Fig. 2.** Models of deformation in a homogeneous, elastic half space. a) a dilating sphere at depth  $c$ , radius  $a$ , expands. b) an infinitely long thrust fault dipping at an angle  $\delta$ ;  $h$  is minimum depth,  $W$  is the planform width, and  $\Delta u$  is the dislocation displacement.

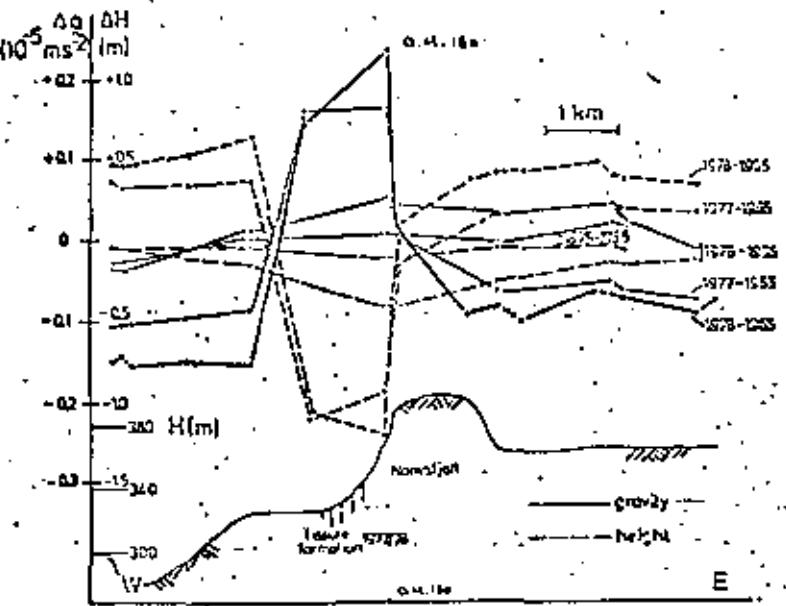


Fig. 1 Kinematic gravity profile, northern Iceland:  
Gravity and height variations between 1975 and 1978,  
referring to epoch 1983. Additional intermediate  
values interpolated from previous epoch, assuming  
linear behaviour of variations. Height datum 1978  
fitted to gravity datum in western profile part.

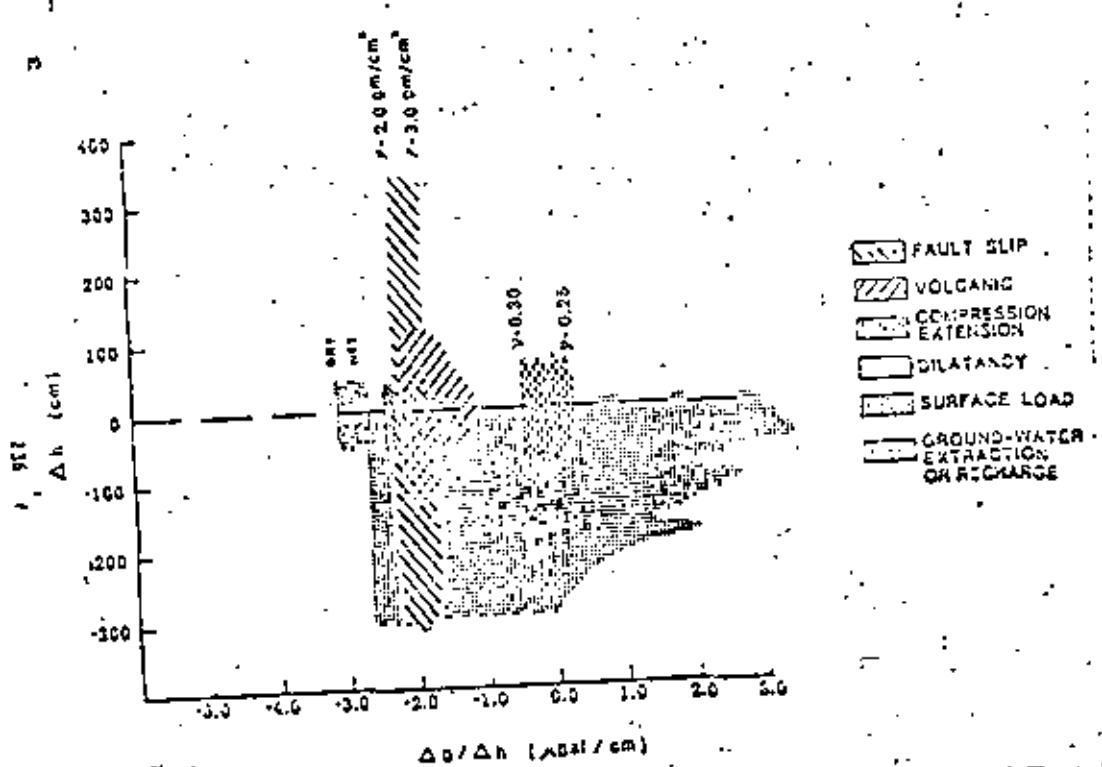
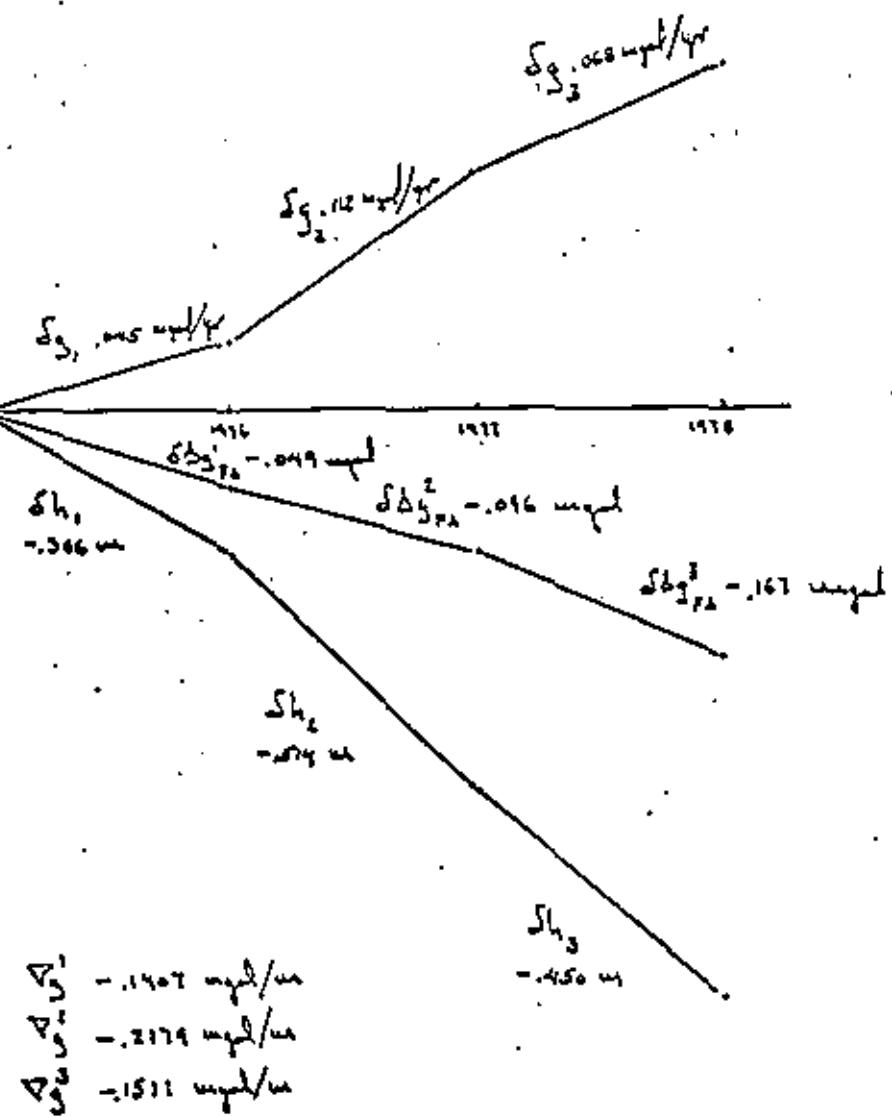
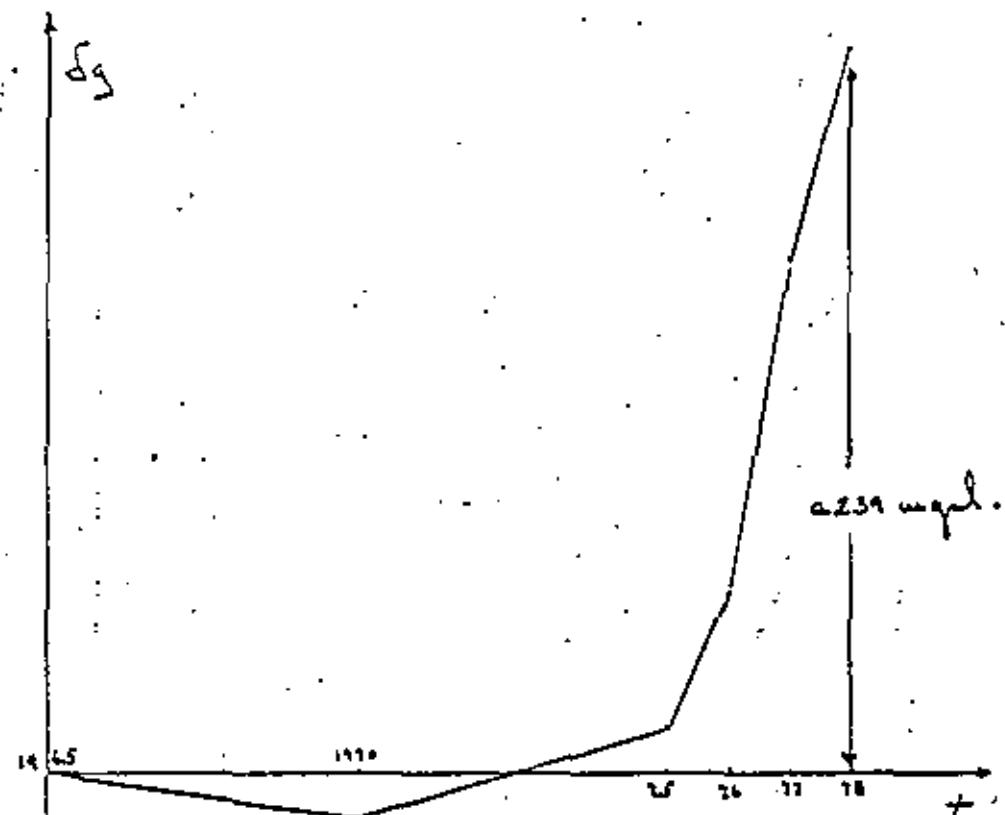


Fig. 4

B.A. 180



B.A. 180



**MEXICO, AREA DONDE OCURREN CAMBIOS SECULARES DE LA GRAVEDAD**

G. P. Woollard\* y J. Monges Caldera\*\*

Existen pocos lugares en el mundo en que se tengan datos adecuados para demostrar cambios secuenciales presentes o pasados de la gravedad. Hay lugares con marcados cambios locales en la gravedad del orden 1 mgal o más, asociados a desplazamientos cónicos resultantes de temblores o subsidencias a causa de excavaciones mineras o de bombeo en campos petroleros, pero que dan poca evidencia para indicar cambios continuos de la gravedad. Boulanger (comunicación personal) cree que mediciones de repetición con gravímetros múltiples en lugares claves entre Moscú y Vladivostok mostraron que tal área se encuentra en la parte este de la U.R.S.S., pero la experiencia de los autores, quienes han efectuado mediciones gravitacionales desde 1939, dice que si sólo hay otro lugar donde parecen estar bien establecidos los cambios secuenciales de la gravedad y es la parte sur del Altiplano Mexicano.

Podría esperarse que el centro de la Ciudad de México exhibiera un cambio progresivo de la gravedad a causa de hundimientos, como lo indican los cambios de elevación superficial en la instalación de un sistema de drenaje subterráneo que eliminó la recarga de acuíferos del área. Tal efecto es análogo al hundimiento ocurrido en Long Beach, California, a causa del bombeo de campos petroleros. Como se verá, existe buena evidencia del incremento local de la gravedad asociado al hundimiento en la Ciudad de México por esta causa. Sin embargo, el cambio secular de la gravedad que nos interesa principalmente es de signo contrario y de extensión regional. Si está relacionado con el ascenso del Altiplano Mexicano como unidad tectónica o bien a la inclinación este-oeste de ese bloque cónico no se sabe claramente aún, pero como se verá, hay evidencia de un marcado ascenso del borde oeste del Altiplano.

La evidencia de tal ascenso tiene doble naturaleza: (1) conexiones de repetición con péndulo, así como observaciones con gravímetros sobre la Base de Calibración de Gravedad de Norteamérica en el período 1958-1966 y (2) conexiones de repetición con gravímetros entre la Ciudad de México, en la porción central-sur del Altiplano y Acapulco, en la costa del Pacífico, cubriendo el período 1949-1967.

**MEXICO, AN AREA UNDERGOING SECULAR CHANGE IN GRAVITY**

G. P. Woollard\* and Monges Caldera\*\*

There are few places in the world where there are adequate data to demonstrate past or present secular changes in gravity. There are places where there have been marked local changes in gravity of the order of 1 mgal or more in association with crustal displacement related to earthquakes or surface subsidence due to underground mining or oil field pumping, but little evidence to support tectonic continuous change in gravity. Boulanger (personal communication) feels that repeat gravity measurements with multiple gravimeters at key sites between Moscow and Vladivostok indicate one such area in the eastern USSR, but in the writers' experience in conducting gravity measurements since 1939, the only other location where a secular change in gravity appears to be well substantiated is the southern end of the plateau of Mexico.

One would expect that downtown Mexico would exhibit a progressive change in gravity due to subsidence as indicated by changes in surface elevation following the installation of a closed underground sewer system that eliminated much of the former recharge to water table in the area. This effect is analogous to the surface subsidence that has occurred at Long Beach, California, due to oil field pumping. As will be seen there is good evidence for a local increase in gravity in association with the subsidence that has occurred in Mexico City from this cause. However, the secular change in gravity with which we are primarily concerned is of opposite sign and of regional extent. Whether it is related to uplift of the plateau of Mexico as a tectonic unit or east-west tilting of this crustal block is not definitely known as yet, but as will be seen; the existing evidence indicates that marked uplift has occurred along the western boundary of the plateau.

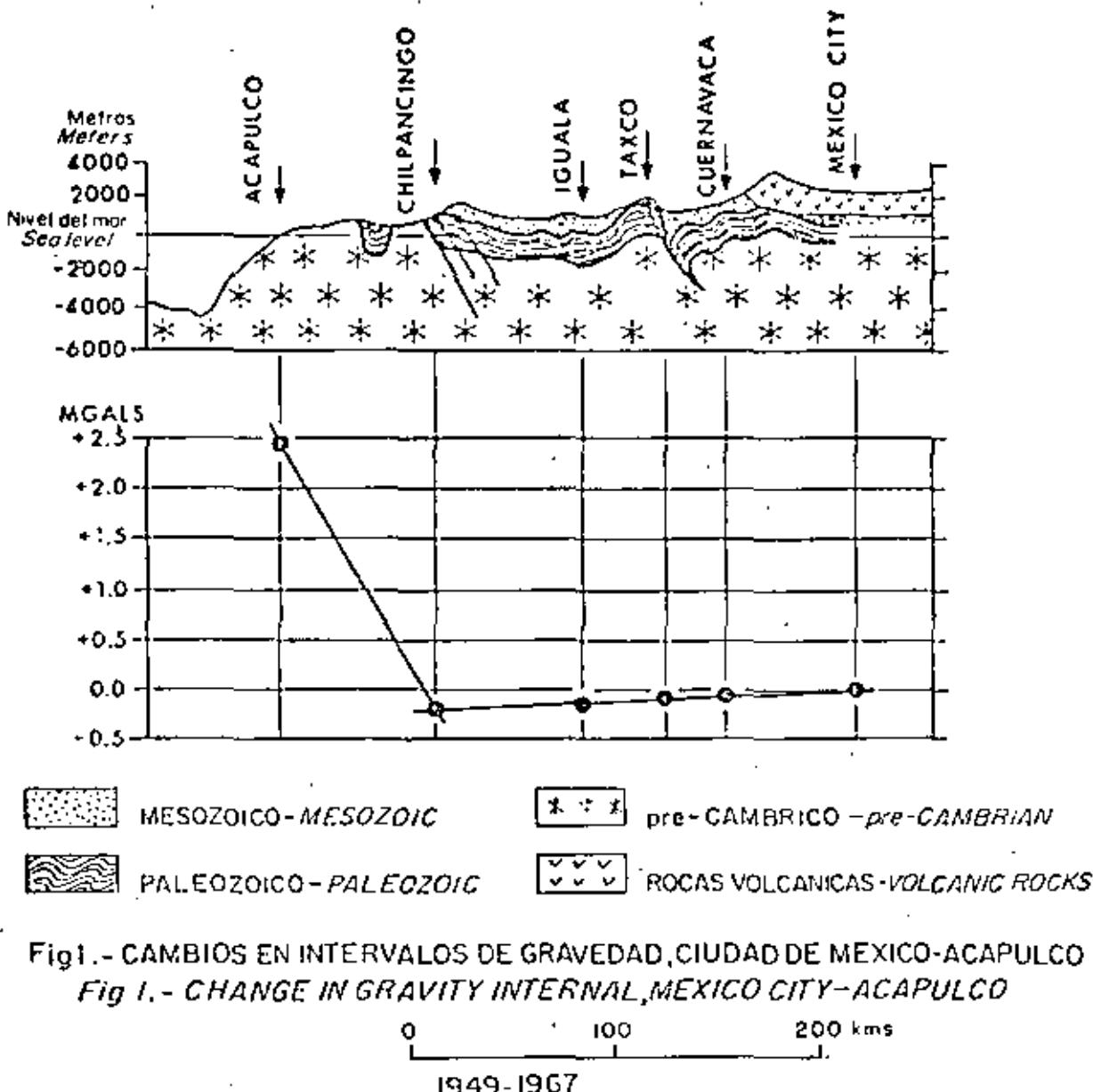
The evidence for this uplift is of a twofold nature: (1) repeat pendulum gravity connections as well as gravimeter observations along the North American gravity standardization range over the period 1958-1966, and (2) repeat gravimeter connections between Mexico City in the south-central portion of the plateau and Acapulco on the Pacific Coast covering the period 1949-1967.

\* Instituto Geofísico de Hawái, Honolulu.

\*\* Instituto de Geofísica, UNAM, México

\* Geophysical Institute of Hawaii, Honolulu.

\*\* Institute of Geophysics, UNAM, Mexico



Se pensó por vez primera en un cambio secular al reexaminar datos antiguos de péndulo de la Base de Calibración de Gravedad de Norteamérica en conexión con el actual Programa de la U.G.G.L. de Escandarización Mundial de Gravedad (Woollard, en preparación). Se notó que si los resultados obtenidos con péndulos Gulf de la Universidad de Hawaii y de la Universidad de Cambridge fuesen corregidos

Secular change was first suggested by a re-examination of the older pendulum data on the North American gravity standardization range in connection with present IUGG World Gravity Standardization Program (Woollard, in preparation). It was noted that if the results obtained with the University of Hawaii Gulf pendulums and the Cambridge University pendulums were corrected for creep, tares and environmental

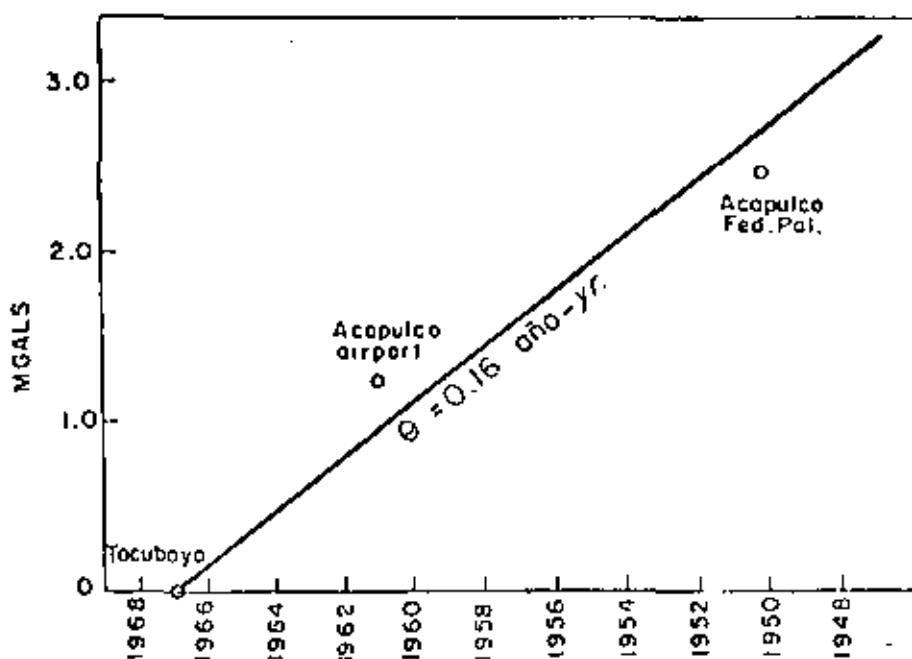


Fig.2 CAMBIO EN EL INTERVALO ( $\Delta g$ ) TACUBAYA-ACAPULCO  
Fig.2 CHANGE IN INTERVAL ( $\Delta g$ ) TACUBAYA-ACAPULCO

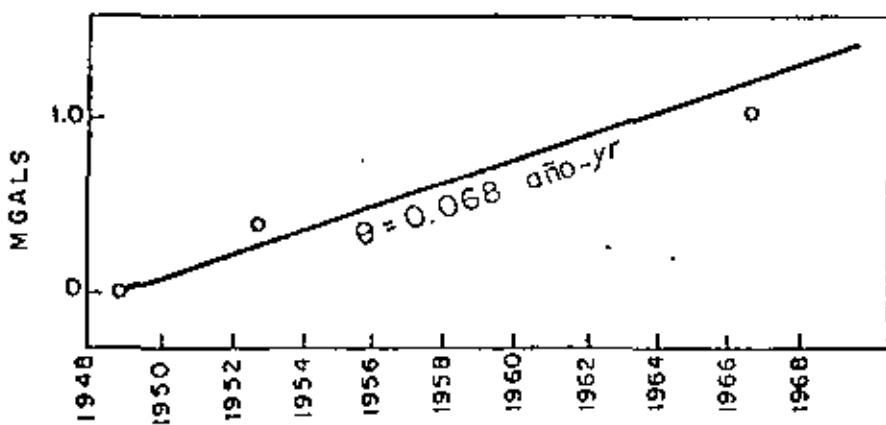


Fig.3 CAMBIO EN EL INTERVALO ( $\Delta g$ ) TACUBAYA-HOTEL GENEVA  
Fig.3 CHANGE IN INTERVAL ( $\Delta g$ ) TACUBAYA-HOTEL GENEVA

para efectos de taras, medio-ambiente y saltos, como lo indicaban las comparaciones gravimétricas y los valores de cierre, habría entonces un cambio sistemático en los valores para la Ciudad de México en relación a Madison, Wisconsin, como función del tiempo. Esto no había sido notado porque las observaciones de repetición con el péndulo de Cambridge eran valores promedio que no incorporaban correcciones por observación y los resultados del péndulo Gulf solamente incluían correcciones para taras mayores (saltos en período).

Los cambios mostrados por los péndulos Gulf son los siguientes:

effects as indicated by closure values and gravimeter comparisons, that there was a systematic change in values for Mexico City relative to Madison, Wisconsin, as a function of time. This had not been noted before because the Cambridge pendulum observations reported had mean average values that incorporated no correction for aberrations, and the Gulf pendulum results had only incorporated corrections for major tares (jumps in period).

The changes noted with the Gulf pendulums are as follows:

			Con/With 0=.065/año yr.	Difer./INTL. mgal.
1953	péndulo Gulf "M" Gulf "M" pendulums	977.94129	.94175	-0.46
1953	péndulo Gulf "K" Gulf "K" pendulums	977.94160	.94175	-0.15
1958	péndulo Gulf "M" Gulf "M" pendulums	977.94143	.94143	0.00
1961	péndulo Gulf "M" Gulf "M" pendulums	977.94125	.94124	+ 0.01
1964	péndulo Gulf "M" Gulf "M" pendulums	977.94106	.94104	+ 0.02
1966	péndulo Gulf "M" Gulf "M" pendulums	977.94091	.94091	0.00

Exceptando las mediciones de 1953, todas las demás fueron realizadas en secuencia de escalera (A-B-C-D-C-B-A) de manera que hay un cierre en cada sitio y por lo mismo buen control para definir cualquier aberración presente observable. Las observaciones de 1953, por lo tanto, no fueron tan bien controladas como las otras. Son también de menor calidad porque la instrumentación auxiliar disponible en 1953 para definir la presión de operación, la temperatura y el período pendular no fue tan precisa como la usada para mediciones posteriores. La confiabilidad estimada para las observaciones de 1953 fue de  $\pm 0.3$  mgal. Las otras mediciones se cree que son confiables en más de  $\pm 0.15$  mgal. Un mejor ajuste de los datos tomando en cuenta la baja calidad de las observaciones de 1953 define un cambio secular de  $-0.065$  mgal por año. Como se mostró anteriormente, excepto para el conjunto de datos de 1953, este predictor da resultados que están de acuerdo con cada uno de los valores observados desde 1958 a 1966 en  $0.02$  mgal. Este grado de ajuste es fortuito, pues la desviación estándar en valores de período define la confiabilidad de una observación aislada como no mejor de  $\pm 0.15$  mgal. También se ve que los resultados del péndulo "K" parecen ser válidos y solo los datos del péndulo "M" resultaron dudosos en 1953.

En contraste con lo anterior, si se examina el número más limitado de observaciones del péndulo Gulf en Monterrey, en la porción noreste del Altiplano de México, se encuentra que no hay evidencia de un cambio sistemático de valores en el tiempo.

Except for the 1953 measurements, all of the above observations were carried out in ladder sequence (A-B-C-D-C-B-A) so that there was a closure on each site and thus good control for defining any observational aberration present. The 1953 observations therefore are not as well controlled as the others. They are also of poorer quality because the auxiliary instrumentation available in 1953 for defining operational pressure, temperature and pendulum period was not as precise as that used for the later measurements. The estimated reliability of the 1953 observations is  $\pm 0.3$  mgal. The other measurements are believed to be reliable to better than  $\pm 0.15$  mgal. A best fit to the data taking cognizance of the poorer quality of the 1953 observations defines a secular change of  $-0.065$  mgal per year. As seen above, except for the 1953 sets of data, this predictor gives results that agree to  $0.02$  mgal with each of the observed values from 1958 to 1966. This degree of agreement is fortuitous since the standard deviation in period values defines the reliability of a single observation as not being better than  $\pm 0.15$  mgal. It is also seen that the 1953 "K" pendulum results appear to be valid and only the "M" pendulum results doubtful.

In contrast to the above, if the more limited number of Gulf pendulum observations at Monterrey in the north-eastern portion of the plateau of Mexico is examined, it is found that there is no evidence of systematic change in values with time.

Los valores del péndulo Golfo son los siguientes:

The Gulf pendulum values are as follows:

			Difer. de/Diff. from Av.
1953	péndulo Gulf "M" Gulf "M" pendulum	978.80528	-0.06 mgal
1953	péndulo Gulf "K" Gulf "K" pendulum	978.80533	-0.01 mgal.
1961	péndulo Gulf "K" Gulf "K" pendulum	978.80543	+0.09 mgal.
1964	péndulo Gulf "K" Gulf "K" pendulum	978.80533	- .01 mgal.
	Av.	978.80534	

Aunque en lo general el cambio en gravedad que se estima en la Ciudad de México en un periodo de 13 años es de aproximadamente 0.8 mgal que corresponde a casi 3 metros de cambio en elevación si tomamos en cuenta el efecto de masa del material incuso incluido; hay evidencia de un desplazamiento tectónico cortado relativamente rápido que no está compensado.

Para probar la realidad del cambio secular indicado en la Ciudad de México, los autores repitieron las mediciones de gravedad en el otoño de 1967, en estaciones clave en la línea de gravedad establecida en 1949 entre la Ciudad de México y Acapulco (Woollard, 1952). También se hizo la conexión al sitio del aeropuerto de Acapulco, el cual fue medido directamente a la Ciudad de México en 1961 por el Ing. Julio Monges usando dos gravímetros LaCoste & Romberg. Las mediciones originales de 1949 fueron efectuadas con un gravímetro geodésico prototípico Warden que usó Woollard en la primera red global de observaciones en 1948 (Woollard, 1949).

Si bien la respuesta excentrica de este gravímetro Warden era apreciable y posiblemente no muy bien definida ya que los valores corregidos eran confiables hasta ± 0.1 mgal, esta restricción en las comparaciones no es limitativa. Tampoco se puede tomar la incertidumbre en calibración como un factor limitativo, puesto que el cambio total en gravedad entre la Ciudad de México y Acapulco es del orden de 500 mgal y la calibración usada en 1949 se conoce que fue buena en más de 1 mgal en 2,000 mgal. La limitación total para obtener una comparación significativa parece ser por lo tanto de no más de 0.3 a 0.4 mgal. Como se verá de la siguiente comparación, esta limitación de ninguna manera restringe la validez de los resultados obtenidos. Para simplificar la com-

paración, los errores sistemáticos de los instrumentos se han omitido. La figura 1 muestra la trayectoria de la travesía entre Mexico City y Acapulco.

To test the reality of the secular change indicated at Mexico City, the writers carried out repeat gravity measurements in the fall of 1967 at key stations on the gravity traverse established in 1949 between Mexico City and Acapulco (Woollard, 1952). A connection was also made to the Acapulco airport site which had been tied directly to Mexico City in 1961 by Ing. Julio Monges using two LaCoste & Romberg gravimeters. The original 1949 measurements had been made with the prototype Warden gravimeter that the senior writer used on his first global network of observations in 1948 (Woollard, 1949).

Although the eccentric response of this Warden gravimeter was appreciable and possibly not so well defined that the corrected values had a reliability no better than of ±0.1 mgal, this restriction on the comparisons is not limiting. Neither can the uncertainty in calibration be regarded as a limiting factor, since the total change in gravity between Mexico City and Acapulco is of the order of 500 mgal, and the calibration used in 1949 is known to have been good to better than 1 mgal in 2,000 mgal. The total limitation in obtaining a significant comparison therefore appears to be no more than 0.3 to 0.4 mgal. As seen from the following comparison, this limitation in no way restricts the validity of the results obtained. To simplify the comparison, all values are given with respect to the value obtained for the old national gravity base at Tacubaya Observatory. Verification

	1949	1967	Difer.-Differ.
Tacubaya	—	—	—
Cuernavaca	+173.2	+173.17	+0.03
Río Ixmiquilpan	+134.3	+134.26	+0.04
Iguala	+318.4	+318.26	+0.14
Chilpancingo	+223.7	+223.49	+0.21
Acapulco	+582.0	+584.49	+2.49
	1961	1967	Difer.-Differ.
Tacubaya	—	—	—
Acapulco Airport	575.08	576.36	-1.28

paración, se dan todos los valores con relación al valor obtenido para la antigua base nacional de gravedad en el Observatorio de Tacubaya. La verificación del marcado cambio encontrado en Acapulco se da por comparaciones con el valor del Aeropuerto de Acapulco determinado por uno de los autores en 1961.

Las diferencias en valores entre 1949 y 1967 se muestran gráficamente como función del lugar y de la geología en la Fig. 1 y las diferencias de Tacubaya-Acapulco para 1949, 1961 (relativos) a 1967 se muestran como función del tiempo en la Fig. 2. Notese que al menos de modo relativo, las antiguas mediciones del gravímetro Warden de 1949 entre Tacubaya y Chilpancingo parecen ser buenas hasta en 0.1 mgal en promedio y que la incertidumbre estimada de 0.3 a 0.4 mgal probablemente tampoco se aplique a la observación en Acapulco de 1949 que muestra una diferencia de casi 2.5 mgal. A pesar que existía alguna incertidumbre en ocupar el sitio de 1949, cualquier error por esta causa no reduciría el cambio secular indicado en la Fig. 2, de 0.16 mgal por año. El error probable calculado por recuperar el sitio de 1949 que fue destruido se cree que no excede 0.2 mgal que podrían cambiar la tasa de cambio secular de  $\approx 0.02$  mgal por año. La relación que se indica en la Fig. 2 (0.16 mgal/año) es aproximadamente el doble del valor indicado al repetir observaciones de péndulo en la Ciudad de México (0.065 mgal/año). Esto sugiere una posible diferencia en compensación entre Acapulco y la Ciudad de México.

Esta no es una hipótesis irrazonable, puesto que como muestra la gráfica de diferencias de valores como función de la localidad y de la geología en la Fig. 1, existe una gran sistema de fallas entre Acapulco y Chilpancingo que separa ambos sitios por desplazamiento cortical aparentemente distintos y cambios seculares.

Si se repitieran las nivelingas a través de este sector, que fue explorado en 1948, como parte de una nivelinga de primer orden de Acapulco a la Ciudad de México y Tuxpan, en el Golfo de México, no sólo se comprobarían (o no) las indicaciones de gravedad del cambio secular por elevación de la superficie sino que se destacaría la explicación de la diferencia de valores del cambio secular.

Que ha habido un cambio secular local en gravedad en la Ciudad de México de signo contrario al asociado al Altiplano como un todo, se muestra en las mediciones repetidas entre Tacubaya y el sótano del Hotel Génova que se ocupó en 1949 y 1953. Los cambios en los valores de los intervalos de la gravedad son los siguientes:

1949	+14.20 mgal	0.0	Difer.-Differ.
1953	+14.60 mgal	+0.40	- Difer.-Differ.
1967	+15.23 mgal	+1.03	- Difer.-Differ.

Como se vé en la Fig. 3, estos datos definen un valor de +0.068 mgal por año. Como se indicó antes, se cree que este cambio se debe a hundimiento local en el Centro de la Ciudad de México, construida sobre un lago antiguo que parece hundirse por compactación del peso estacionario y extracciones de agua. Por lo tanto, operan en esta área dos efectos de signo contrario. Puede existir un tercero; puesto que la Fig. 1 sugiere un efecto sistemático entre la Ciudad de México y Chilpancingo.

of the marked change found at Acapulco is given by the comparisons against the Acapulco Airport value determined by the junior author in 1961.

The differences in values between 1949 and 1967 are shown graphically as a function of location and geology in Fig. 1, and the Tacubaya-Acapulco differences for 1949, 1961 (relative) to 1967 are shown as a function of time in Fig. 2. It is to be noted that at least on a relative basis the old 1949 Warden gravimeter measurements between Tacubaya and Chilpancingo appear to have been good to at least 0.1 mgal on the average, and that the estimated uncertainty of 0.3 to 0.4 mgal also probably does not apply to the 1949 Acapulco observation where a difference of nearly 2.5 mgal is indicated. Although there was some uncertainty in occupying the 1949 site, any error from this cause would not reduce the secular change indicated by Figure 2 of 0.16 mgal per year. The estimated probable error in recovering the 1949 site which had been destroyed is not believed to exceed 0.2 mgal which would change the secular rate defined by  $\approx 0.02$  mgal per year. The relation indicated by Fig. 2 (0.16 mgal/year) is approximately twice the rate indicated by the repeat pendulum observations at Mexico City (0.065 mgal/year). This suggests a possible difference in compensation between Acapulco and Mexico City.

This is not an unreasonable hypothesis for, as seen from the plot of differences in values as a function of location and geology in Fig. 1, there is a major fault system between Acapulco and Chilpancingo which separates the two areas of apparently different crustal displacement pattern and secular change. Repeat leveling across this sector which was surveyed in 1948 as part of a first order level line from Acapulco to Mexico City and on to Tuxpan on the Gulf of Mexico should not only prove or disprove the gravity indications of secular change in surface elevation, but bring out the explanation for the difference in rate of secular change.

That there has been a local secular change in gravity in Mexico City of opposite sign to that associated with the plateau as a whole is indicated by repeat measurements between Tacubaya and the Hotel Geneva sub-base that was occupied in 1949 and 1953. The changes in gravity interval values are as follows:

As seen from Fig. 3, these data define a rate of +0.068 mgal per year. As indicated earlier it is believed that this change is due to local subsidence in downtown Mexico which is built on a former lake bed that appears to be subsiding through compaction from static loading and dewatering. There are thus two effects of opposite sign that are operative in the area. There may be a third; for as seen from Fig. 1, there is a suggestion of a systematic effect between Mexico City and Chilpancingo.

## Tacubaya y Hotel Génova

Aunque se intentó el presente trabajo solo para probar la realidad del cambio secular mostrado por observaciones de repetición de péndulo en la Ciudad de México, también ha servido para destacar un importante problema tectónico. En particular, muestra que está en proceso un *actual desplazamiento cártil* con tal rapidez que pueden hacerse mediciones significativas en intervalos de solo un año o dos. Para capitalizar tal oportunidad de estudiar tectónica en acción, se debe repetir tan pronto como sea posible el sector Ciudad de México-Tuxpan de la línea de gravedad Acapulco-Tuxpan 1949 y si es posible, efectuar nivellaciones de tercer orden en sectores clave como entre Acapulco y Chilpancingo.

Estos datos, más los que existen de nivellaciones de 1948 y mediciones gravitacionales de 1949, proveerán una base firme para un análisis significativo del desplazamiento cártil y actividad tectónica en cuanto ocurra. Obviamente, este suceso por fortuna, también define automáticamente un área de intensos estudios geológicos afines, particularmente flujo de calor y sismicidad.

## BIBLIOGRAFÍA

- WOOLLARD, G. P., N. C. HARDING, C. MUCKENTUSS, W. E. BONINI, and W. A. BLACK, 1952. Worldwide Gravity Measurements Conducted during the Period June 1949-January 1952: Woods Hole Ocean. Inst. Tech. Report 52-59.

## Tacubaya and Hotel Genova

Although the present study was intended only as a test of the reality of the secular change indicated by the repeat pendulum observations at Mexico City, it has also served to focus attention on an important tectonic problem. In particular, it has indicated that *active crustal displacement* in Mexico is proceeding at such a rate that meaningful measurements can be made at intervals of only a year or two. In order to capitalize on such an opportunity for studying tectonics in action, the Mexico City-Tuxpan sector of the 1949 Acapulco-Tuxpan gravity traverse should also be repeated as soon as possible, and if possible, at least third order levels run over key sectors such as between Acapulco and Chilpancingo. Such data, plus the existing 1948 leveling and 1949 gravity measurements, would provide a firm basis for a significant analysis of crustal displacement and tectonic activity as it occurs. Obviously, this fortunate occurrence also automatically defines an area for intensive related geophysical studies; particularly the study of heat flow and seismicity.

## BIBLIOGRAPHY

- WOOLLARD, G. P., N. C. HARDING, C. MUCKENTUSS, W. E. BONINI, and W. A. BLACK, 1952. Worldwide Gravity Measurements Conducted during the Period June 1949-January 1952: Woods Hole Ocean. Inst. Tech. Report 52-59.

## APENDICE 5

## SECULAR VARIATION OF GRAVITY IN MEXICO?

S. K. Singh, M. Mena, and J. Monges

Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, C.U., México 20, D.F.

**Abstract.** Based on data obtained during the period 1949-1967, Woollard and others reported large secular variation of gravity in Mexico. Data obtained since 1971, using LaCoste-Romberg gravimeters, indicate that no significant variation is occurring between Mexico City and Acapulco and Monterrey and Mexico City at present. Local secular variation of gravity reported for Mexico City is continuing and is well correlated with the sinking (due to water withdrawal) of the city.

### Introduction

Woollard et al. (1969) and Woollard and Monges (1970) reported large secular variation of gravity in Mexico. The variation was found by these authors when all the pendulum data from 1953 to 1966 over the North American standardization range was reworked in 1967. We summarize their result in the following:

(a) Whereas Monterrey (Fig. 1) appeared stable with respect to Madison, Wisconsin base station, the value of gravity at the University base in Mexico City was found to be decreasing at a rate of 0.037 mgal/yr with respect to Monterrey. Thus the crustal block south of Monterrey appeared to be rising relative to the crustal block to the north.

(b) To check if the above mentioned relative movement extended to the south, the Mexico City-Acapulco traverse (Fig. 1), originally established in 1949, with a tie made between Mexico City and the Acapulco airport in 1961, was repeated by Woollard and Monges in 1967. The result showed an increase in gravity at Acapulco of 0.071 mgal/yr between 1947 and 1961. Between 1961 and 1967 a jump in the gravity at Acapulco, perhaps related to local earthquakes, was found. Much of the variation of gravity in the Mexico City-Acapulco traverse was between Chilpancingo and Acapulco.

(c) A local secular variation of gravity in Mexico City was reported. The gravity near the center of the city (Hotel Geneve) was increasing 0.06 mgal/yr with respect to Tacubaya. Tacubaya is on bedrock whereas most of the city is on lake sediments. Since the installations of a closed sewer system, the recharge to the water table has been partially shut off. This, coupled with pumping, has resulted in the sinking of a large part of the city.

Except for (c), the secular variation of gravity mentioned in (a) and (b), which are related to tectonic phenomena, are certainly one of the largest reported anywhere. In this paper we discuss the secular variation since 1971 from the data obtained by using LaCoste-Romberg gravimeters.

### Data

Most of the data collection since 1971 has been done using LRG 247 and LRG 143 gravimeters. Although two other gravimeters (LRG 193 and LRG 436) were also used occasionally, we do not report the data obtained by these meters since no independent calibration, other than that provided by the manufacturers, is available to us. LRG 247 is known to be a reliable meter while LRG 143 sometimes has erratic behaviour. These two gravimeters were calibrated in 1976 over Mt. Hamilton and Skeggs calibration range (Barnes et al., 1969). The calibration factors for LRG 247 and LRG 143 were found to be 1.00053 and 1.00027, respectively. In view of the known erratic behaviour of LRG 143, we report on the data from LRG 247 and LRG 143 separately. Since lesser number of observations are available for LRG 143 than for LRG 247, we shall plot only the LRG 247 values in the figures. All data have been corrected for the drift, the earth tides, and the calibration factor.

### Mexico City-Acapulco Traverse

The data on the gravity difference;  $\Delta g$ , for the Mexico-City-Acapulco traverse are given in Table 1. In 1961 and 1971 onwards the measurements in Mexico City were made at the University auxiliary base station (Mexico F).  $\Delta g$  between Tacubaya (Mexico D) and University auxiliary base station, which was found to be -0.54 mgal in 1955, was determined as -0.46 mgal in 1967 (Woollard et al., 1969) and -0.466 mgal in 1978. International Gravity Standard Network of 1971 (IGSNT1) gives a  $\Delta g$  of -0.46 mgal. We have referred all the values in Table 1 to Tacubaya by taking a  $\Delta g = -0.46$  mgal between Tacubaya and the University including the 1961 values which were reported by Woollard et al. (1969) with  $\Delta g = -0.54$  mgal. Iguala and Chilpancingo stations before 1971 and beginning 1971 are not the same. Acapulco J (the old airport site) and Acapulco Federal Palace stations have been destroyed.

In Fig. 2 the change in gravity difference,  $\delta(\Delta g)$ , between Acapulco and Tacubaya is plotted against time. Note that the values before 1971 are for Acapulco J (old airport) station. Since

this station has been lost and its location now is only approximately known, the values beginning 1971, which are for LRG 247, refer to Acapulco Neros Monument station. The values after 1971 are plotted with respect to the 1971 value.

$\delta(\Delta g) = 0.078$  mgal/yr up to 1967 with a step-like change of about 1.1 mgal between 1961 and 1967, as reported by Woollard et al. (1969), is shown in Fig. 2 along with large earthquakes ( $M_g > 7.0$ ) which occurred within 100 km of the traverse in the same period. Beginning 1971  $\delta(\Delta g)$  values may be taken as zero since they are within the range of the errors of our measurements ( $\pm 0.07$  mgal). The Fig. 3, modified from Woollard et al. (1969) shows  $\delta(\Delta g)$  along the traverse for 1949-1967 and 1971-1978, together with the geologic profile. For 1949-1967, stations from Mexico City to Chilpancingo show slightly negative  $\delta(\Delta g)$  but  $\delta(\Delta g) = 2.70$  mgal is observed between Chilpancingo and Acapulco. For 1971-1978, no significant  $\delta(\Delta g)$  is found for the entire traverse (note the scale on the right-hand side for 1971-1978 in Fig. 3).

Was the secular variation of gravity detected between 1947 to 1967 real? If 1 m of change in elevation is taken to correspond .2 mgal change of gravity, a change in elevation of about 13.5 m between Chilpancingo and Acapulco for 1947 to 1967 is indicated. Woollard et al. (1969) attributed the change in gravity to crustal adjustment between the plateau of Mexico and coastal regions along faults near Chilpancingo (FF' in Fig. 3). At present, no geologic evidence is available to support the existence of faults that would show recent vertical movements (de Cserna, 1965; de Cserna, personal communication, 1978). Rough estimates of the areas of rupture and average dislocations associated with the three large earthquakes ( $M_g = 7.9, 7.2, 7.0$ ), which occurred in the area during the period of interest, were made using relations given by Geller (1976). As expected intuitively, the vertical relative displacement implied by the gravity data could not, even in the most favorable conditions, be reconciled with the displacements computed from earthquake dislocation models. It should be pointed out that local levelling in Acapulco, following the 1962 earthquakes ( $M_g = 7.2, 7.0$ ), revealed changes of about 0.3 m in elevation (Woollard and Monges, 1970).

In the upper part of Table 2 the gravity differences between Mexico City and Acapulco given in Table 1 are compared with the corresponding difference obtained from the IGSN71 values. Beginning 1971,  $\Delta g$  values are close to the IGSN71 value whereas 1961 and 1967 values are too high.

Gravity calibration for 1967 appears to be 2.99 mgal/1000 higher than IGSN71 standard. It seems safe to conclude that the large  $\Delta g$  between Mexico City and Acapulco for 1967 was due to the calibration problem since 2.99 mgal/1000 "over calibration" also explains, although approximately, the difference between the  $\Delta g$  for Cuernavaca for 1967 and for values beginning 1971 (Table 1). The calibration for 1961 appears to be 0.35 mgal/1000 higher than IGSN71 value. Assuming that  $\delta(\Delta g)$  values for 1961 and 1967 relative to IGSN71 value were due to calibration problems,  $\delta(\Delta g)$  between 1949 and 1961 and/or 1967 becomes about 0.74 mgal. The 1949  $\Delta g$  values (Table 1) up to Chilpancingo, like the 1967  $\Delta g$  values, suggest an "over calibration" of about 3 mgal/1000 relative to IGSN71 standard although the calibration for this Warden gravimeter is supposed to have been better than 0.5 mgal/1000 (Woollard and Monges, 1970). If, however, an "over calibration" of 3 mgal/1000 for 1949 measurements is accepted then we again obtain a  $\delta(\Delta g)$  of about 2.7 mgal between Chilpancingo and Acapulco for the period 1949-1967. The known erratic behaviour of the Warden gravimeter (Woollard and Monges, 1970) and the fact that the traverse in 1949 was not closed in Mexico City may explain this large anomaly. One additional point to be noted is that the Acapulco Federal Palace site of 1949 could only be located approximately in 1967. Woollard et al. (1969) estimate an error of 0.1 mgal due to this mislocation.

Since (a) no geologic field evidence of an active fault accommodating aseismic and seismic slip between Chilpancingo and Acapulco exists, (b) the large earthquakes are not sufficient to explain implied vertical displacement from the gravity data for 1947-1967 period, and (c) no significant secular variation of gravity is found for 1971-1978 period, we believe that the data for 1947 to 1967 may not be reliable.

#### Secular Variation of Gravity between Mexico City and Monterrey

Change in gravity difference,  $\delta(\Delta g)$ , as a function of time is plotted in Fig. 4. In the figure the data for 1972-onwards is for LRG 247. It is clear from Fig. 4 that the secular variation of +0.037 mgal/yr reported by Woollard et al. (1969) from data up to 1964 is not supported by measurements for the period 1972-1978. In the bottom part of Table 2 the gravity differences are compared with the corresponding IGSN71 values. From this table the  $\Delta g$  values can be obtained. The  $\Delta g$  values for 1961 and 1972-onwards are close to the  $\Delta g$  value for IGSN71. It is not

possible for us to evaluate the quality of the past data which were obtained from the Gulf pendulums. Here we only assert that if the reported secular variation was real, it is not continuing since 1972 to the present.

### Secular Variation of Gravity in Mexico City

Change in gravity difference,  $\delta(\Delta g)$ , and elevation difference,  $\delta(\Delta h)$ , between Tacubaya (Mexico D, located on bed rock) and Hotel Geneve (located on lake deposits near the center of the City) is shown in Fig. 5. Data up to 1967 (Woollard et al., 1969) show an increase of 0.06 mgal/yr at Hotel Geneve with respect to Tacubaya.  $\delta(\Delta g)$  value for 1978 gives a lesser rate of change of the gravity difference. The data on  $\delta(\Delta h)$ , obtained from levelling carried out by the Water Commission of the Valley of Mexico (Secretaría de Recursos Hidráulicos, 1975), give an average sinking of 7.3 cm/yr for the period 1953-1973. If the  $\delta(\Delta g)$  values beginning 1967 are considered reliable and the sinking rate is considered constant since 1963, then  $\delta(\Delta g)/\delta(\Delta h) = 2.8 \text{ mgal/cm}$  is obtained. Although the past rate of  $\delta(\Delta g)$  appears high, secular variation of gravity in Mexico City is real and well correlated with the sinking of the city due to the pumping of water.

### Conclusion

Large secular variations of gravity reported in the past between Mexico City and Acapulco and Mexico City and Monterrey are not confirmed by recent data covering the period 1971-1978. Although we cannot be certain, we believe that the past data may have been unreliable. In this context we quote Boulanger (1978) "the analysis of world literature shows that the higher the precision and the more improved the technique of measurement, the lesser are the recorded variations (of non-tidal gravity)". Although our observations were poor in comparison with the present state of high precision gravity work, they were of sufficient quality to detect the large variation reported in the past, if they were still continuing. The reported gravity change for Mexico City is real and is related to the sinking of the City due to water withdrawal and resulting soil compaction.

Acknowledgements. We thank M. de la Fuente for lending us a gravimeter; M. Martínez for help; Z. De Cserna, E. Nyland, R. C. Jachens, W. E. Strange, and G.P.Woollard for constructive suggestions on the manuscript.

## References

- Barnes, D. F., H. W. Oliver, and S. L. Robbins, Standardization of gravimeter calibrations in the Geological Survey, Trans. Amer. Geophys. Union, 50, 526-627, 1969.
- Boulanger, J. D., Brief review of research on non-tidal gravity variations, 1974-1978, paper presented at the 8th meeting of the International Gravity Commission in Paris, Sept. 1978.
- de Cserna, Z., Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilango y Acapulco, Estado de Guerrero, Univ. Nac. Autón. México, Inst. Geología, 1-76, 1965.
- Geller, R. J., Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bull. Seism. Soc. Amer., 66, 1501-1523, 1976.
- Secretaría de Recursos Hidráulicos, Boletín Mecánica de Suelos, N° 7, 1970-1974, Comisión de Aguas del Valle de México, p. 289, 1975.
- Weppard, G. P. and J. Monges, Mexico, an area undergoing secular change in gravity, Geophys. Intern. (Mexico), 10, 9-15, 1970.
- Weppard, G. P., L. Machesky, and J. Monges, A regional gravity survey of northern Mexico and the relation of Bouguer anomalies to regional geology and elevation in Mexico, Part 1, Final Report, p. 53, Univ. of Hawaii, 1969.

Fig.1. Location and tectonic map. Quaternary volcanoes in Mexico are shown by stars.

Fig.2. Change in gravity difference,  $\delta(\Delta g)$ , between Acapulco and Mexico City as a function of time. Value for 1971 has been reset to zero (due to change in base station at Acapulco, see text) and values for later years are with respect to the 1971 value. Large earthquakes and their epicentral distance from the traverse are shown.

Fig.3. Top: Geologic section along the traverse Mexico City-Acapulco. No field evidence of recent aseismic or seismic slip on the faults FF' exists. Bottom: Change in gravity difference along the traverse in the time intervals 1949-1967 (scale on the left) and 1971-1978 (scale on the right).

Fig.4. Change in gravity difference,  $\delta(\Delta g)$ , between Mexico City and Monterrey as a function of time.

Fig.5. Change in gravity difference,  $\delta(\Delta g)$ , and elevation difference,  $\delta(\Delta h)$ , between Tacubaya and Hotel Geneve for the period 1949-1978.

FIG. 1



ACAPULCO - MEXICO CITY

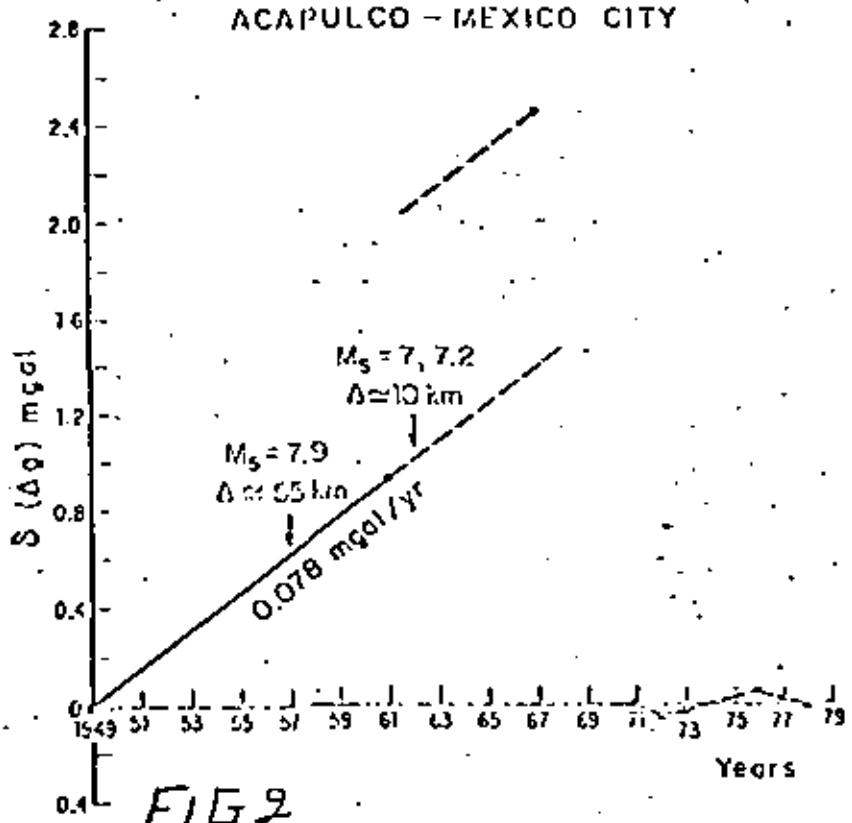


FIG 2

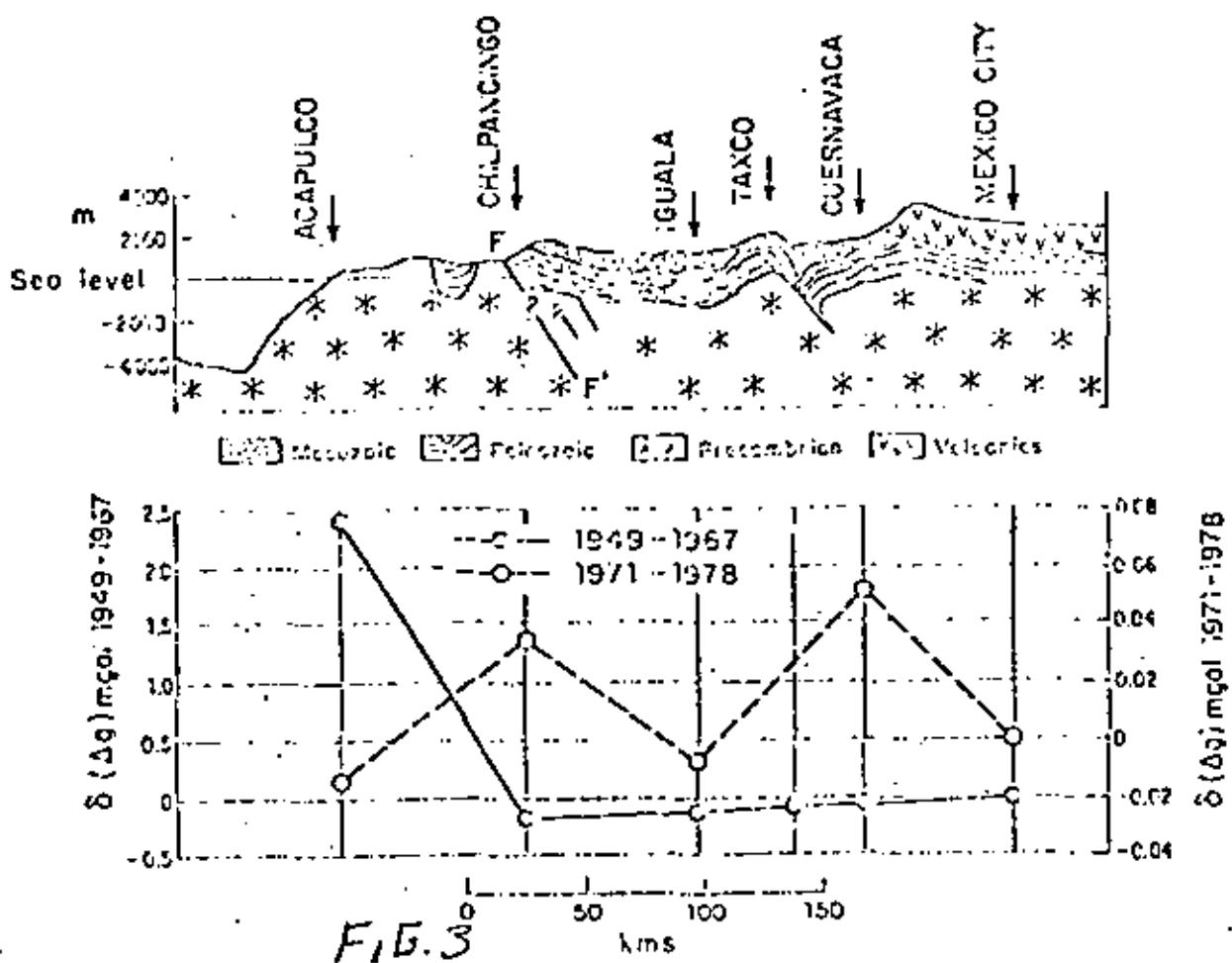


FIG. 4  
MEXICO CITY - MONTERREY

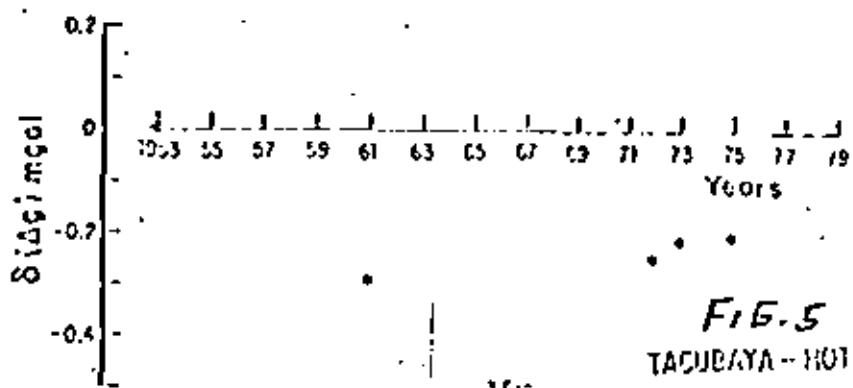


FIG. 5  
TACUBAYA - HOTEL CHIENEVE

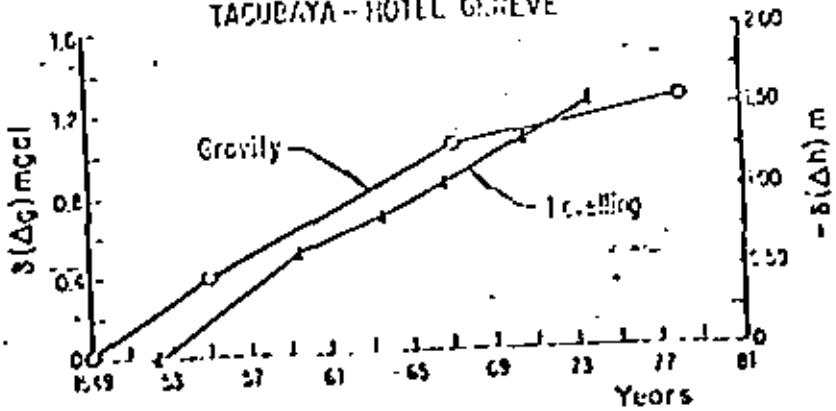


Table 1. Gravity difference for stations on Mexico City-Acapulco traverse in mgals.  
Number in brackets refers to the LaCoste-Romberg gravimeter that was used.

	1949 Δg	1961 <sup>b</sup> Δg	1967 Δg	1971 <sup>b</sup> Δg(G247)	1972 <sup>b,c</sup> , Δg (G247)	1973 <sup>b</sup> Δg(G247)	1978 <sup>b,d</sup> , Δg (G143)
Univ. Aux. (Mexico D)	---	-0.46	---	-0.46	-0.46	-0.46	-0.46
Tacubaya (Mexico D)	0	0	0	0	0	0	0
Cuernavaca	173.2		173.17	172.723			172.772
Iguales <sup>e</sup>	318.4		318.26	316.005			315.996 315.826
Chilpancingo <sup>e</sup>	223.7		223.49	223.518			223.550 223.443
Rio Papagayo	485.1			485.836			485.866 485.806
Acapulco J (Old Airport)	573.9d	574.84	576.36	574.690	574.691	574.668	574.699 <sup>c</sup> 574.729 <sup>c</sup>
Acapulco K (New Airport)					574.443	574.435	574.520 574.543
Acapulco Fed. Palace	582.0		584.49				
Acapulco Marina Monu- ment				582.570	582.528	583.555	582.545 582.555
							582.544

<sup>a</sup> Iguales and Chilpancingo stations beginning 1971 are at different locations.

<sup>b</sup> These measurements were made at Univ. Aux. station. The values are referred to Tacubaya by subtracting 0.45 mgal.

<sup>c</sup> Approximate location.

<sup>d</sup> Inferred value from 1967 measurements.

Table 2. Comparison of gravity differences and IGSN 1971 values.

	(1) IGSN71	(2) Δg	Difference between Δg from Table 1 and (2)							
			1961	1967	1971 (G247)	1972 (G247)	1973 (G247)	1978 (G247)	1978 (G143)	1978 (G247)
Tacubaya (Mexico D)	977,927.15	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Acapulco J (Old Air- port)	978,501.79	574.64	+0.20	+1.72	+0.050	+0.051	+0.028	-	-0.059	+0.069
Acapulco K (New Air- port)	978,501.62	574.47	-	-	-	+0.027	+0.035	+0.05	+0.075	+0.051

	(1) IGSN71	(2) Δg	Difference between Δg and (2)							
			1953	1961	1964	1972 (G247)	1973 (G247)	1975 (G247)	1978 (G247)	1978 (G247)
Monte- rey A	978,790.69	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Tacu- baya	977,927.15	-863.54	-0.23	-0.06	-0.26	-0.015	+0.07	+0.017	+0.023	+0.017 -0.053

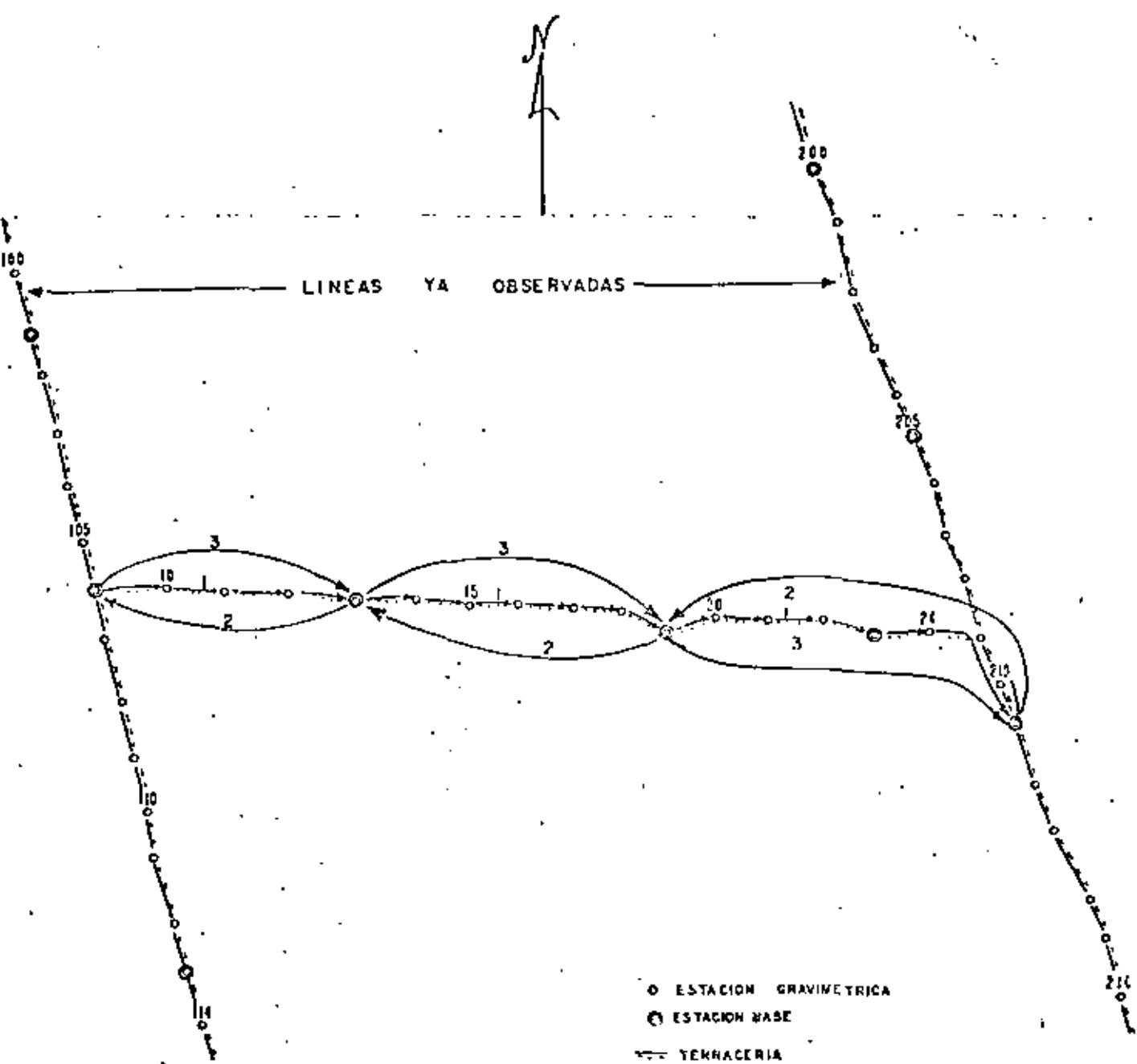


**DIVISION DE EDUCACION CONTINUA  
FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.**

**EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION GEOFISICA**

**A N E X O S**

**AGOSTO, 1982**



○ ESTACION GRAVIMETRICA

◎ ESTACION BASE

— TERRACERIA

— VEREDA

1. OBSERVACION DE LAS ESTACIONES

2. REGRESO PARA LEER POR SEGUNDA VEZ LA  
ESTACION DE PARTIDA

3. REGRESO A LA BASE SITUADA ADELANTE PARA  
CERRAR EL TRAMO Y CONTINUAR CON OTRO.

DIBUJO: E. ROMERO M.

FIGURA 1

(2)

# REGISTRO DEL OBSERVADOR DE GRAVIMETRO

Fecha 1982

Hoja No. X

Aparato Warden Master No. 1096

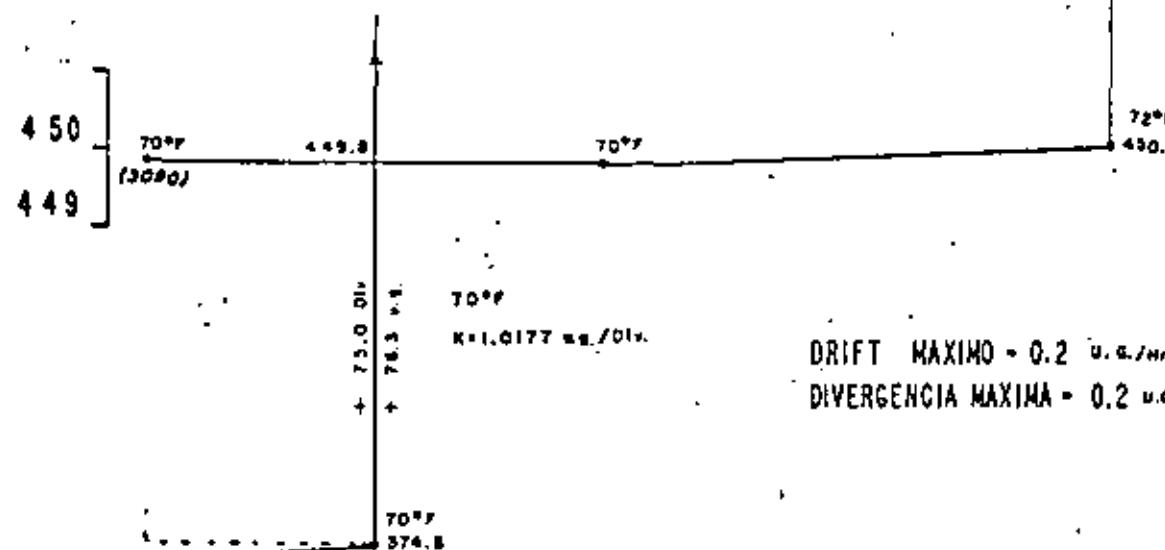
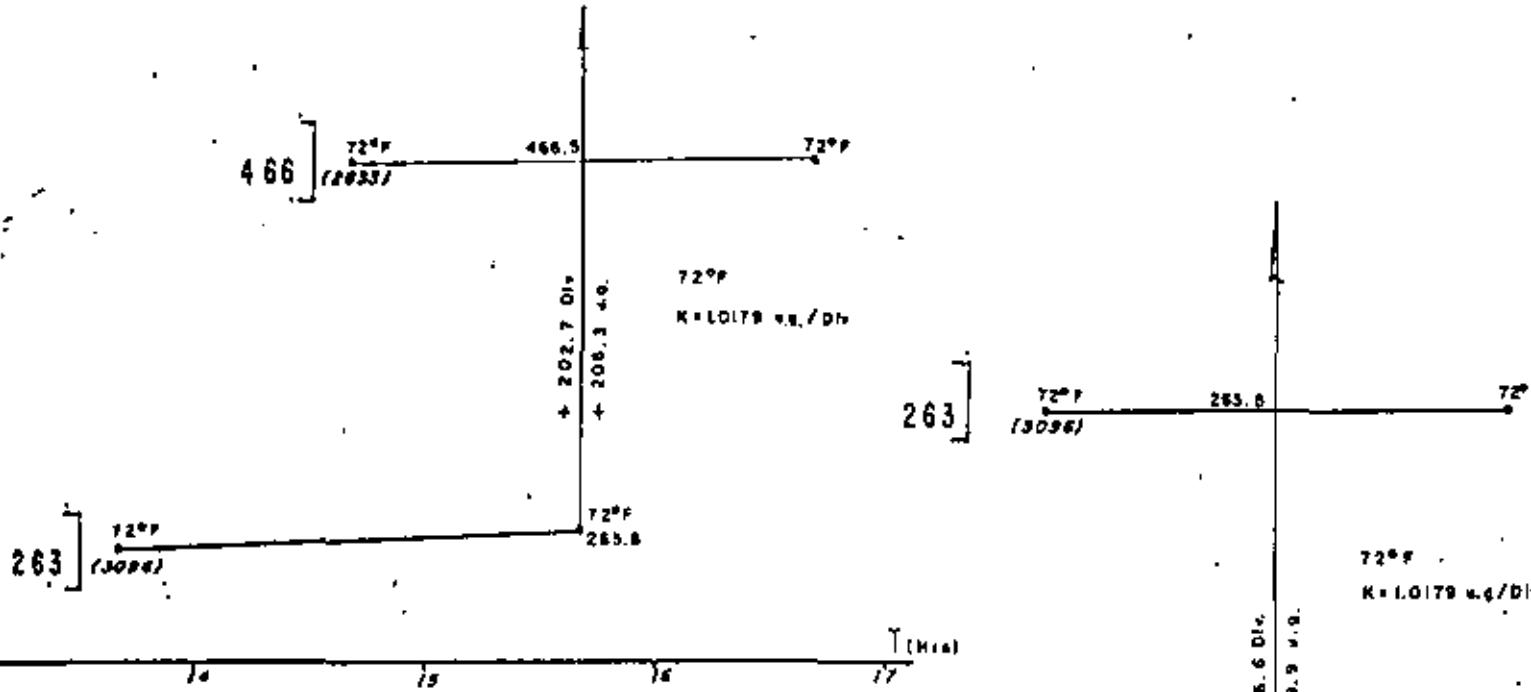
Calculo F. Romero M.

ESTACION	LECTURA	HORA	VALOR BASE	DIFERENCIA		GRAVEDAD BASE	GRAVEDAD OBSERVADA	NOTAS
				DIVISIONES	U. S.			
①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧	⑨
236	374.4	7:20	(236)	—	—	9781881.4	81681.4	BASE 69°F
3085	599.0	7:32	374.5	+ 224.5	+ 228.5	*	81909.9	
3086	591.2	7:42	374.5	+ 216.7	+ 220.5	*	81901.3	70°F
3087	530.7	7:54	374.5	+ 156.2	+ 158.0	*	81840.4	K = 1.0177 UG/DIV
3088	547.5	8:06	374.5	+ 173.0	+ 176.1	*	81857.5	
3089	548.2	8:18	374.5	+ 173.8	+ 176.7	*	81868.1	
3090	449.8	8:30	—	—	—	—	—	BASE 70°F
236	374.8	9:30	—	—	—	—	—	*
3090	449.8	10:30	(3090)	—	—	9781737.8	81757.8	*
3091	296.0	10:42	449.8	- 153.8	- 156.8	*	81601.2	
3092	302.4	10:54	449.8	- 147.4	- 150.0	*	81607.6	72°F
3093	360.0	11:06	449.8	- 89.8	- 91.5	*	81666.3	K = 1.0179 UG/DIV.
3094	388.1	11:18	449.8	- 81.8	- 83.3	*	81674.5	
3095	426.6	11:30	449.8	- 23.3	- 23.7	*	81734.1	
3096	263.4	11:40	—	—	—	—	—	BASE 72°F
3090	450.1	12:40	—	—	—	—	—	*
3096	263.5	13:40	(3096)	—	—	9781568.0	81368.0	*
3097	171.6	13:52	263.5	- 81.9	- 83.6	*	81474.5	
3098	213.4	14:04	263.5	- 50.1	- 51.0	*	81517.0	72°F
3099	205.4	14:16	263.5	- 68.7	- 69.2	*	81508.8	K = 1.0179 UG/DIV.
3100	243.4	14:24	263.5	- 20.2	- 20.6	*	81547.4	
3101	369.7	14:30	263.5	+ 105.6	+ 107.8	*	81675.5	
2833	466.6	14:40	—	—	—	—	—	BASE 72°F
3096	263.8	15:40	—	—	—	—	—	*
2833	466.6	16:40	—	—	—	—	—	*

DATOS DE CAMPO

DATOS CALCULADOS EN OFICINA

TABLA N° 1



DRIFT MAXIMO = 0.2 u.v./hr.  
DIVERGENCIA MAXIMA = 0.2 u.v./hr.

FIG. 2  
GRAFICAS DE DERIVA.

## COMPENSACION DE BASES GRAVIMETRICAS

**APARATO** Worden Master 1096

K: Factor de conversión del aparato u.g/Div.

CALCULO F.Romero M.

. FECHA \_\_\_\_\_. 1982

HOJA No. X

TABLA N° 2

**REGISTRO DEL OBSERVADOR DE NIVEL**

OBSERVADOR F. Romero M.  
APARATO Wild N-2

FECHA 1982  
HOJA No. X

P. V.	(+)	(-)	DIF.	P. V.	(+)	(-)	DIF.
(1)	(2)	(3)	(4)	(1)	(2)	(3)	(4)
3085	2389	1440		3089	3430	0859	
3086	3954	3559			3969	0002	
		+ 1.544			3911	0081	
					3731	0061	
3086	3559	0052			3852	0011	
	3971	0059			3761	0071	
	3963	0271			3881	0129	
	3821	0064			3639	0179	
	3894	0118			3751	0085	
	3984	0081			3802	0125	
	3871	0049			3866	0211	
	3179	0088			3887	0088	
3087		+ 28.770			3932	0031	
				3090	3768	2702	
3087	2952	2778				+ 48.550	
	0314	3888					
	0003	3649					
	0163	2692					
3088	0472	1901					
		- 15.204					

## COMPENSACION DE NIVEL

(6)

CALCULO F. Romero M.

**HOJA N°** X



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

EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION GEOFISICA

MICROGRAVIMETRIA

M en C Octavio Lázaro Mancilla

AGOSTO, 1982

Con la microgravimetría, un gran número de problemas de Geotecnia pudieran encontrar una solución más económica. Esto se debe a que es posible contar con gravímetros de alta precisión que pueden obtener lecturas en microgales=10<sup>-6</sup> gal y con lo cual se pueden obtener mapas con precisiones de hasta 0.005 mgl, debido a que su deriva nos asegura esa precisión en la medida. Además esto requiere un control planimétrico al decímetro y en elevación al centímetro. 1 cm equivale a 2 ó 3 microgales. Las correcciones de relieve están supeditadas a rejillas especiales, las cuales deben de ser operadas con gran cuidado. En este caso se hace necesario estudiar particularmente las variaciones de la densidad.

Una de las tantas aplicaciones de la microgravimetría ha sido la relacionada a la investigación de cavernas, a la construcción de carreteras. En las cavernas se presentarán contrastes de densidad importantes según el tipo de relleno, aire o agua.

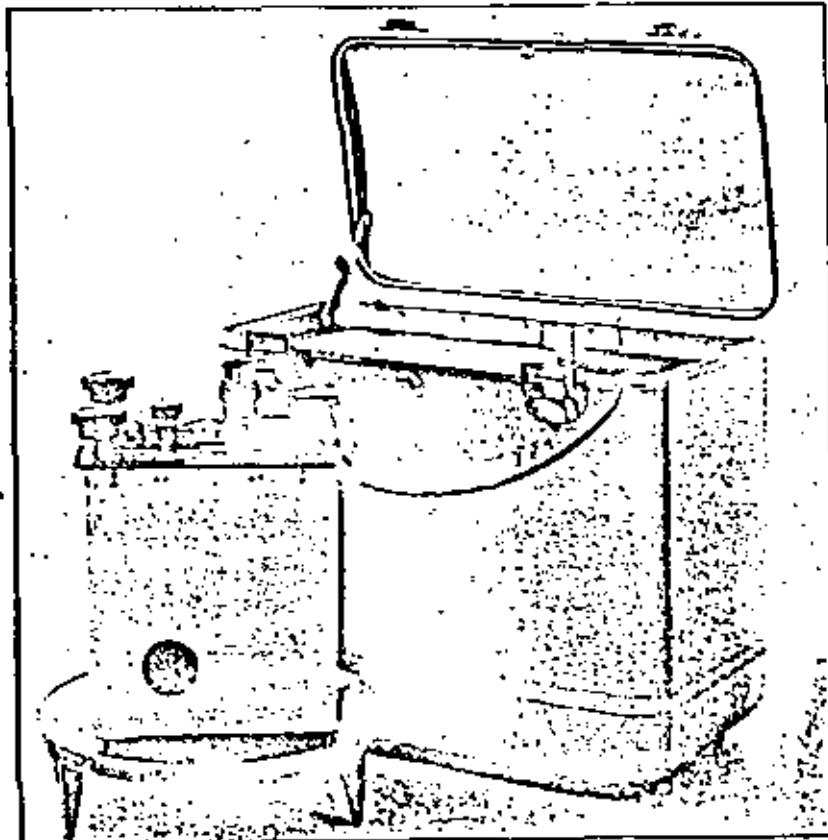
2

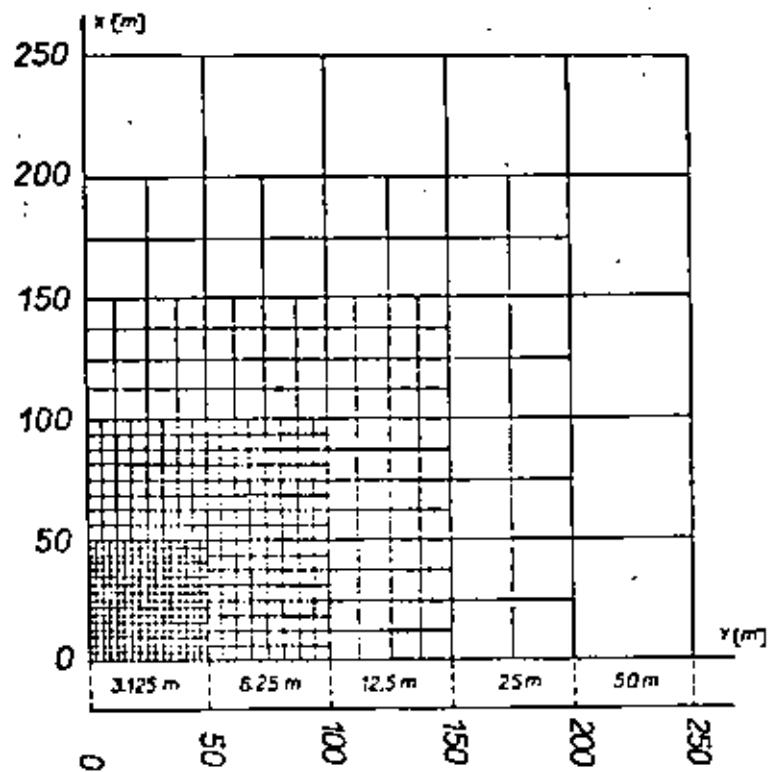
#### CARACTERISTICAS DEL GRAVIMETRO LACOSTE & ROMBERG MODELO D.

##### MEDICIONES EN MICROGALES

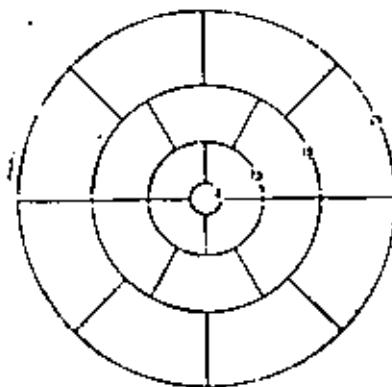
El modelo D tiene un intervalo de operación de 200 mgl's, con ajuste trabajar en todo el mundo, tiene una precisión de ± 0.005 mgl, y una deriva de menos de 1 mgl/mes.

Este gravímetro está protegido contra cambios en la presión atmosférica, además tiene un sistema compensador de presión interno. El sistema está completamente demagnetizado y protegido por un escudo magnético. Además tiene un sistema de termostato que le permite trabajar en condiciones de temperatura constante.

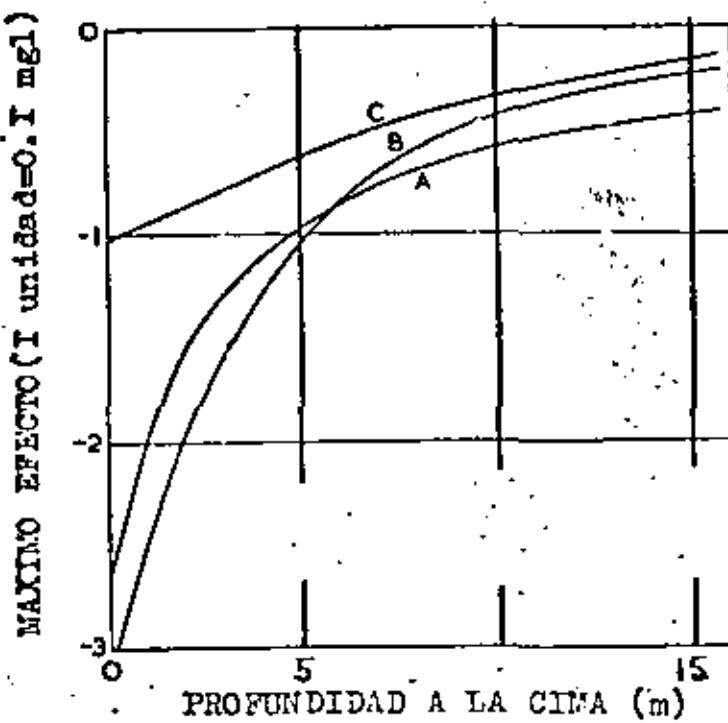




División del Área de Integración para el cálculo de corrección por terreno.



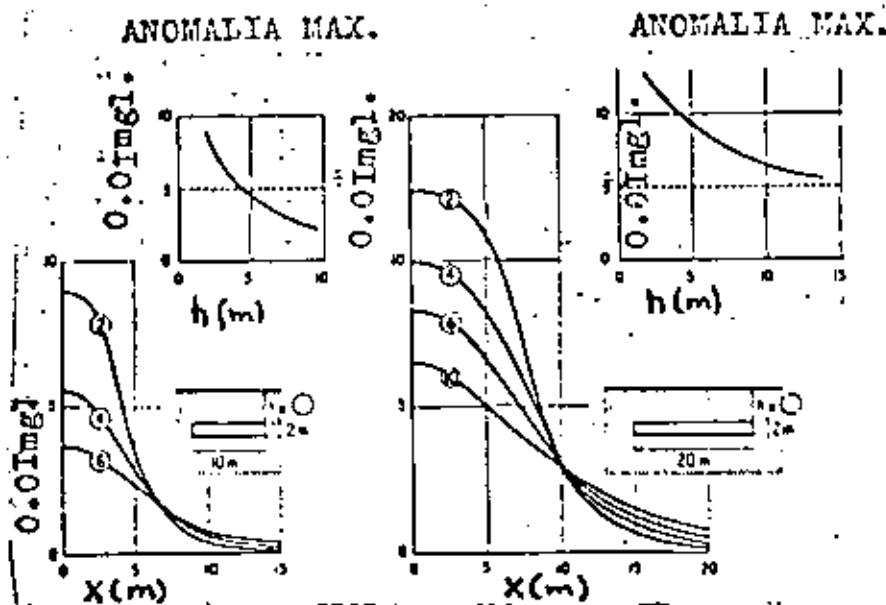
Plantilla para corrección  
por relieve. (Neumann)  
Los valores de corrección  
relativos a cada comparti-  
mento son del orden de 0.001 mgf.



### EFFECTOS DE CAVERNAS

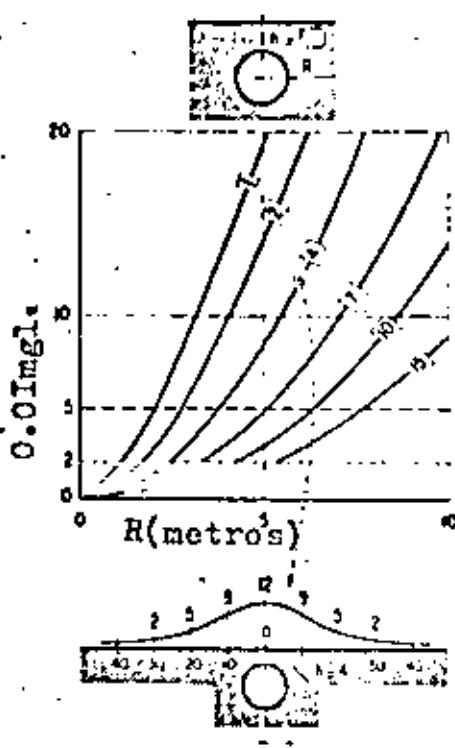
- A. Cilíndrica Horizontal (Radio=2.5m)
- b
- B. Cilíndrica Vertical (Radio= Altura=5m)
- C. Semiesférica (Radio=5m)

(Cooley, 1962)

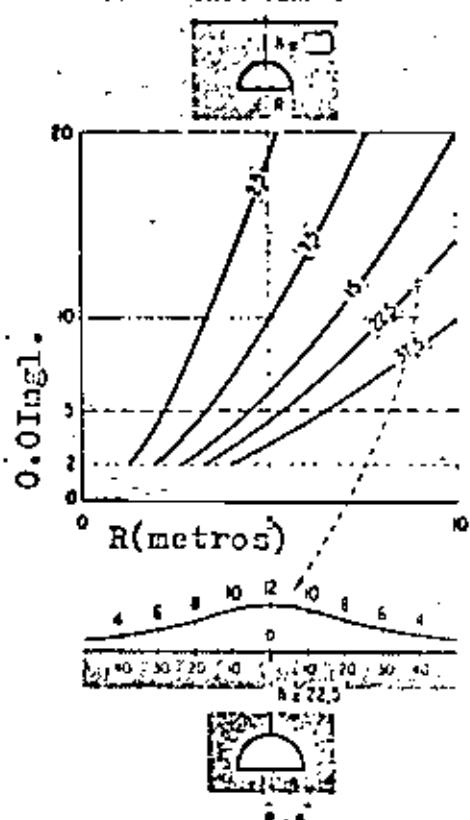


Caso de una cavidad ( $\epsilon=-2$ ) de longitudes 10 y 20 mts. y de 2 mts. de altura.  
Es un modelo teórico.

ESPERA ( $\alpha=2$ )  
TUBERIA

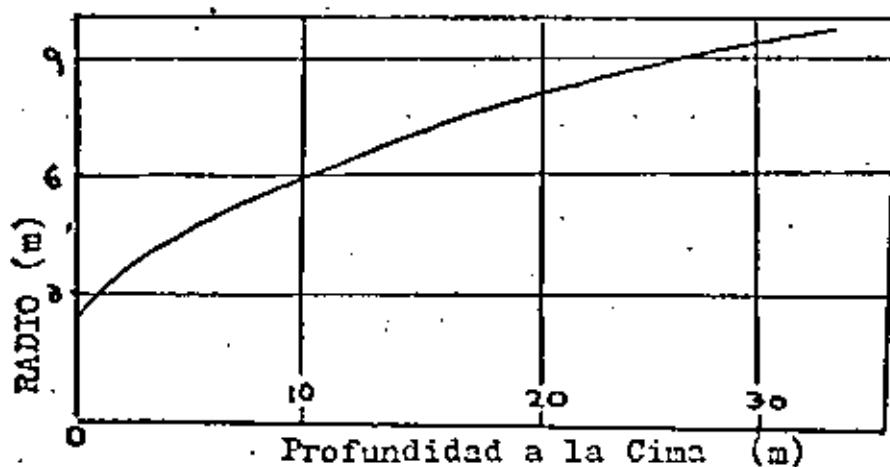


SEMICILINDRO ( $\alpha=2$ )  
GALERIA

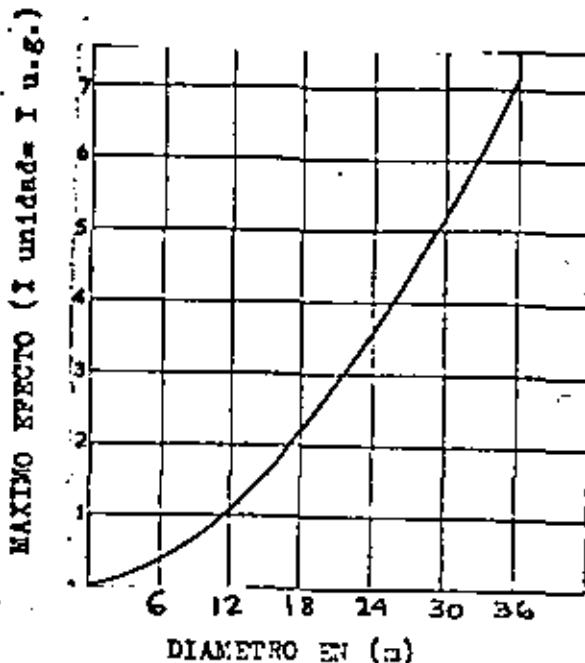


### Modelos Teóricos

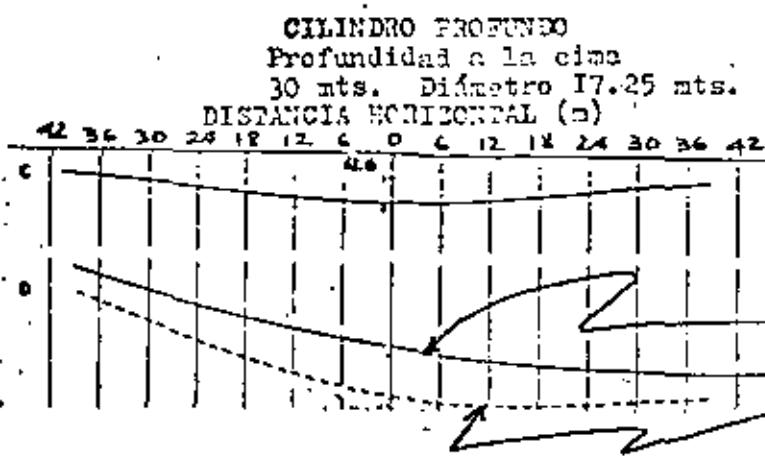
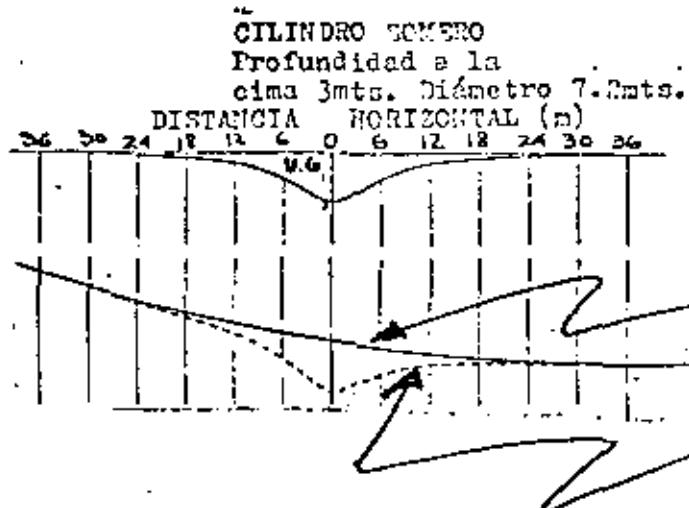
CILINDRO HORIZONTAL.  
Máximo Efecto = 2 u.g.



Relación entre la profundidad y el radio de una caverna de forma cilíndrica Horizontal. Se supone un efecto máximo de 2 u.g. La densidad de las rocas circundantes es  $2.5 \text{ g/cm}^3$ .



Relación entre el diámetro y el máximo efecto de un cilindro horizontal. La profundidad a la cima es 30 mts.

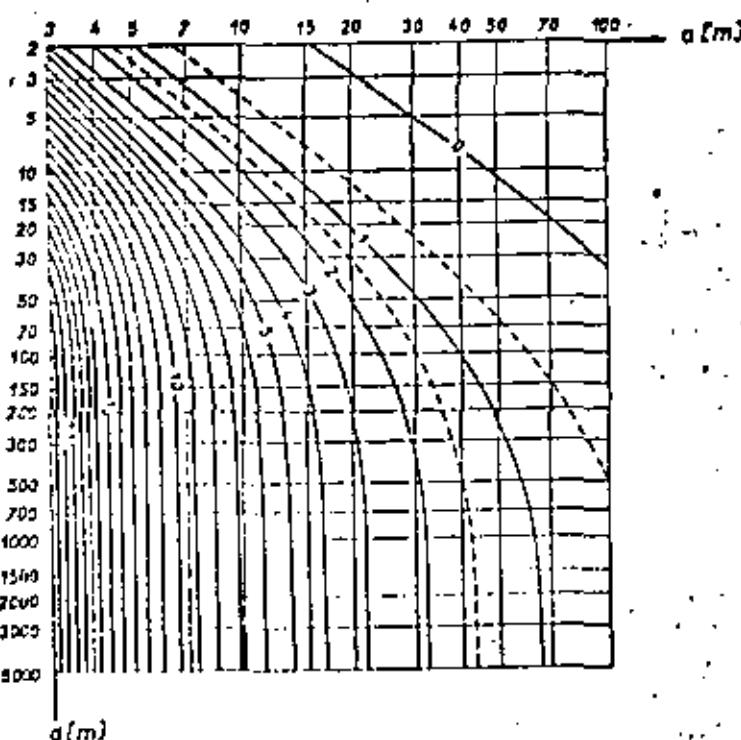
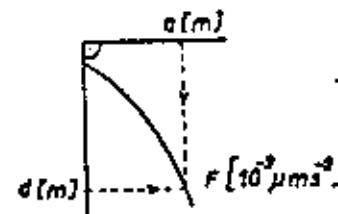


EFFECTO DE UN CILINDRO SUPERPUESTO SOBRE UN REGIONAL.

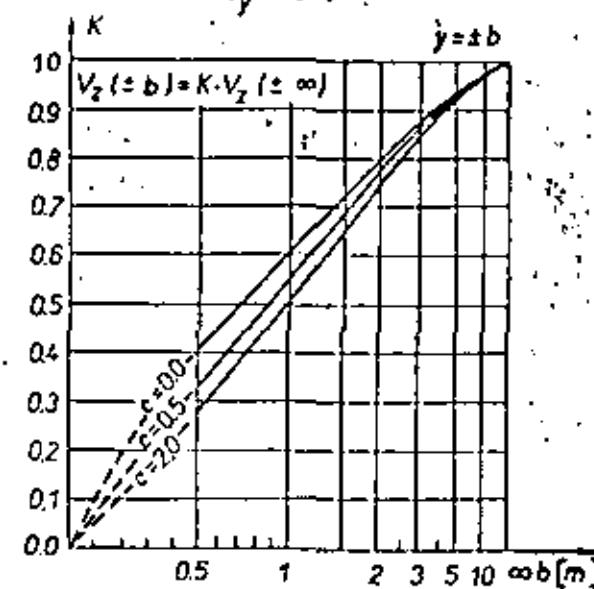
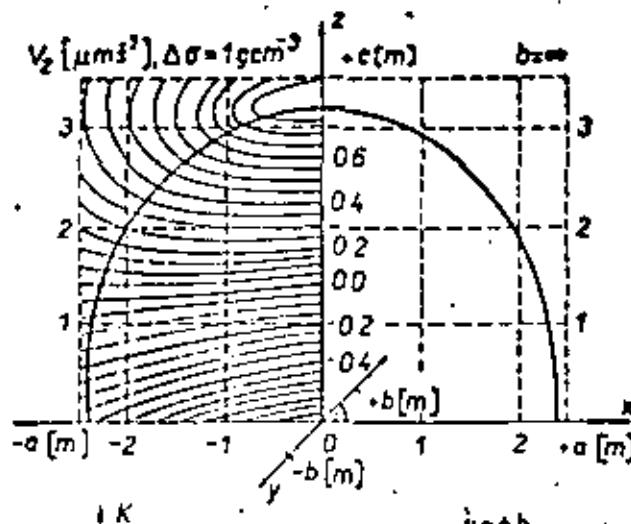
NOMOGRAMA

$$F = f \lambda [(e^{\sigma} - e^{\sigma'})^{1/2} - e^{-\sigma'}] [10^3 \mu \text{m}^3]$$

$$f = 6.67 \cdot 10^3 \mu \text{m}^3 \text{t}^2 \text{m}^4, \quad \lambda = 10 \text{ t}^2 \text{m}^4, \quad K = \bar{\lambda}/\lambda, \quad V_z = K F [10^3 \mu \text{m}^3]$$



NOMOGRAMA PARA EL CALCULO DE  
EFFECTOS GRAVIMETRICOS DE POZOS  
VERTICALES



DIAGRAMAS PARA EL CALCULO DE EFECTOS  
DE CORREDORES HORIZONTALES.

$$1 \times 10 \times \Delta h [m]$$

$$\Delta \sigma = 1 g cm^{-3}$$

$$\Delta h = 3 m$$

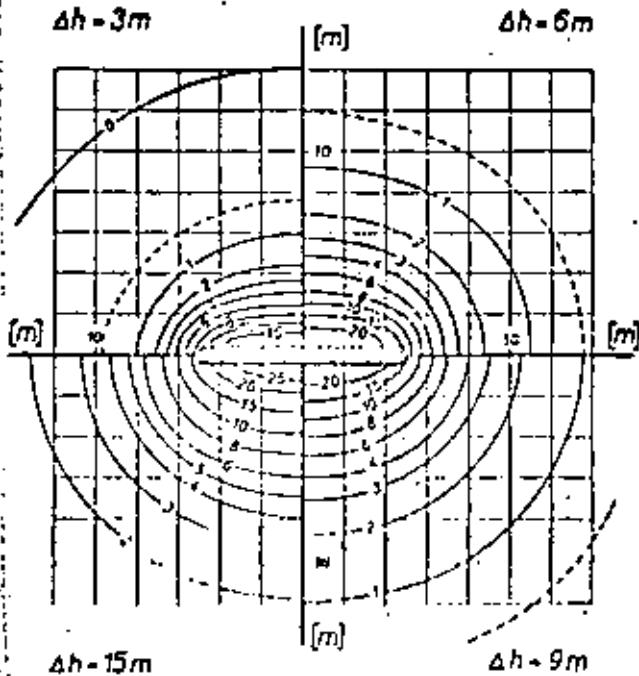
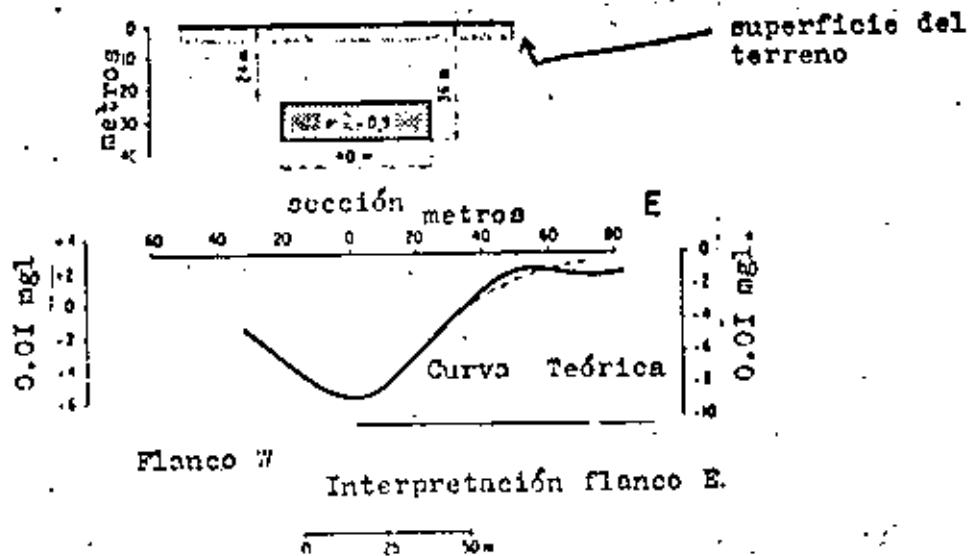
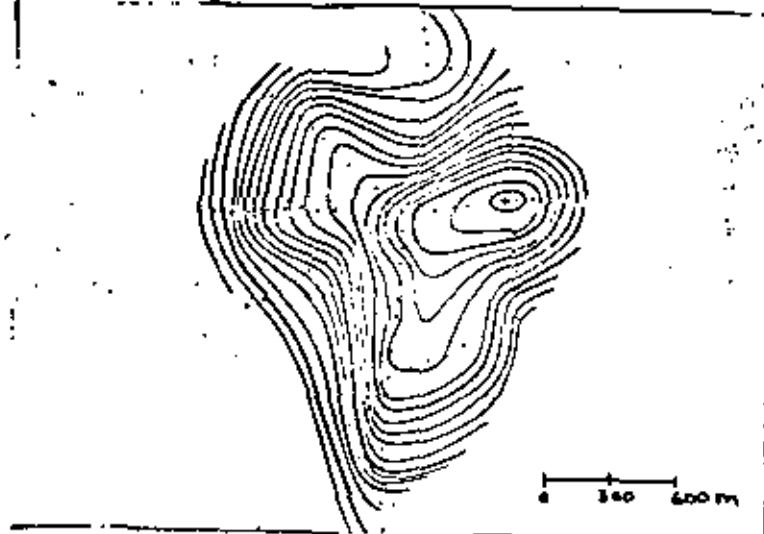


DIAGRAMA PARA CALCULO DE CORRECCIONES  
POR MUROS



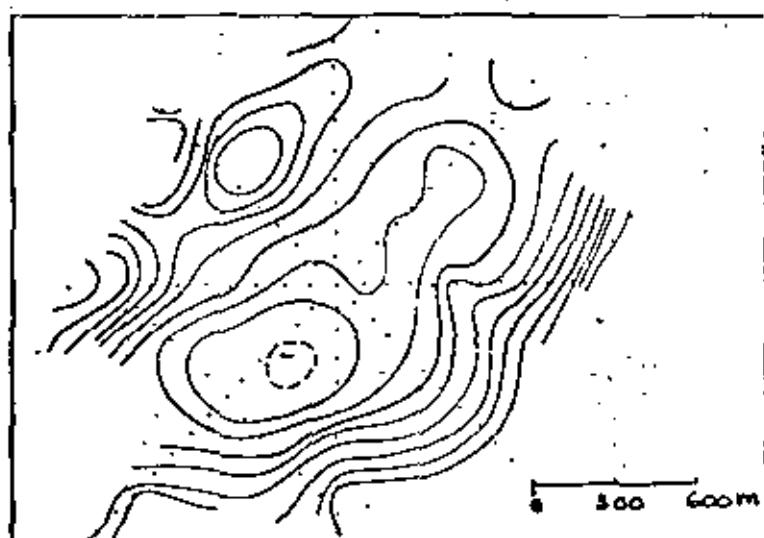
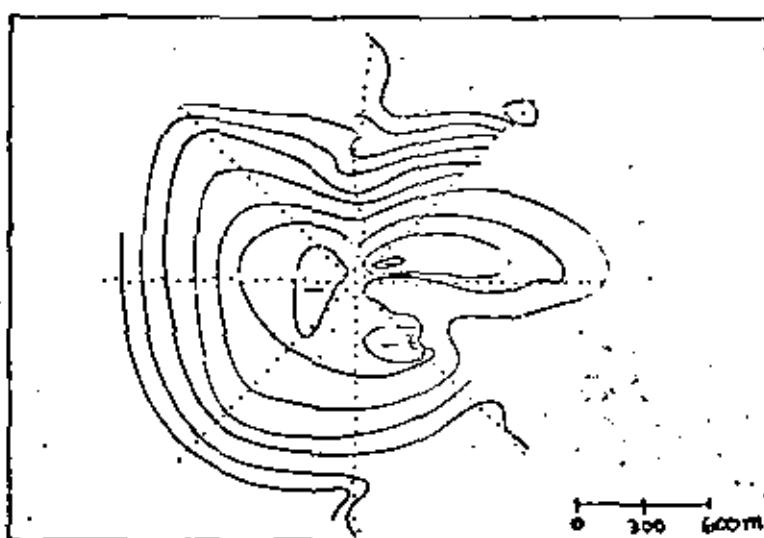
INTERPRETACION CUANTITATIVA DE UNA  
ANOMALIA OCASIONADA POR UNA CANTERA.



Anomalía positiva producida por una masa de  
Anhidrita.

La configuración de las curvas se hizo cada u.g.

(Cooley, 1962)



Anomalías Negativas debidas a Cavernas.

La configuración de las curvas son de I u.g.

La diferencia entre los levantamientos gravimétricos a gran escala y los levantamientos microgravimétricos para aplicaciones civiles involucra más que una simple consideración de las tolerancias de precisión y los espaciamientos de rejilla. Aunado a la pequeña escala se debe de considerar el medio ambiente, el tiempo y las posibilidades económicas así como también las técnicas de campo, la reducción de los datos y la interpretación.

18

## TECNICA DE MEDICION E INTERPRETACION MINIMIZANDO LOS ERRORES DE MEDICION EN MICROGRAVIMETRIA

E. BICHARA J.C. ERLING Y J.  
LAKSHMANAN

### RESUMEN

Las diferentes fuentes de errores de la medición gravimétrica son examinadas. Su conocimiento tiene una importancia particular en las prospecciones superficiales, conocidas como técnicas - microgravimétricas.

Los autores demuestran, apoyados en la experiencia, con todas las precauciones que la más frecuente fuente de errores en microgravimetría es una mala estimación de la deriva.

Los autores exponen entonces un proceso de medición y de interpretación cuyo objetivo es una mejor estimación de la deriva. La justificación técnica y experimental del proceso es conocida. El método implica tomar las mediciones siguiendo una repartición espacial aleatoria. Un caso real se describe.

### INTRODUCCION

En microgravimetría, estamos interesados en todo lo que concierne para el análisis de las anomalías residuales correspondientes a profundidades someras, ya que contiene altas frecuencias, — pues el valor de esta anomalía residual depende en mucho de la precisión de la medición. De ahí la necesidad en ciertos problemas de lograr precisiones extremosas; eso nos induce a definir — una metodología estricta de la toma de medidas, y del examen de éstas, que expondremos más adelante.

Los errores de medición son en principio aleatorios, y por lo tanto su eliminación puede hacerse tomando las lecturas varias veces. Ello constituye evidentemente la técnica más segura para eliminar estos errores. Sin embargo, esta técnica es muy costosa, y necesita, en el caso donde es deseable una precisión del orden de los 5 m Gal. ( $1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm./seg.}^2$ ), de retomar en promedio el

mismo punto dos y a veces tres veces. Pues semejante precisión es en ciertos casos necesaria.

Queremos por consiguiente inducirlos a reconocer el problema de la proveniencia de estos errores de medición. Un examen detallado de numerosos trabajos condujo a concluir que una gran parte de esos errores es debida a una mala estimación de la deriva. — Las otras fuentes de error que examinaremos, son por orden de ocurrencia decreciente (Seguin 1971) :

- Errores de medición topográfica;
- Errores de corrección de terreno;
- Errores en la estimación de la densidad superficial;
- Errores de cálculo.

#### METODOLOGIA DE LA TOMA DE MEDICIONES

Las recomendaciones generales (particularmente para el gravímetro Lacoste y Romberg, Modelo D) son las siguientes :

- a). Tomar la lectura con el aparato dirigido en la misma dirección con relación al norte magnético.
- b). Tomar las lecturas en un lapso de tiempo lo más corto posible así, es preferible tomar 60 mediciones en una sesión de 8 horas que en 2 sesiones de 4 horas.
- c). A fin de minimizar la influencia de las anomalias superficiales, tomar las lecturas a una cierta altura del suelo. Será — posible si el operador está provisto de una plataforma adecuada.
- d). Tomar en una misma secuencia, las estaciones sucesivas de altitudes más proximas posibles; como lo mostró Mc Connell, Hearty y Winter (1974), la precisión de las mediciones está ligada a la importancia de sus variaciones.
- e). Tomar en una misma secuencia de tiempo, las estaciones más distanciadas posibles en el espacio, de suerte que la repartición final de los puntos en el espacio, tenga la misma correlación posible con el tiempo.

Este último punto (e) que explicaremos a continuación, se basa en el principio siguiente : para las mediciones situadas en los puntos suficientemente espaciados, pero tomadas en un mismo intervalo de tiempo, no existe razón alguna por la cual estos puntos se distingan para el valor de su residual de los puntos quienes están en el espacio, pero alejados en el tiempo.

Si esos puntos representan valores sistemáticamente diferentes de sus vecinos, se llegará a una mala interpolación de la deriva. La formulación matemática de este principio se dà abajo.

## FUNDAMENTOS MATEMATICOS

Supóngase que las lecturas son tomadas según una malla rectangular regular y siguiendo un orden aleatorio o semialeatorio.

DEFINIMOS por  $g(x,y,t)$  el valor de la anomalía de Bouguer en el punto  $(x,y)$ ,  $t$  es el instante en que se toma la medición.

$$g(x,y,t) = K g_m(x,y,t) + (0.3086 - 0.04186) x \\ (z - z_B) + \lambda(x,y) + c(x,y) - g_A(x_B, y_B, T)$$

DONDE :

$K$  Es la constante del aparato.

$g_m$  El valor medido de gravedad.

$\bar{g}$  La densidad adoptada.

$z$  La altitud del punto base.

$\lambda$  La corrección de altitud.

$c$  La corrección de terreno.

$g_A$  Valor en la base en el mismo instante  $t$ , se define por :

$$g_A(x_B, y_B, T) = K g_m(x_B, y_B, T) + \lambda(x_B, y_B) + c(x_B, y_B)$$

$x_B, y_B$  son las coordenadas del punto base, es evidente que si  $g_m(x_B, y_B, T)$  es mal estimada en el instante  $T$ , el valor será, por lo tanto, falso.

En esta formulación, todas las unidades de longitud están en metros, todas las unidades de la atracción gravitatoria, en centésimos de miligale.

se define por

La deriva  $d(t) = K g_m(x_B, y_B, T)$ .

$d(t)$  es un valor estimado; designaremos por  $\delta(t)$  el error -

sobre  $d(t)$ .

SEA :

-  $g(x, y, T)$  la anomalía residual en el punto  $(x, y), t$  será el instante en que se toma la medición. Queremos hacer figurar el - tiempo  $t$  como argumento para tener en cuenta el error de deriva.

-  $E(x, y)$  un estimador de la anomalía residual en el punto  $(x, y)$ . - El estimador adoptado es igual a la media de cinco puntos alrededor del punto  $(x, y)$ .

$$E(x, y) = (\frac{\delta g(x+\Delta x, y, t_1)}{\delta g(x, y-\Delta y, t_3)} + \frac{\delta g(x-\Delta x, y, t_2)}{\delta g(x, y+\Delta y, t_4)}) / 5.$$

Donde  $\Delta x, \Delta y$ , representan la malla de medición en  $x$  y en  $y$ ;  $t_1, t_2, t_3, t_4, t$ , los tiempos cuando estas mediciones se efectuaron.

### PRIMERA HIPÓTESIS.

El lector puede verificar que el tiempo no figura como argumento del estimador  $E$ ; ésto resulta del hecho de que  $t_1, t_2, t_3, t_4$ , y  $t$ , son muy diferentes, el error de deriva en estos tiempos es aleatorio; "Para una secuencia adecuada de la toma de mediciones, el estimador  $E(x, y)$  es independiente del tiempo".

Se define entonces  $\mu(t)$  por

$$\mu(t) = E(x, y) - \sqrt{g(x, y, t)}.$$

$\mu(t)$  es una función del tiempo que deberá presentar un carácter - aleatorio (ruido blanco) independientemente del tiempo. En efecto, si no existe error alguno de deriva,  $\sqrt{g(x, y, t)}$  es el verdadero residual en el punto  $(x, y)$  y  $\mu(t)$  representa la diferencia en

tre una función y su estimador en los puntos separados en el espacio.

### SEGUNDA HIPÓTESIS.

Sea  $e(t)$  el valor medio de  $\delta\hat{e}(t)$  sobre una ventana móvil de dimensión  $\Delta t$ :

$$e(t) = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^{k-1} \mu(t_i)$$

Donde los  $t_i$  pertenecen a el intervalo  $[t - \frac{\Delta t}{2}, t + \frac{\Delta t}{2}]$

Nuestra segunda hipótesis es la siguiente:

\*  $e(t)$  representa una estimación  $\delta e(t)^*$  (error sobre la deriva).

Esta hipótesis resulta de dos comprobaciones:

(a) Si  $\delta(t)$  es nulo o muy pequeño,  $\mu(t)$  es una repartición aleatoria,  $e(t)$  es (para  $\Delta t$  adecuado) muy pequeño.

(b) Si el error sobre la deriva  $\delta(t) = \alpha =$  constante para  $\zeta \in [t - \Delta t/2, t + \Delta t/2]$ ,  $\delta(t) = 0$  para  $\zeta$  en el exterior de este intervalo.

Entonces:

$$\delta(x,y,\zeta) = \delta_a(x,y) \text{ verdadero} + \alpha,$$

$$B(x,y) = B(x,y) \text{ verdadero} + g,$$

$$E(x,y) = \delta_B(x,y,\zeta) = B(x,y) \text{ verdadero} - \delta_a(x,y) \text{ verdadero} + \frac{4\pi^2}{3}$$

o  $s(x,y) \text{ verdadero} - \delta_B(x,y) \text{ verdadero}$  tiene un carácter aleatorio, de ahí resulta que:

$e(t) = \frac{1}{k}$  quien representa una "estimación" de  $x$ .

Experimentamente se procede como sigue: Si  $e(t)$  es pequeño  $|e(t)| < \xi$  Gal se estima que al tiempo  $t$ , la deriva es correcta, de otra forma se modifica la deriva de una cantidad igual a:

$$e(t) = \text{señal}(e(t)) \cdot \xi \text{Gal.}$$

Una pregunta se plantea durante la elección de  $\Delta t$ , y del límite inferior  $\zeta$ . En efecto, la elección de estos parámetros depende de las condiciones de la prospección. En particular, esta elección depende de la frecuencia de toma de lecturas para  $\Delta t$  y del cuidado tomado en los efectuados para  $\zeta$ . En microgravimetría la frecuencia de toma de lecturas es a menudo del orden de 8 a 10 mediciones por hora, y el cuidado tomado en la ejecución muy elevado; de ahí los valores adoptados de  $\Delta t = 60$  minutos, y de  $\xi = 0.3 \times 10^{-5}$  Gal. En el caso de una prospección en una gran malva, se tomará evidentemente  $\Delta t$  más grande. Notemos sin embargo, que la aplicación de esta metodología no se justifica esencialmente más que en los casos donde el error admitido es inferior a 2 centésimas de miligalas, y donde el espaciamiento "paso" de los puntos de medición permite operar siguiendo un orden sistemático, es decir, en prospección microgravimétrica.

### TRATAMIENTO DE LAS MEDICIONES

El tratamiento completo de las mediciones es un tratamiento automático; sin embargo, un tratamiento manual es siempre posible. Los cálculos se hacen a medida con la ayuda de un mini-computador.

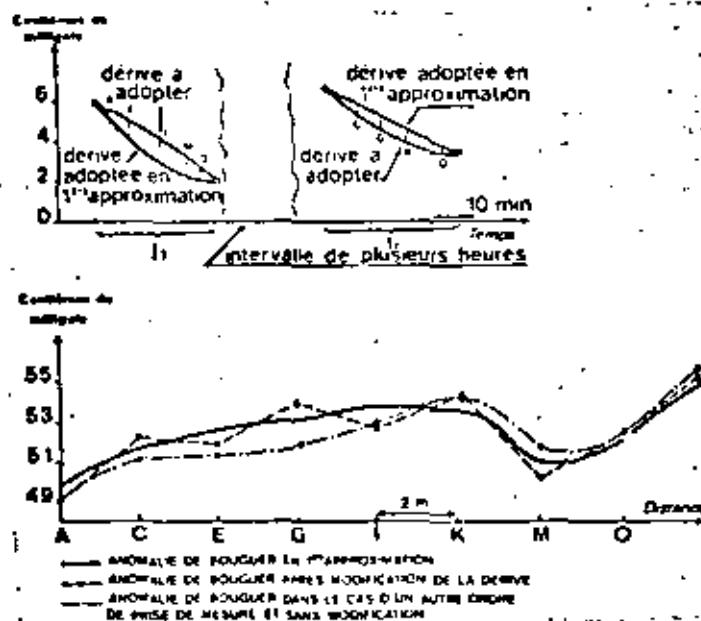
Escribiremos abajo los puntos más importantes del tratamiento automático.

El VSO 616 mete las mediciones efectuadas directamente, cada punto está detallado por la hora de toma de lectura, su situación topográfica, y el valor de la lectura.

El ordenador detecta entonces los puntos retomados, y detecta si se trata de la base o no. Una primera estimación de la deriva se efectúa entonces inmediatamente teniendo en cuenta las tablas luna-solares y las lecturas en la base.

Establecemos entonces una primera carta de Bouguer y una primera carta de la anomalía regional por los métodos clásicos.

26



Escala en centésimos de miligal  
 Deriva adoptada a primera aproximación  
 Deriva a adoptar  
 Intervalo de varias horas  
 Distancia  
 Anomalía de Bouguer a primera aproximación  
 Anomalía de Bouguer después de modificar la deriva  
 Anomalía de Bouguer en el caso de otro orden.

EJEMPLO DE UNA CORRECCIÓN POR DERIVA

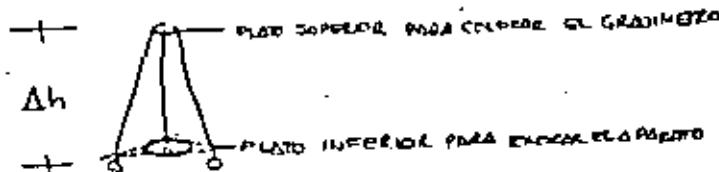
## MEDICIONES DEL GRADIENTE VERTICAL DE GRAVEDAD

### Natureza del gradiente vertical

El gradiente vertical de la gravedad sería medido en un punto si existieran dos estaciones de medición cercanas. Entonces

$$\frac{\partial g}{\partial z} = \lim_{h \rightarrow 0} \frac{\Delta g}{\Delta h}$$

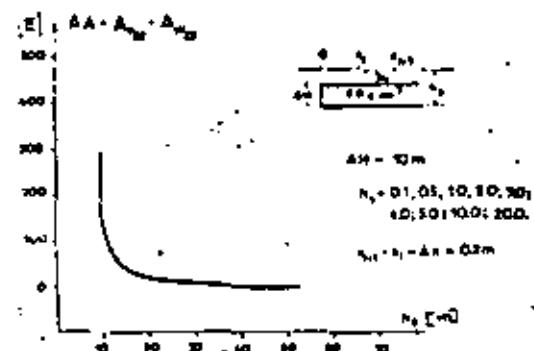
donde  $\Delta g$  denota el incremento de gravedad con la distancia vertical. Para que el gradiente vertical pueda ser determinado por mediciones gravimétricas se necesita de un dispositivo semejante a una torre semejante a la de la siguiente figura:



En esta torre se puede observar la existencia de 2 platos para colocar el gravímetro, uno en la parte inferior de la torre y otro en la cima. Los platos están espaciados una altura  $Ah$ .

La diferencia entre el gradiente vertical de la torre  $W_{zz}$  y el gradiente vertical  $V_{zz}$  es la misma que aquella entre la derivada de la función en un punto y su cociente diferencial o entre el ángulo de inclinación de la tangente a la curva y el ángulo de inclinación de la secante. Prácticamente, esto representa que el valor de los gradientes en el mismo punto puede diferir considerablemente.

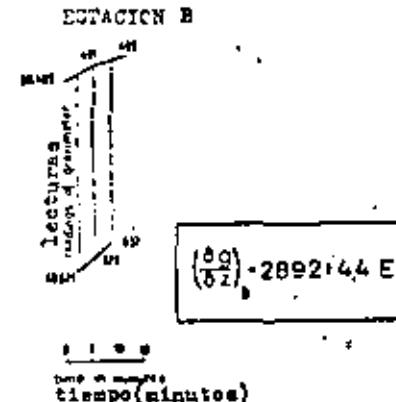
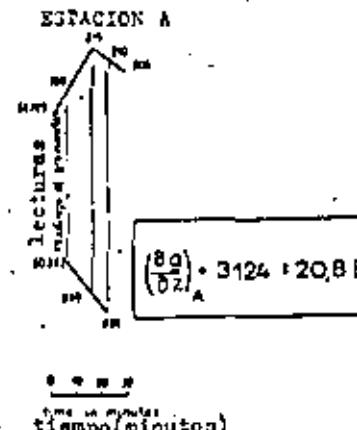
Para ilustrar esto, en la siguiente figura se muestran las relaciones entre las diferencias de los valores absolutos de los mismas amplitudes  $\Delta g_{zz}$ , -Ah y la profundidad de ocurrencia de una pared de una falla vertical. Los cálculos fueron hechos para el modelo de una falla vertical con un  $Ah=10m$ , con un contraste de densidad de  $2.0 \text{ g/cm}^3$  y la profundidad de la cima de la falla, variando de  $0.1m$  a  $12.0m$ . El valor de  $V_{zz}$  fue calculado de la fórmula  $\frac{\partial g}{\partial z} \cdot g(z)$ . El valor de  $W_{zz}$  fue obtenido del cociente diferencial  $\frac{g(h)-g(0)}{h}$  en donde  $g(0)$  es el valor de gravedad en el plato inferior de la torre, y  $g(h)$  el valor de gravedad en el plato superior. La distancia  $h=1m$ . Los cálculos fueron hechos en puntos sobre el eje x a distancias de  $x=0.2m$



Distribución de las diferencias de Amplitudes de los gradientes  $V_{zz}$  y  $W_{zz}$  sobre una falla con parámetros conocidos.

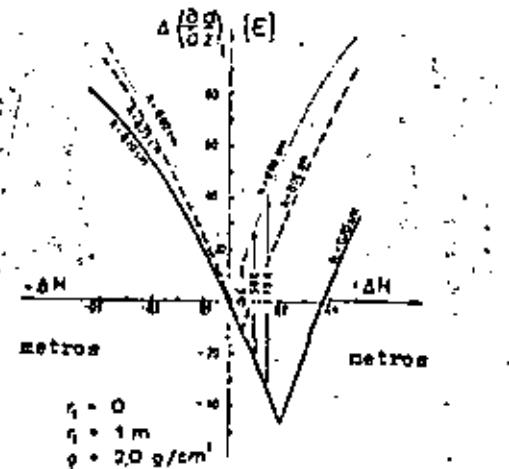
### Errores en la medición

El incremento  $H$  de altura en la torre causa problemas para mantener una estabilidad, con lo cual se puede prolongar el tiempo de lectura. Esto obviamente incrementa el error en la medición del gradiente vertical. Otro aspecto importante es la consideración de la deriva, a continuación se presentan las curvas de lectura usadas para determinar los valores del gradiente en los puntos A y B de un levantamiento. En el primer caso, la forma de la curva indica un gran error en el valor medido. En el segundo caso el error es menor; hay que observar el tiempo que se invirtió en la medición de ambos casos.

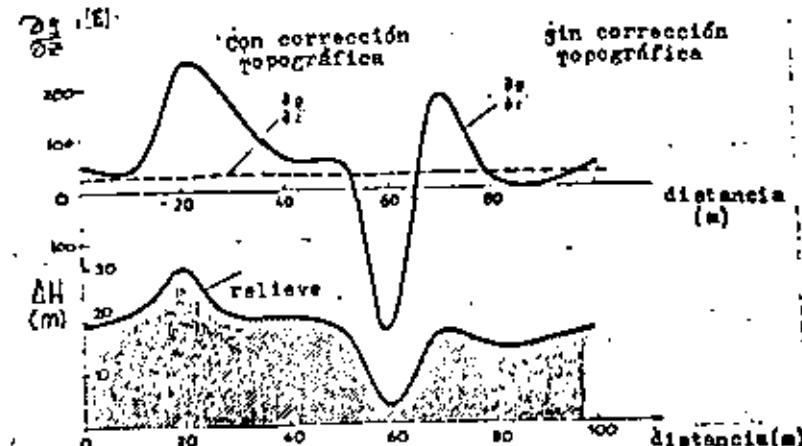


29

Además, la exactitud de las mediciones del gradiente vertical no sólo dependen de lo anterior, sino de la precisión con la cual es posible eliminar el efecto de las masas gravitacionales que conforman el relieve. Para calcular la corrección topográfica se han diseñado diagramas que permiten leer el valor de la corrección topográfica del gradiente vertical debido al efecto del relieve dentro de un radio de 1m, 2m, 5m, etc., hasta 1 km del punto de medición. A continuación se muestran dos figuras, la primera que muestra el efecto de masas que forman el relieve dentro de un radio de hasta 1 m del eje de la torre de medición. La segunda presenta la diferencia en los gradientes verticales con y sin corrección topográfica.



Valores de corrección topográfica del gradiente vertical la Gravelind como una función de la altura  $\Delta H$  de las irregularidades de la superficie y de la distancia  $h$  de la posición del plato inferior de la torre. La curva se relaciona con un círculo que limita a una superficie con un radio  $r=1\text{m}$ . El punto de medición está situado en el centro del círculo. La densidad de las capas superficiales es de  $2 \text{ g}/\text{cm}^3$ .



Efecto gravitacional del relieve en mediciones del gradiente vertical y su eliminación al efectuar corrección topográfica.

Conclusiones : Aunque no es posible determinar el valor actual del gradiente vertical por mediciones de torre como lo indican la gráfica de distribución de las diferencias de amplitudes de  $V_{zz}$  y  $W_{zz}$  este método puede ser usado para aplicaciones de tipo geológico, minero, geotécnico etc.

Su aplicación en la práctica se hace posible si:

- Se pueda diseñar una torre lo bastante estable para efectuar las mediciones.
- Si se hace un análisis detallado de los errores.
- Si se cuenta con un método sistematizado para efectuar la corrección topográfica.



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

EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION GEOFISICA

ERRORES EN LA OBSERVACION DE LA GRAVEDAD  
APENDICES

M en C Octavio Lázaro Mancilla

AGOSTO, 1982

ERRORES EN LA OBSERVACION DE LA GRAVEDAD.

A P E N D I C E S

H.C. Octavio Lázaro Mancilla.

APENDICE 1.

PUNTOS SOBRE LOS CUALES ES

NECESSARIO TENER UN CONTROL DE

CALIDAD EN UN LEVANTAMIENTO GRAVIMETRICO.

TOPOGRAFIA :

Operación de campo :

- a). Levantamiento con Tránsito y cinta de los polígonos principales.
- b). Levantamiento con Plancheta de líneas de detalle.

Sistemas Empleados :

- a). Planimetría :  
Angulos interiores.
- b). Altimetría:  
Nivelación diferencial.

Instrumentos Empleados :

Tránsito, Plancheta, Niveles, Cintas, Estadales y Brújulas.

Operación de Gabinete :

- a). Cálculo Analítico de los polígonos levantados con Tránsito.
- b). Cálculo de Orientaciones astronómicas para el control angular.
- c). Uso del Pantógrafo para transcribir los levantamientos con plancheta.
- d). Cálculos topográficos automáticos empleando computadoras — electrónicas.
- e). Elaboración de planos a escala adecuada usando coordenadas (Cuadrícula Universal Mercator).

**GRAVIMETRÍA :**

**Trabajo de Campo :**

**a). Instrumentos.**

- 1). Funcionamiento, mantenimiento, fallas y forma de resolver las en el campo.
- 2). Pruebas Instrumentales :
  - a). Verificación de Niveles.
  - b). Prueba de Sensitividad del Rato.
  - c). Verificación de la Deriva.
  - d). Verificación de la Constante del Aparato.
  - e). Máxima Linealidad.

**b). Observación.**

**1). Operaciones Rutinarias.**

Ajuste y verificación del instrumento antes de iniciar -- las operaciones.

Métodos de observación para la obtención de la curva de variación & deriva.

Verificación de los ajustes durante la observación. Precaución en las observaciones.

- 2). Observación de Polígonos o Redes de Estaciones Base.
- 3). Observación de líneas de densidad.

**Trabajo de Gabinete:**

- a). Construcción de las gráficas de variación o de deriva.
- b). Cálculo de compensación de Nubes.
- c). Correcciones.
  - a). Por Latitud.
  - b). Por aire y mara.
  - c). Por Topografía del Terreno.

- d). Cálculo Manual de las Anomalías de Bouguer.
- e). Cálculo de las anomalías de Bouguer empleando computadora.
- f). Programación de Datos.
- g). Cálculo de líneas de Densidad.

**Interpretación :**

- a). Configuración de las Anomalías de Bouguer.
- b). Cálculo y Configuración de las Anomalías de Bouguer Regionales.
- c). Cálculo y configuración de las Anomalías de Bouguer Residuales.
- d). Métodos de Cálculo de Profundidad.
- e). Interpretación Geofísico - Geológica.

## APENDICE 2.

### TERMINOLOGIA ESTADISTICA USADA

EN EL CALCULO DE ERRORES.

**EXACTITUD.**- Se expresa indicando el error posible en tanto por ciento de la Cantidad tratada.

Es el grado de ausencia de error, o grado de discriminación con que se expresan una magnitud.

Grado en que la Indicación del Instrumento se approxima al valor ideal.

Grado de acercamiento al valor verdadero de una magnitud.

El grado de libertad del error; el error total comparado al valor verdadero. CONTAMAR PRECISION, UNCERTAINTY y SENSITIVITY. La capacidad de un instrumento para dar un valor verdadero. La Inaccuracy o inexactitud es la desviación del valor verdadero debida a cualquier error instrumental, tal como falta de repetibilidad, deriva, efectos de temperatura u otras causas.

**PRECISION.**- Grado de finura de una medición.

Así un número con 3 lugares decimales es más preciso que uno con 2 lugares decimales. Aunque puede ser menos exacto.

Grado de Calidad de un trabajo, condicionado por la exactitud requerida en los resultados.

Es la repetibilidad de un instrumento, diferente de ACCURACY (exactitud, corrección, minucioso; el grado de libertad del error; el grado total comparado al valor verdadero), la precisión se mide por la desviación media de un conjunto de medidas del valor promedio.

**TOLERANCIA.**- La máxima variación admisible en un resultado con respecto a patrones prefijados o a determinadas condiciones especificadas.

Es la magnitud tolerada o permitida al efectuar una medición.

**ERROr.**- La diferencia entre un valor observado o calculado de una cantidad y el valor verdadero o ideal de esa cantidad.

**ERROR ACCIDENTAL.**- Aquella parte del Error de observación desconocida en signo y magnitud, producida por alteraciones fortuitas de las condiciones teóricamente exactas de observación, tales como la imperfección de los instrumentos utilizados, las limitaciones del observador y las condiciones meteorológicas cambiantes. Debe a su naturaleza ser tratados aplicando teorías de probabilidad y estadística.

**ERROR DE OBSERVACION.**- La diferencia entre un valor observado de una magnitud y el valor adoptado que representa el valor ideal o verdadero de esa magnitud.

**ERROR INSTRUMENTAL.**- Error sistemático o resultante de la inspección o mala calibración de un instrumento. Puede eliminarse adoptando métodos de observación adecuados.

**ERROR MEDIO CUADRATICO.**- Cantidad cuya cuadrado es igual a la mitad de los cuadrados de los errores verdaderos individuales de una serie de observaciones.

**ERROR PERSONAL.**- Error causado por un hábito individual, la incapacidad para percibir o medir valores dimensionales con exactitud, o por tendencia a reaccionar mental y físicamente de una manera uniforme bajo condiciones similares.

**ERROR PROBABLE.**- Error que ocupa el intervalo central de una serie de errores; existe la misma probabilidad que el error en una nueva observación sea mayor o menor que el error probable. La relación entre el error probable  $e_p$  y el

error medio cuadrático  $m$  es:

$$e_p = 0.6745 M$$

El intervalo dentro del cual la mitad de una serie de lecturas de una misma cantidad probablemente caen. Para una distribución gaussiana, el error probable es 0.674 veces la desviación estándar. El error probable no es uno que es más probable que otros errores.

**ERROR SISTEMATICO.**- Es aquél que sigue una ley física o matemática definida que depende de las circunstancias locales; su influencia puede generalmente ser eliminada ya sea por cálculo o por un método operativo apropiado. Se llama a veces error regular.

**APPROXIMACION.**- Grado de exactitud obtenido, al efectuar una medida directa o por medio del cálculo, en la determinación del valor más probable de una magnitud.

Para la determinación de este valor adquiere importancia la elección de cifras significativas.

**VALOR EXACTO.**- V APROX - ERROr ABSOLUTO o DE APROX.

**UNCERTAINTY - INCERTIDUMBRE - DUDA.**- Es la precisión con la cual una medición o valor es conocido. A menudo no implica una probabilidad 50-50 de que cualquier serie de medida caerán dentro de un intervalo dado. No necesariamente implica algo respecto a exactitud, que es la comparación, con el valor verdadero. Ver **VALOR MEDIO** y DESVIACION ESTANDAR

**SENSITIVITY.**- El mínimo cambio en una cantidad, el cual un detector es capaz de percibir o registrar. Un instrumento puede tener excelente sensitivity y tener no

obstante pobre exactitud. Comparar con READABILITY.

**READABILITY.**- El mínimo cambio discernible en un dispositivo de lectura de salida, el cual puede ser estimado por lectura. Comparar SENSITIVITY y RESOLUTION.

**RESOLUTION.**- La habilidad para separar dos rangos los cuales están muy cercanos. La mínima separación de dos cuernos dentro de identificar es separadamente se pierde en un mapa resultante. 2 El cambio más pequeño en la entraña, que produce un cambio detectable en la salida. 3 La habilidad de localizar un evento visto a través de una ventana; generalmente tomando la mitad del agujero del tubo mayor.

**MEDIDAS ESTADÍSTICAS.**- Muchas medidas de distribución de los datos son útiles. Las más comunes para un conjunto de  $n$  valores  $x_i$  son:

$$\text{media } \bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$$

$$\text{Desviación media: } \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |x_i - \bar{x}|$$

$$\text{Desviación standar: } s = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$$

$$\text{Variancia: } s^2$$

$$\text{Coeficiente de Variancia: } \sigma^2 / \bar{x}$$

$$\text{Skewness: } \gamma = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left[ \frac{(x_i - \bar{x})}{s} \right]^3$$

Si  $x_i$  es una distribución Gaussiana, entonces  $\sigma^2$  es una Distribución Chi-cuadrada, y  $\gamma$  es aproximadamente Gaussiana.

**GRADO DE LIBERTAD.**- El número mínimo de variables independientes que debe de ser reconocido para definir un sistema.

**DESVIACION STANDAR.**- La desviación standar de las medidas de una cantidad  $x_i$  con respecto a la media  $\bar{x}$  es:

$$s = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$$

Con una distribución Gaussiana de datos, el 68.3% de los datos están dentro de la desviación standar respecto a la media. El cuadrado de la desviación standar es la Variancia.

**VARIANCIA.**- La variancia  $\sigma^2$  entre un conjunto de datos  $x_i$  y la media  $\bar{x}$  es  $\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$

**MEAN - MEDIA - PROMEDIO.**- La media aritmética de  $n$  valores  $x_i$  es

$$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$$

$$\text{La media Geométrica es: } \left[ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i^2 \right]^{1/2}$$

$$\text{Un promedio ponderado es: } \frac{\sum w_i x_i}{\sum w_i}$$

Donde:

$w_i$  = pesos, a menudo  $\sum w_i = 1$

**COEFICIENTE DE VARIACION.**- Razón de la desviación standar a la desviación media de un conjunto de cantidades.

**SKEWNESS.**- Asimetría en una distribución. Un conjunto de valores  $x_i$ , los cuales tienen el valor medio  $\bar{x}$ , y la desviación standar tiene la Skewness donde:

$$S^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left[ \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma} \right]^2$$

### APENDICE 3.

## RELACION EFECTO - ERROR EN LEVANTAMIENTOS GRAVIMETRICOS.

### APENDICE 3.

Un efecto de 0.01 mgf corresponde :

- a un error de 5 cm. en altimetría.
- a un error de 12 cm. en posición, según el meridiano.
- a una capa de 2.40 m. con un contraste de densidad de 0.1
- a un desnivel de 2 m. en una zona de 6.6 a 16.4 m. alrededor del punto de medida en la corrección topográfica.
- a un desnivel de 5 m. en una zona de ( 16.4 a 53.5 m) alrededor del punto de medida en corrección topográfica.



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

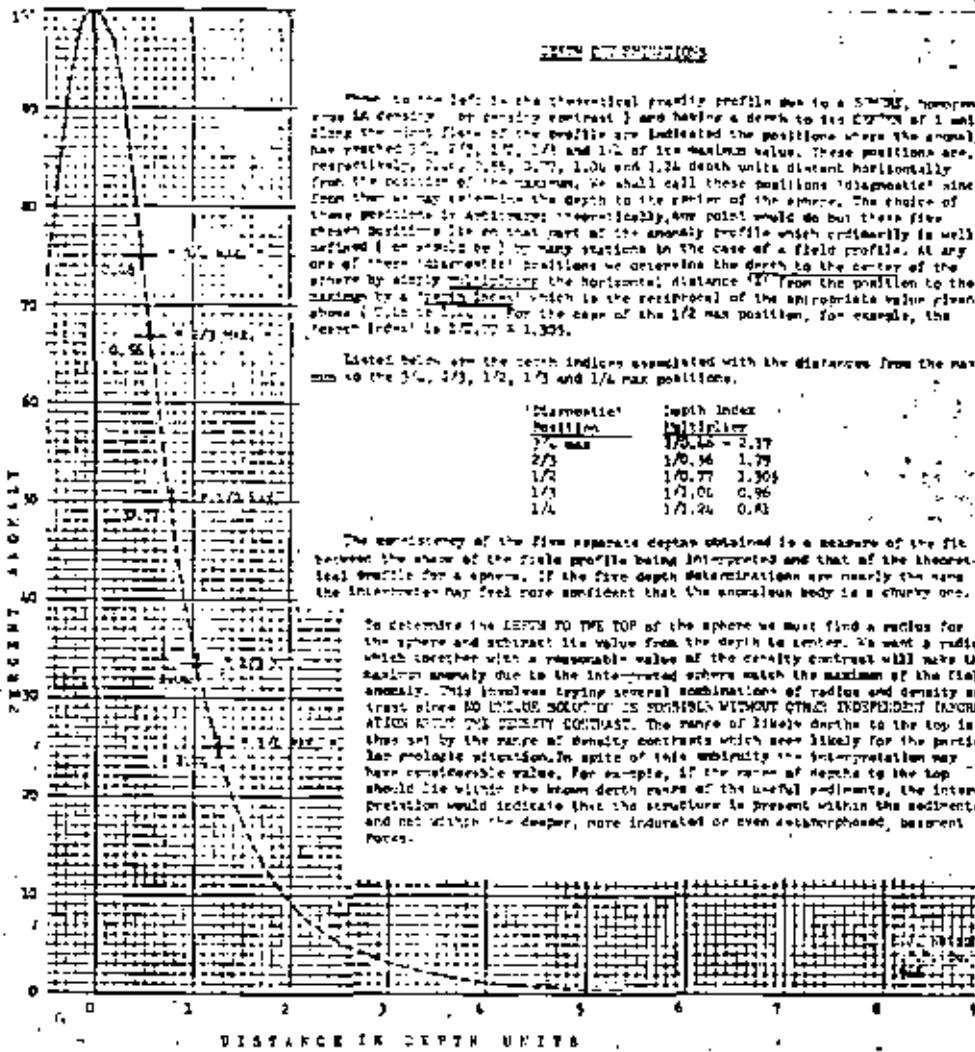
**EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION GEOFISICA**

**CALCULO DE EFECTOS GRAVITACIONALES DE CUERPOS GEOMETRICOS REGULARES**

**M en C Ricardo Díaz Navarro**

**AGOSTO, 1982**

## SPHERE - Domal Anticline



CALCULATING TO DETERMINE WHAT CHOICES OF RADIUS AND DENSITY CONTRAST, G-R, ARE NECESSARY FOR A SPHERICAL BODY TO CENTER, Z, AND GIVE GRAVITY AT POINT, (X,Y), WHICH IS DISTANCE FROM THE SPHERE CENTER TO THE INTERPRETED BODY.

The general expression for the gravity anomaly due to a sphere of radius R, depth to center Z and density contrast G-R

$$g = G\pi G (1/\rho)^2 \frac{R^2}{(R+Z)^2}$$

Directly above the sphere at Z = 0

$$g = G\pi G \frac{(4/3)\rho R^3}{Z^2}$$

If we take G, the universal gravity constant, as  $6.67 \times 10^{-8}$  and express Z and R in cm., g will be given in gals. To find it convenient, however, to adjust the constant so we may express Z and R in kilometers or kilometers and

get the answer directly in milligals.

If Z and R are expressed in kilometers and we want the value of gravity in milligals use

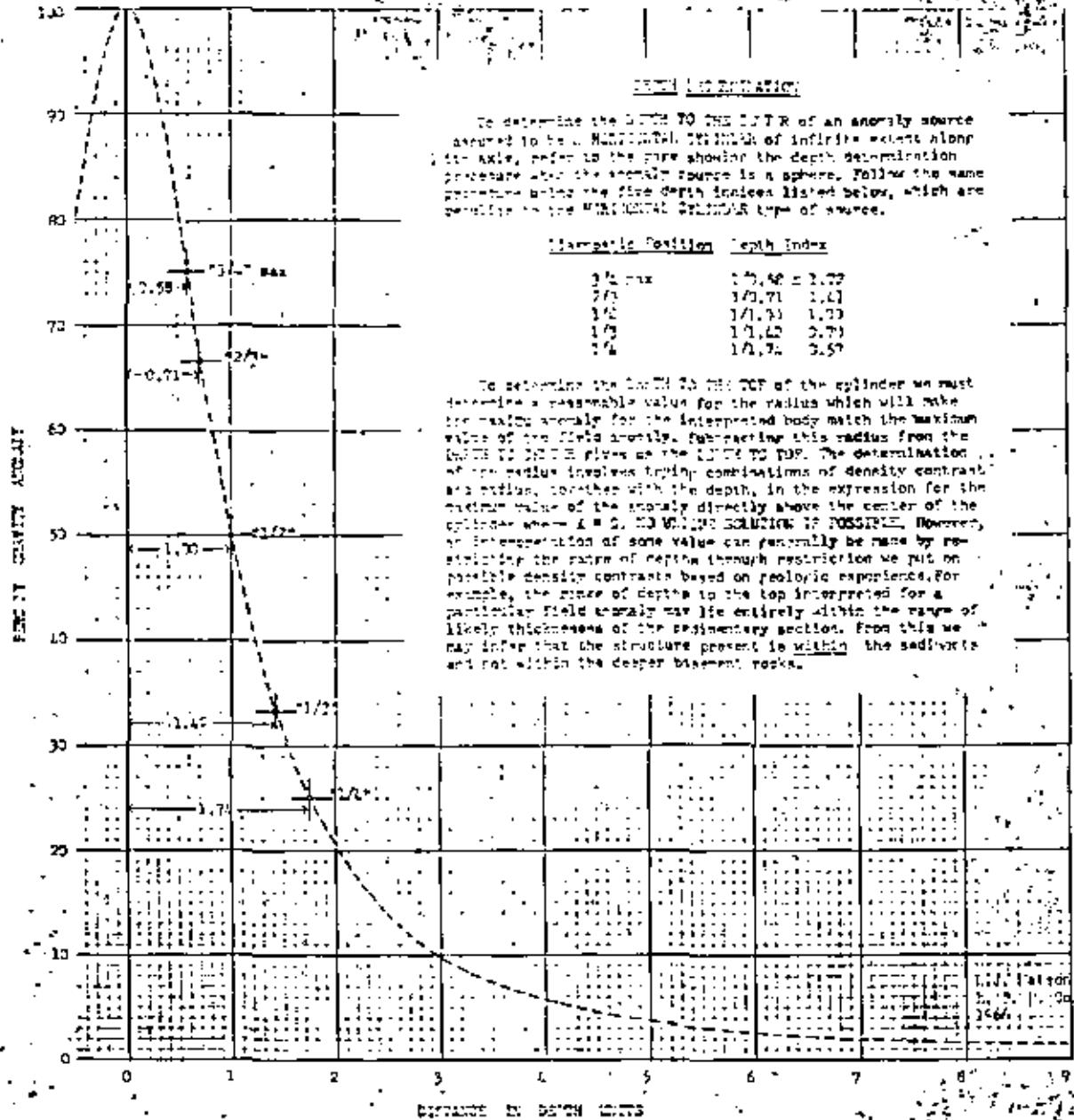
$$g = 27.95 \frac{\rho}{(Z+R)^2} \cdot (Z = \text{depth to center})$$

If Z and R are expressed in kilofeet and we want the value of gravity in milligals use

$$g = 4.32 \frac{\rho}{(Z+R)^2}$$

"GRAVITY" FIG. 1 DEPTH DETERMINATION PROCEDURE FOR A SPHERE

## HORIZONTAL CYLINDER - Elongated Anticline



THE PRACTITIONER IN THE PRACTICAL APPROACH

The expression for the gravity anomaly due to a horizontal cylinder of infinite extent along its axis, with radius  $R$  and density contrast  $\Delta \rho$  is

$$\mu = 0.2\pi \tilde{x}^2 \sigma \sqrt{1 - z^2/(x^2 + z^2)}$$

is the position of maximum value where  $I=0$

$$f = \{G \otimes \mathbb{R}^2 \otimes \mathbb{R}\} / \mathbb{Z}$$

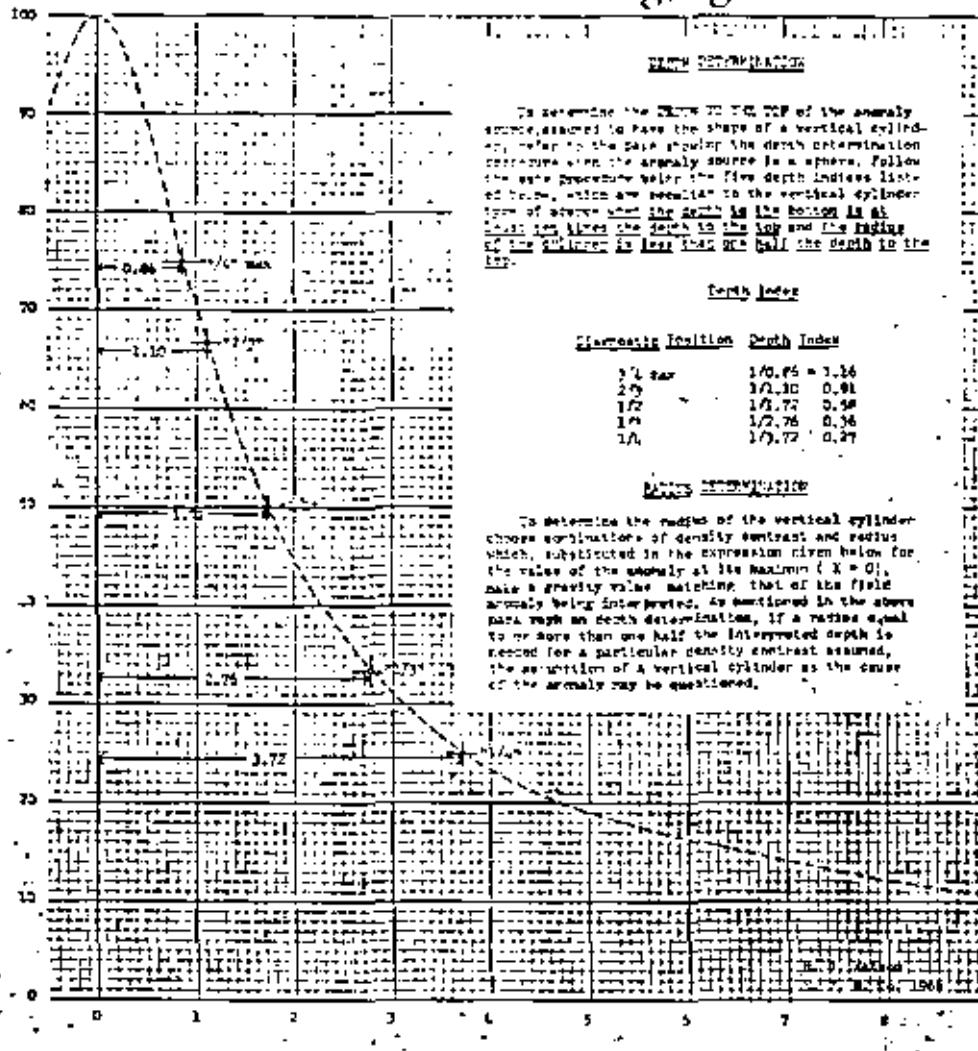
For I and R expressed in kilometers  
and the answer in millivolts

$$\kappa = (41.9 \text{ cm}^2/\text{at}) / z_{\text{ex}}$$

For 3 and 2 expressed in kilofeet  
and the answer in millipascals

$$e = -(12.77 \text{ eV}) / k$$

# VERTICAL CYLINDER - Plug, Igneous or Salt



To determine the depth to the top of the anomaly, assume it has the shape of a vertical cylinder, refer to the scale showing the depth determination procedure when the anomaly source is a sphere. Follow the same procedure using the five depth indices listed below, which are peculiar to the vertical cylinder form of source when the depth to the bottom is at least one-half the depth to the top and the radius of the cylinder is less than one-half the depth to the top.

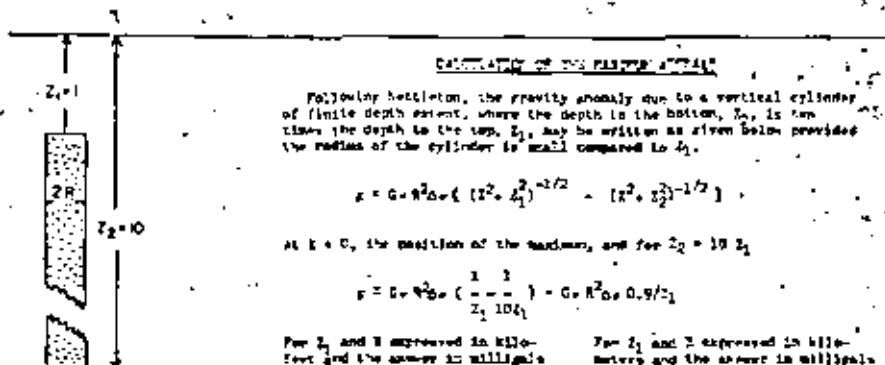
#### Depth Index

##### Diametric Position Depth Index

1/4 top	1/0.76 = 1.36
2/9	1/0.30 = 0.91
1/2	1/0.72 = 0.56
1/9	1/0.76 = 0.36
1/4	1/0.72 = 0.27

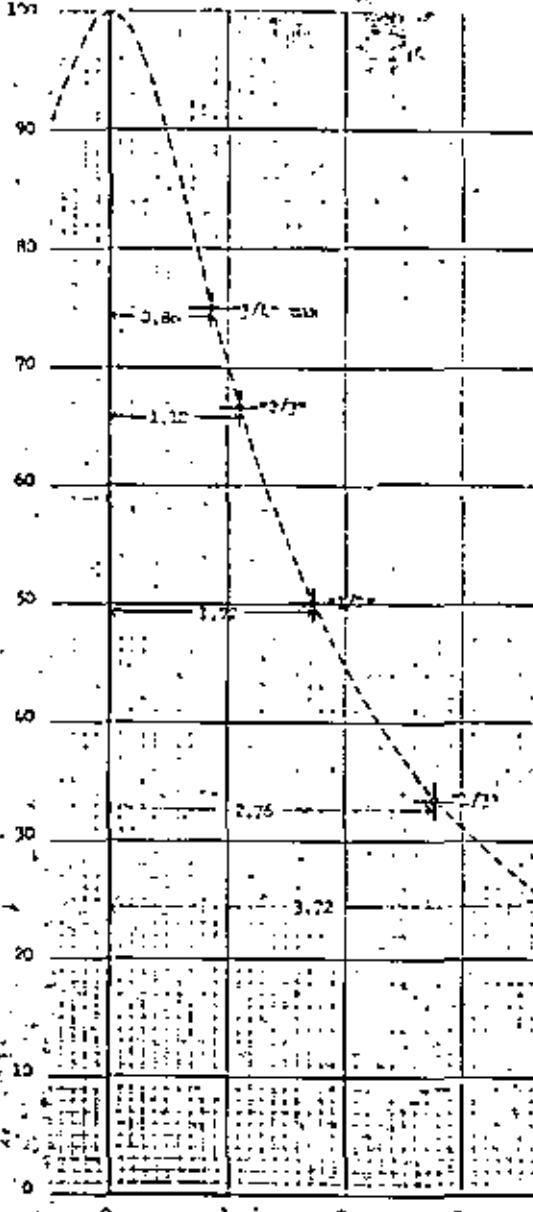
#### Radius Determination

To determine the radius of the vertical cylinder choose combinations of density contrast and radius which, substituted in the expression given below for the value of the anomaly at its maximum ( $X = 0$ ), make a gravity value matching that of the field anomaly being interpreted. As mentioned in the above part regarding depth determination, if a radius equal to or more than one-half the interpreted depth is needed for a particular density contrast assumed, the assumption of a vertical cylinder as the cause of the anomaly may be questioned.



**"GRAVITY" FIG. 3 DEPTH DETERMINATION PROCEDURE FOR A VERTICAL CYLINDER**

# VERTICAL CYLINDER - Plug, Igneous or Salt



## DEPTH DETERMINATION

To determine the DEPTH TO THE TOP of the anomaly source, assumed to have the shape of a vertical cylinder, refer to the part showing the depth determination procedure when the anomaly source is a sphere. Follow the same procedure, using the five depth indices listed below, which are peculiar to the vertical cylinder type of source when the depth to the bottom is at least ten times the depth to the top and the radius of the cylinder is less than one half the depth to the bottom.

### Depth Index

#### Diamagnetic Condition Depth Index

Depth Index	Depth Factor
1/4 max	1/0.96 = 1.04
2/3	1/1.10 = 0.91
1/2	1/1.32 = 0.75
1/3	1/2.76 = 0.36
1/4	1/3.72 = 0.27

## RADIUS DETERMINATION

To determine the radius of the vertical cylinder choose combinations of density contrast and radius which, substituted in the expression given below for the value of the anomaly at its maximum ( $X = 0$ ), make a gravity value matching that of the field anomaly being interpreted. As mentioned in the above paragraph on depth determination, if a radius equal to or more than one half the interpreted depth is needed for a particular density contrast assumed, the assumption of a vertical cylinder as the cause of the anomaly may be questioned.

Radius in Kilometers		Radius in Miles		Radius in Kilometers		Radius in Miles		Radius in Kilometers		Radius in Miles	
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.25	0.15	0.08	0.05	0.25	0.15	0.15	0.10	0.25	0.15	0.25	0.15
0.50	0.30	0.17	0.12	0.50	0.30	0.30	0.20	0.50	0.30	0.50	0.30
0.75	0.45	0.25	0.18	0.75	0.45	0.45	0.30	0.75	0.45	0.75	0.45
1.00	0.60	0.33	0.22	1.00	0.60	0.60	0.40	1.00	0.60	1.00	0.60
1.25	0.75	0.41	0.28	1.25	0.75	0.75	0.50	1.25	0.75	1.25	0.75
1.50	0.90	0.49	0.35	1.50	0.90	0.90	0.60	1.50	0.90	1.50	0.90
1.75	1.05	0.57	0.42	1.75	1.05	1.05	0.70	1.75	1.05	1.75	1.05
2.00	1.20	0.65	0.50	2.00	1.20	1.20	0.80	2.00	1.20	2.00	1.20
2.25	1.35	0.73	0.58	2.25	1.35	1.35	0.90	2.25	1.35	2.25	1.35
2.50	1.50	0.81	0.66	2.50	1.50	1.50	1.00	2.50	1.50	2.50	1.50
2.75	1.65	0.89	0.74	2.75	1.65	1.65	1.10	2.75	1.65	2.75	1.65
3.00	1.80	0.97	0.82	3.00	1.80	1.80	1.20	3.00	1.80	3.00	1.80
3.25	1.95	1.05	0.90	3.25	1.95	1.95	1.30	3.25	1.95	3.25	1.95
3.50	2.10	1.13	0.98	3.50	2.10	2.10	1.40	3.50	2.10	3.50	2.10
3.75	2.25	1.21	1.06	3.75	2.25	2.25	1.50	3.75	2.25	3.75	2.25
4.00	2.40	1.29	1.14	4.00	2.40	2.40	1.60	4.00	2.40	4.00	2.40
4.25	2.55	1.37	1.22	4.25	2.55	2.55	1.70	4.25	2.55	4.25	2.55
4.50	2.70	1.45	1.30	4.50	2.70	2.70	1.80	4.50	2.70	4.50	2.70
4.75	2.85	1.53	1.38	4.75	2.85	2.85	1.90	4.75	2.85	4.75	2.85
5.00	3.00	1.61	1.46	5.00	3.00	3.00	2.00	5.00	3.00	5.00	3.00
5.25	3.15	1.69	1.54	5.25	3.15	3.15	2.10	5.25	3.15	5.25	3.15
5.50	3.30	1.77	1.62	5.50	3.30	3.30	2.20	5.50	3.30	5.50	3.30
5.75	3.45	1.85	1.70	5.75	3.45	3.45	2.30	5.75	3.45	5.75	3.45
6.00	3.60	1.93	1.78	6.00	3.60	3.60	2.40	6.00	3.60	6.00	3.60
6.25	3.75	2.01	1.86	6.25	3.75	3.75	2.50	6.25	3.75	6.25	3.75
6.50	3.90	2.09	1.94	6.50	3.90	3.90	2.60	6.50	3.90	6.50	3.90
6.75	4.05	2.17	2.02	6.75	4.05	4.05	2.70	6.75	4.05	6.75	4.05
7.00	4.20	2.25	2.10	7.00	4.20	4.20	2.80	7.00	4.20	7.00	4.20
7.25	4.35	2.33	2.18	7.25	4.35	4.35	2.90	7.25	4.35	7.25	4.35
7.50	4.50	2.41	2.26	7.50	4.50	4.50	3.00	7.50	4.50	7.50	4.50
7.75	4.65	2.49	2.34	7.75	4.65	4.65	3.10	7.75	4.65	7.75	4.65
8.00	4.80	2.57	2.42	8.00	4.80	4.80	3.20	8.00	4.80	8.00	4.80
8.25	4.95	2.65	2.50	8.25	4.95	4.95	3.30	8.25	4.95	8.25	4.95
8.50	5.10	2.73	2.58	8.50	5.10	5.10	3.40	8.50	5.10	8.50	5.10
8.75	5.25	2.81	2.66	8.75	5.25	5.25	3.50	8.75	5.25	8.75	5.25
9.00	5.40	2.89	2.74	9.00	5.40	5.40	3.60	9.00	5.40	9.00	5.40
9.25	5.55	2.97	2.82	9.25	5.55	5.55	3.70	9.25	5.55	9.25	5.55
9.50	5.70	3.05	2.90	9.50	5.70	5.70	3.80	9.50	5.70	9.50	5.70
9.75	5.85	3.13	2.98	9.75	5.85	5.85	3.90	9.75	5.85	9.75	5.85
10.00	6.00	3.21	3.06	10.00	6.00	6.00	4.00	10.00	6.00	10.00	6.00

## CALCULATION OF THE MAXIMUM ANOMALY

Following Beaufort, the gravity anomaly due to a vertical cylinder of finite depth extent, where the depth to the bottom,  $Z_1$ , is ten times the depth to the top,  $Z_2$ , may be written as given below provided the radius of the cylinder is small compared to  $Z_1$ .

$$\gamma = 2\pi R^2 \alpha g \left( \frac{(Z_1 + Z_2)^2}{Z_1^2} - \frac{(Z_1 - Z_2)^2}{Z_2^2} \right)$$

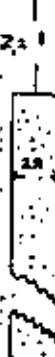
At  $Z_2 = 0$ , the position of the maximum, and for  $Z_2 = 10 Z_1$ ,

$$\gamma = 2\pi R^2 \alpha g \left( \frac{1}{Z_1^2} - \frac{1}{100 Z_1^2} \right) = 2\pi R^2 \alpha g 0.9 Z_1^{-2}$$

For  $Z_1$  and  $R$  expressed in kilometers and the answer in milligals For  $Z_1$  and  $R$  expressed in miles and the answer in milligals

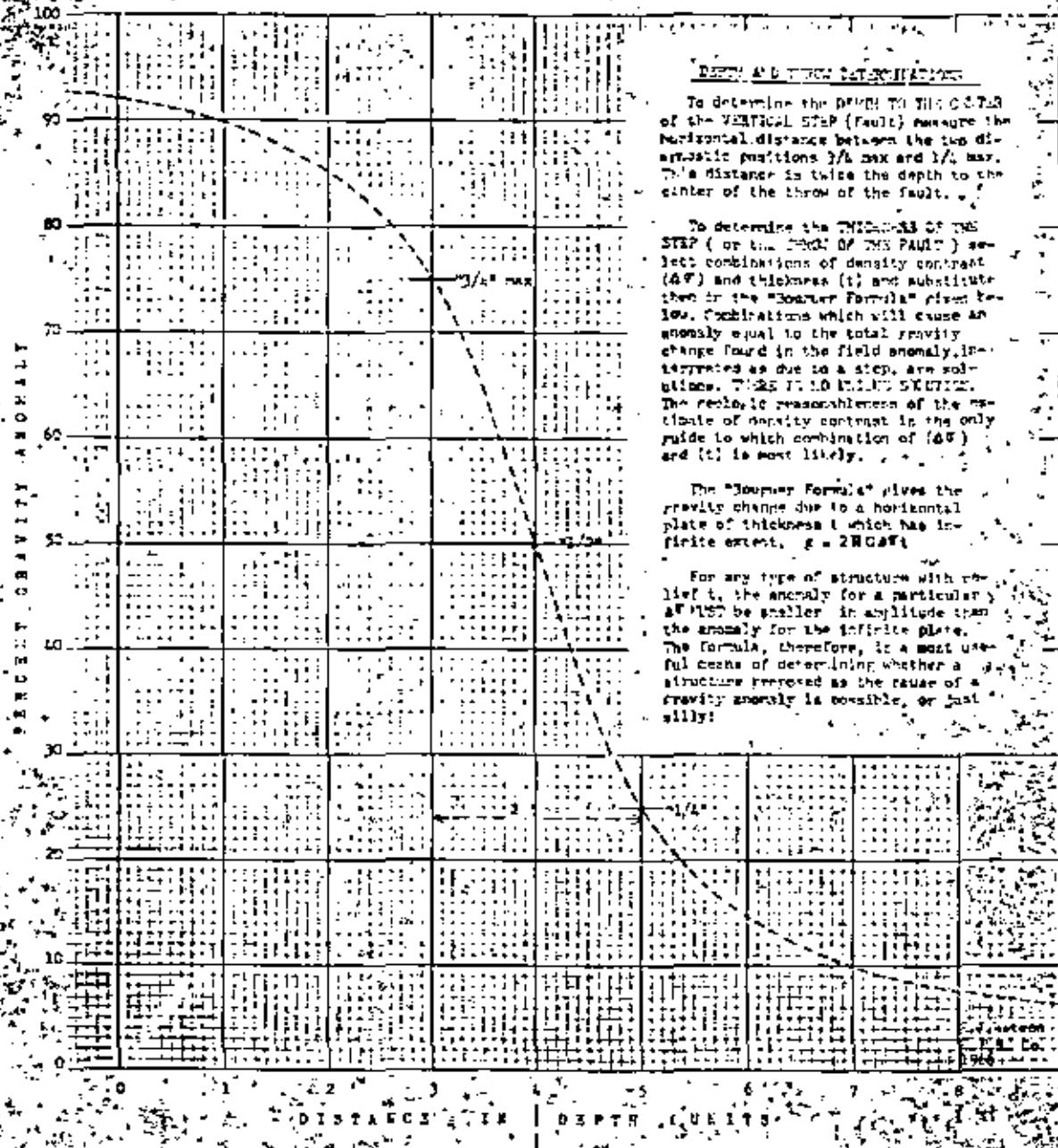
$$\gamma = 5.75 \left( \frac{R^2}{Z_1} \right) \alpha g$$

$$\gamma = 18.66 \left( \frac{R^2}{Z_1} \right) \alpha g$$



Z<sub>1</sub>  
Z<sub>2</sub> = 10

# VERTICAL STEP - Vertical Fault



## CALCULATION OF THE MAXIMUM ANOMALY

The MAXIMUM ANOMALY is  $\Delta g = 2\pi G \Delta \rho t = 2 \times 3.142 \times 6.67 \times 10^{-8} \times (\text{g/cm}) \text{ av.}$

If  $t$  is expressed in kilofeet and the answer is wanted in milligals, use

$$\Delta g = 12.775 \Delta \rho t$$

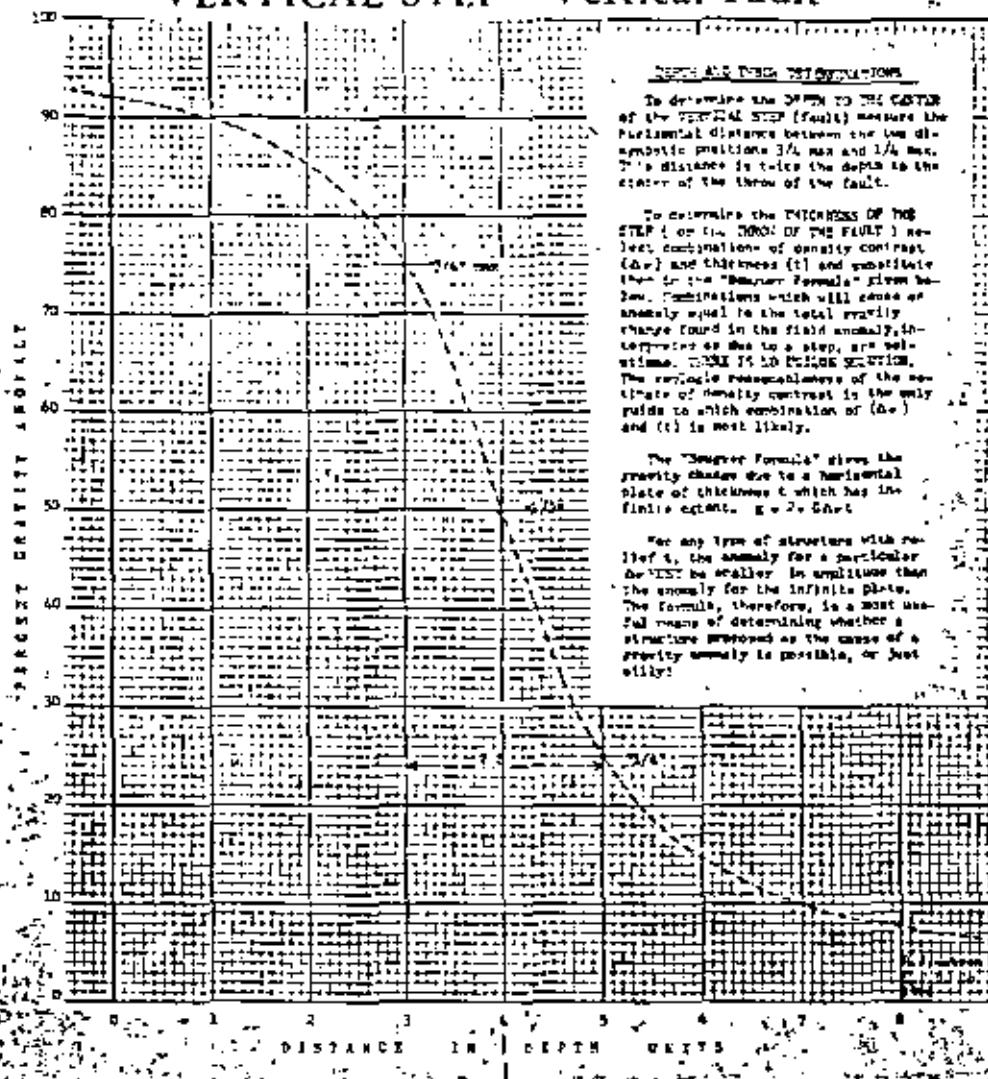
If  $t$  is expressed in kilometers and the answer is wanted in milligals, use

$$\Delta g = 41.945 \Delta \rho t$$

The MAXIMUM ANOMALY due to a VERTICAL STEP (vertical fault) is defined as the change in gravity going from the lowest to the highest part of the S-shaped curve, illustrated below.

Max anomaly

# VERTICAL STEP - Vertical Fault



#### CALCULATION OF THE MAXIMUM ANOMALY

The MAXIMUM ANOMALY is  $\Delta g = 2 \cdot \Delta \rho \cdot g_0 \cdot t = 2 \cdot 0.147 \cdot 9.87 \cdot t$  milligals.

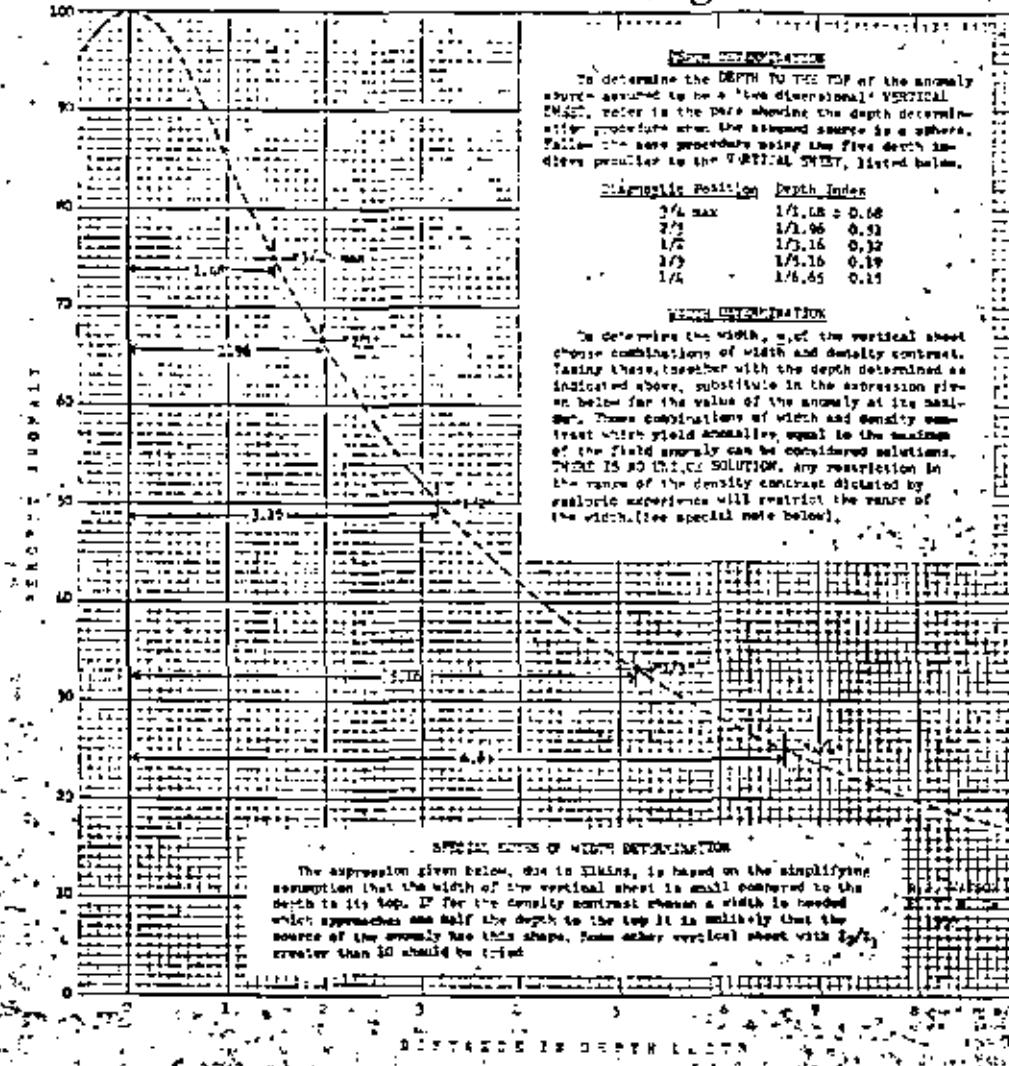
If  $t$  is expressed in kilofeet and the  $\Delta \rho$  is expressed in kilograms and the  $\Delta g$  is wanted in milligals, use  $\Delta g = 12.77 \Delta \rho \cdot t$ . If  $t$  is expressed in kilometers and the  $\Delta \rho$  is wanted in milligals, use  $\Delta g = 43.9 \Delta \rho \cdot t$ .

The MAXIMUM ANOMALY due to a VERTICAL STEP (vertical fault) is defined as the change in gravity going from the lowest to the highest part of the  $\mathbf{I}$ -shaped curve, illustrated below.

The anomaly

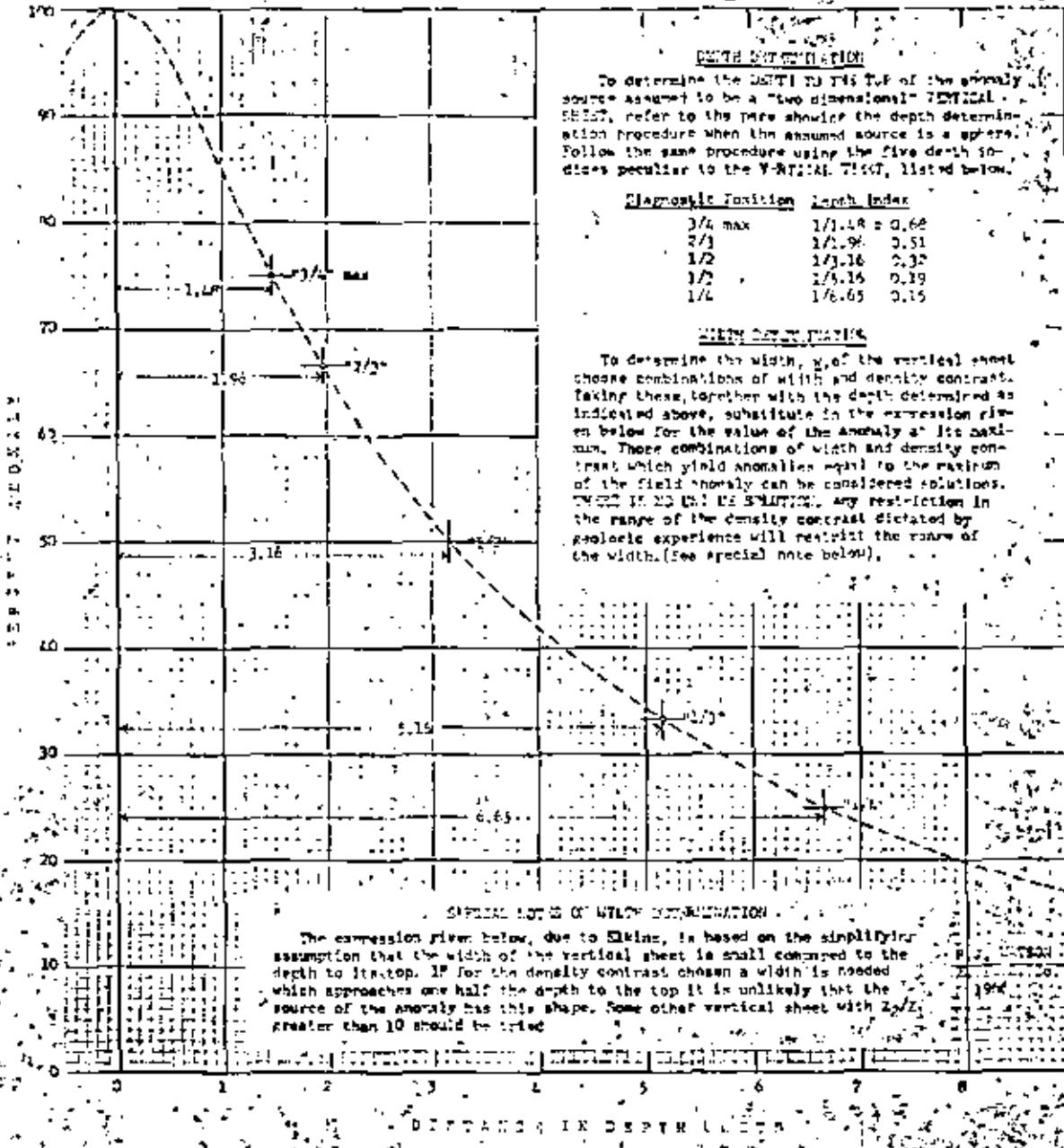
**"GRAVITY" FIG. 5 DEPTH DETERMINATION PROCEDURE FOR A VERTICAL STEP**

# VERTICAL SHEET - Dike, Igneous or Salt



**"GRAVITY" FIG. 4. DEPTH DETERMINATION PROCEDURE FOR A VERTICAL SHEET**

# VERTICAL SHEET - Dike, Igneous or Salt



#### CALCULATION OF MAXIMUM ANOMALY

The expression given below, due to Elkins, is based on the simplifying assumption that the width of the vertical sheet is small compared to the depth to its top. If for the density contrast chosen a width is needed which approaches one half the depth to the top it is unlikely that the source of the anomaly has this shape. Some other vertical sheet with  $Z_2/Z_1$  greater than 10 should be tried.

DISTANCE IN DEPTHS IN METERS



#### CALCULATION OF THE MAXIMUM ANOMALY

Elkins gives the following expression for the gravity anomaly due to a "two-dimensional" vertical sheet where  $b$ , the depth to the bottom, is equal to 10 times the depth to the top  $Z_1$ , and where the width is small compared to  $b$ :

$$\begin{aligned} F &= 2 \cdot gav \cdot \ln(R_2/R_1) \\ &= 2 \cdot gav \cdot 2.3026 \end{aligned}$$

If  $w$  is expressed in kilometers and the answer is in milligals, use:

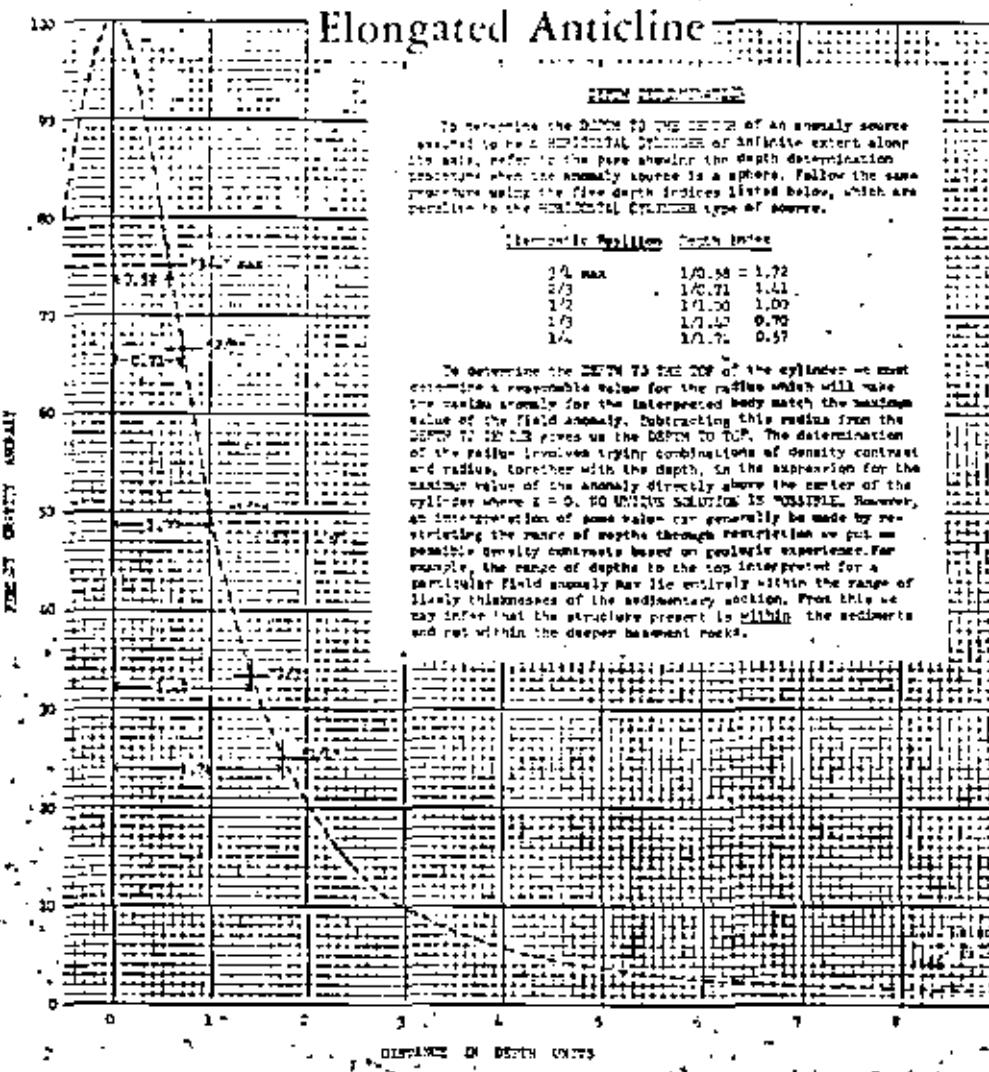
$$F = 39.73048 w$$

If  $w$  is expressed in kilofeet and the answer is in milligals, use:

$$F = 9.3648 w$$

# HORIZONTAL CYLINDER

I-GM-1



To determine the DEPTH TO THE TOP OF THE CYLINDER due to an anomaly source assumed to be a HORIZONTAL CYLINDER of infinite extent along its axis, refer to the page showing the depth determination procedure when the anomaly source is a sphere. Follow the same procedure using the five depth indices listed below, which are applicable to the HORIZONTAL CYLINDER type of source.

#### CHARACTERISTIC POSITION DEPTH INDEX

1/4 MAX	1.00	0.84 = 1.72
2/3	1.00	1.41
1/2	1.00	1.00
1/3	1.00	0.70
1/4	1.00	0.57

To determine the DEPTH TO THE TOP OF THE CYLINDER we must determine a reasonable value for the radius which will make the resulting anomaly for the interpreted body match the maximum value of the field anomaly. Subtracting this radius from the DEPTH TO THE TOP OF THE CYLINDER gives us the DEPTH TO THE TOP. The determination of the radius involves trying combinations of density contrast and radius, together with the depth, in the expression for the maximum value of the anomaly directly above the center of the cylinder where  $z = 0$ . NO UNIQUE SOLUTION IS POSSIBLE. However, an interpretation of some value can generally be made by restricting the range of possible through restriction we put on possible density contrasts based on geological experience. For example, the range of depths to the top interpreted for a particular field anomaly may lie entirely within the range of likely thicknesses of the sedimentary section. From this we may infer that the structure present is within the sediments and not within the deeper basement rocks.

#### CALCULATION OF THE MAXIMUM ANOMALY

The expression for the gravity anomaly due to a horizontal cylinder of infinite extent along its axis, with radius R and density contrast is

$$g = G \cdot 2 \cdot \pi \cdot R^2 \cdot \rho \left[ \frac{1}{2} \cdot \frac{1}{(X^2 + R^2)^{3/2}} \right]$$

At the position of maximum value where  $X=0$

$$g = G \cdot 2 \cdot \pi \cdot R^2 \cdot \rho \cdot \frac{1}{2}$$

For X and R expressed in kilometers and the answer in milligals

$$g = (12.7 \text{ N/m}^2) \cdot \frac{1}{2} \cdot \frac{\rho}{R^2} \cdot \pi \cdot g_0$$

For X and R expressed in kilometers and the answer in milligals

$$g = (12.77 \text{ N/m}^2) \cdot \frac{1}{2} \cdot \frac{\rho}{R^2} \cdot \pi \cdot g_0$$

"GRAVITY" FIG. 2 DEPTH DETERMINATION PROCEDURE FOR A HORIZONTAL CYLINDER



## EL METODO GRAVIMETRICO EN LA EXPLORACION GEOFISICA

CALCULO DE EFECTOS GRAVITACIONALES DE CUERPOS GEOMETRICOS, REGULARES

Problema 1

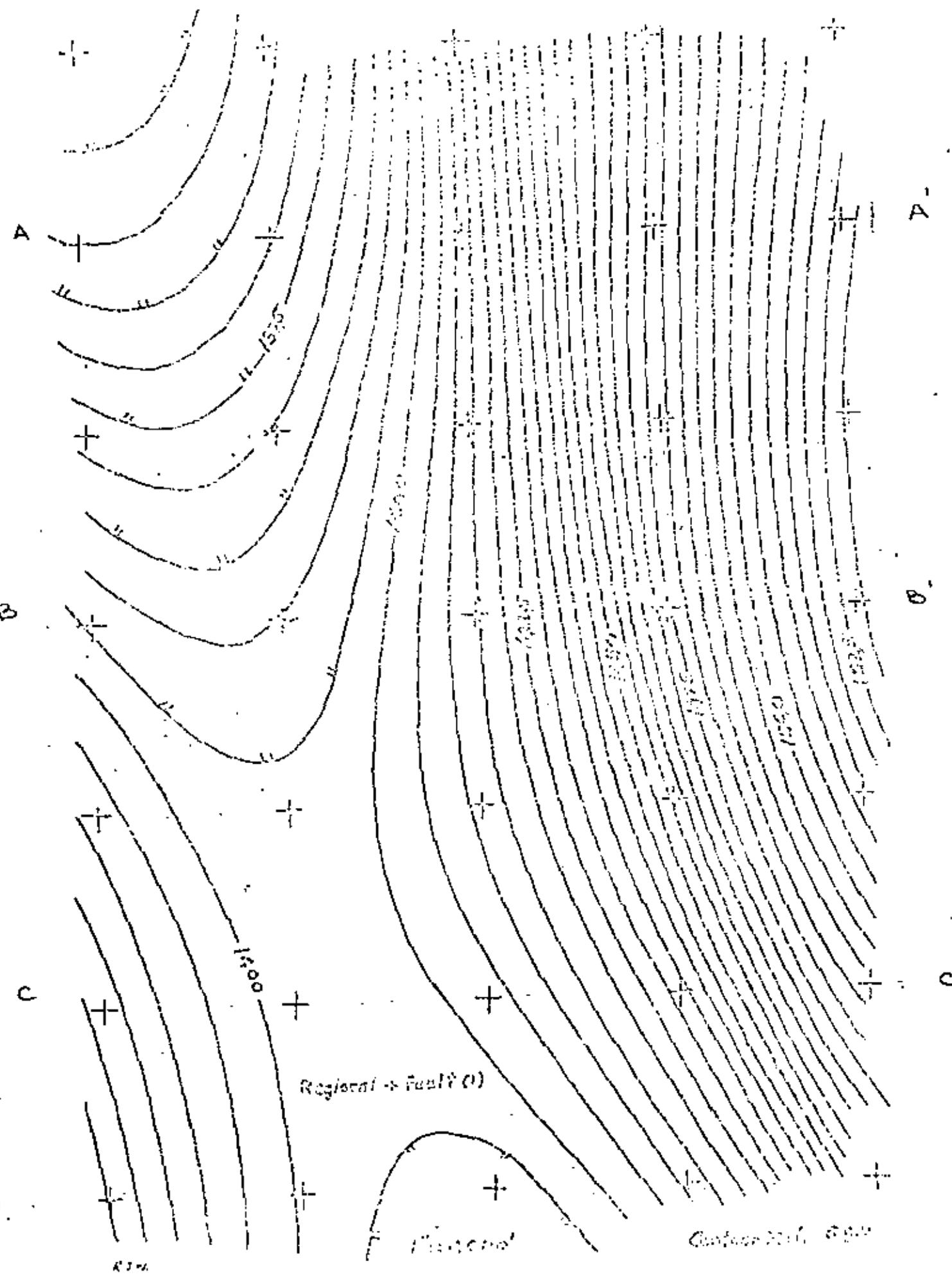
Problema 2

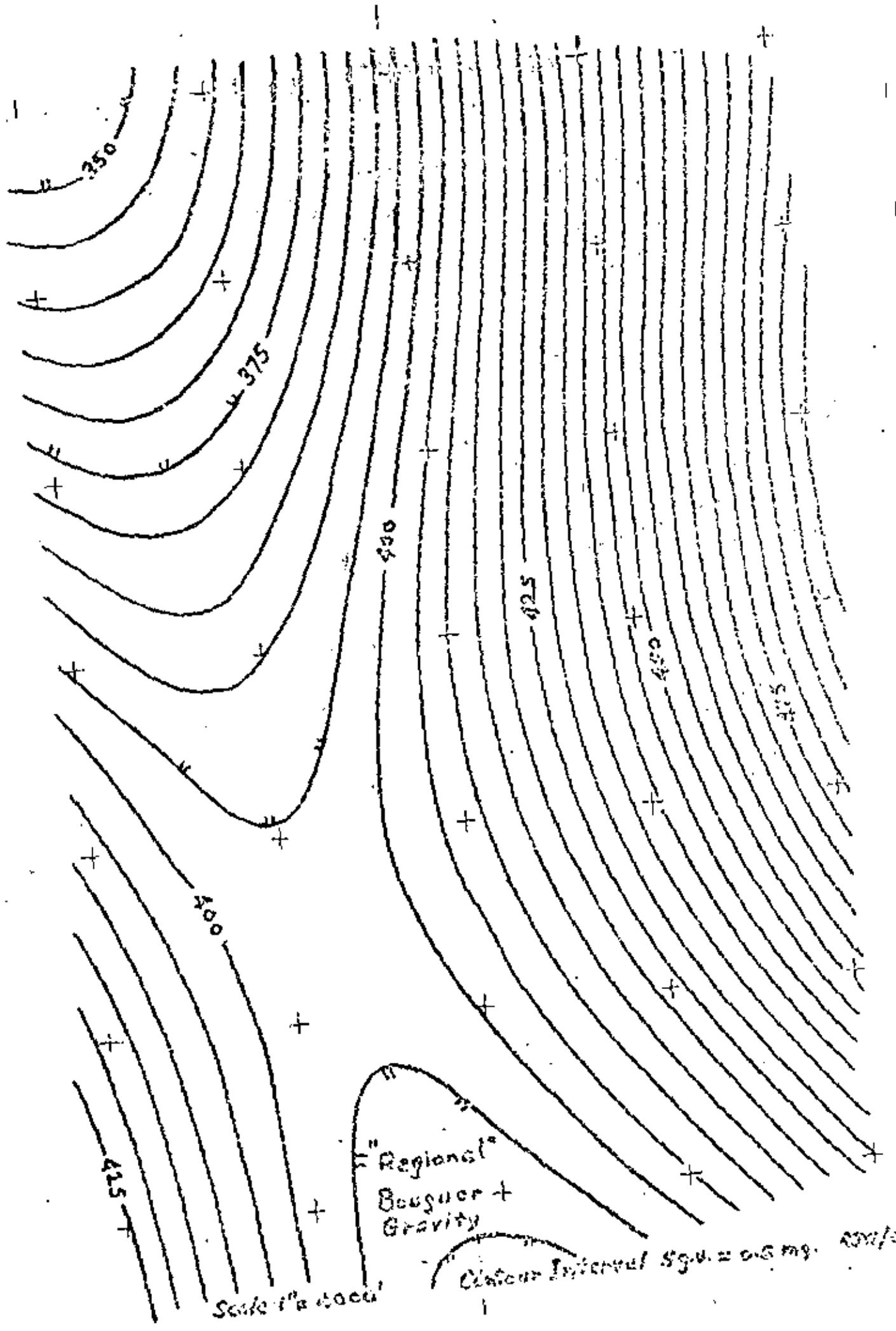
M en C Ricardo Diaz Navarro

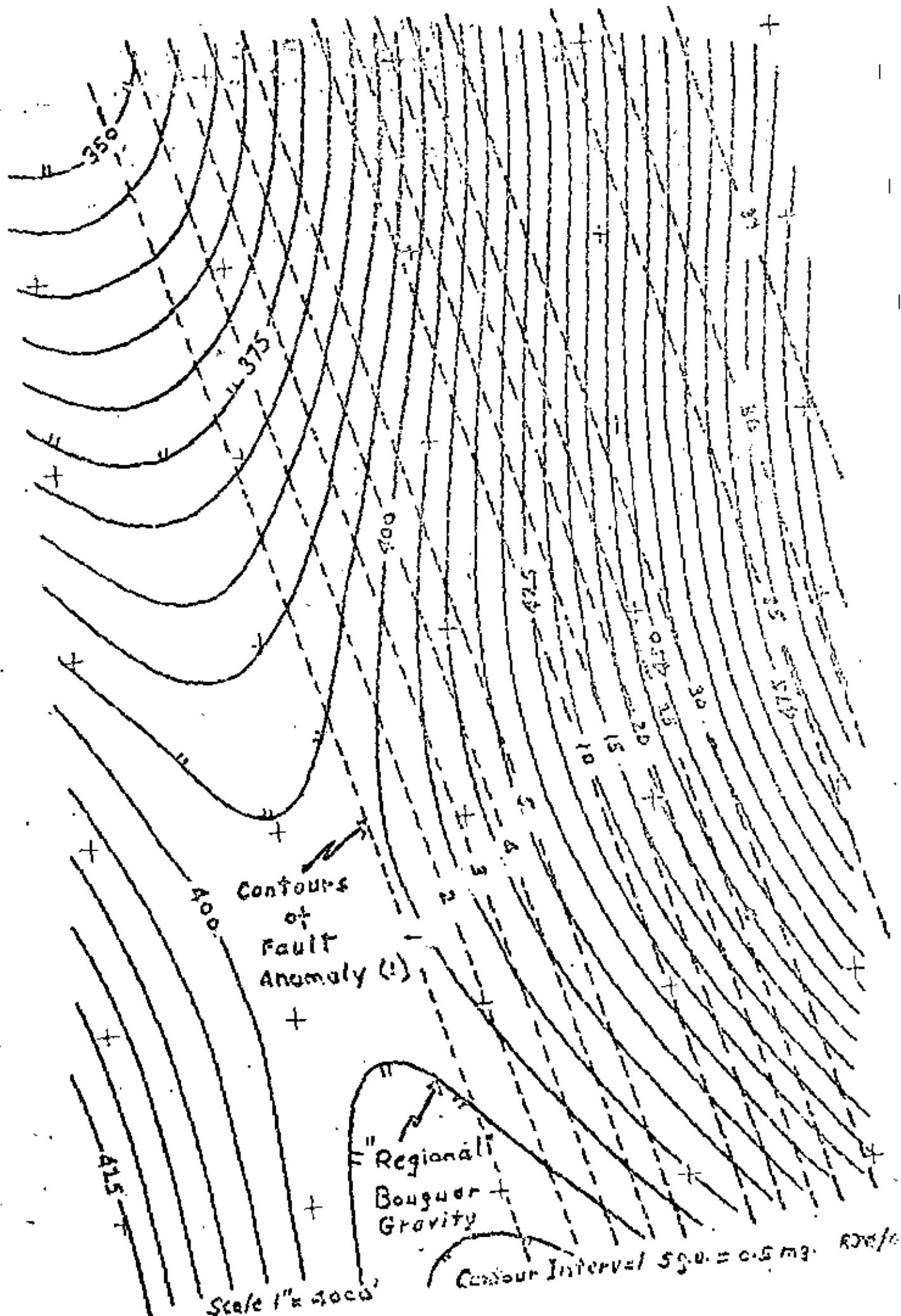
AGOSTO, 1982

### PROBLEMA 1

Obtenga a partir del plano de anomalías de Bouguer adjunto los perfiles AA', BB' y CC'. Estos perfiles deben indicar una anomalia característica de una falla, del análisis de estos perfiles deduzca la traza de la falla indicando la posición del bloque caído y del bloque levantado. También calcule la profundidad Z a que se encuentra la falla y su espesor t. Considere un contraste de densidad de 0.150 gr/cm<sup>3</sup>.





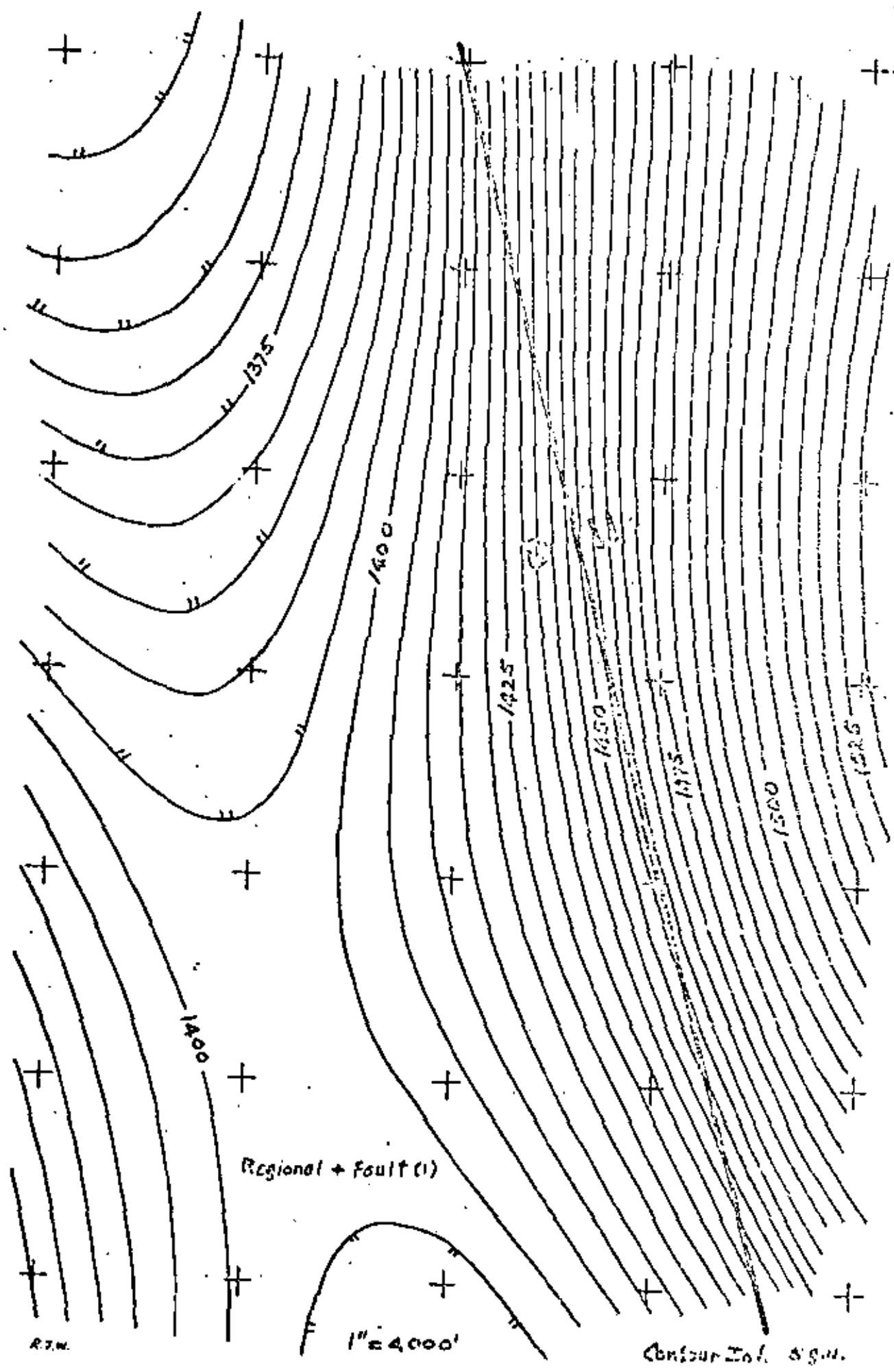


Contours  
of  
Fault  
Anomaly ( $\delta$ )

"Regional  
Bouguer  
Gravity"

Scale 1" x 4000'

Contour Interval S.G.D. = 0.5 mg. R.D.M./sq.



## PROBLEMA 2

Considerando que el plano de anomalías de Bouguer corresponde a un área donde existen domos salinos, encuentre:

- 1.- La configuración del plano de anomalías de Bouguer.
- 2.- La separación regional - residual por el método gráfico.
- 3.- Si resulta una anomalía aproximadamente circular, obtenga las dimensiones del domo salino considerando un contraste de densidad de  $0.2 \text{ gr/cm}^3$ .

15.5 x	19.2 x	22.3 x	25.3 x	27.4 x	27.6 x	27.8 x
16.8	20.2	22.9	23.9	25.2	27.2	28.9
17.3 x	20.4 x	22.3 x	22.5 x	23.4 x	24.9 x	27.5 x
17.1	19.6 x	20.9 x	21.9 x	22.3 x	23.6 x	24.1 x
16.5 x	18.2 x	19.8 x	20.4 x	20.7 x	22.1 x	23.8 x
15.0 x	16.5 x	17.5 x	18.0 x	18.5 x	18.7 x	18.8 x
13.0 x	14.3 x	14.9 x	15.3 x	15.3 x	15.3 x	15.1 x
10.8 x	11.7 x	12.0 x	12.2 x	12.2 x	12.0 x	11.6 x
9.0 x	9.2 x	9.0 x	9.0 x	9.0 x	8.5 x	8.0 x

1 km

ANOMALIAS DE  
BOUGUER



**PHASE IV  
INTERPRETATION  
EXERCISE XXIVc**

**REGIONS: INTERPRETATION**

**FOR 1  
GEOLOGIC**

-0.5  
°

$\phi = 0.4$        $\phi = 0.7$

$\phi = 0.5$	$\frac{+}{-} 1.2$	$\phi = 0.7$	$\phi = 0.6$	$\phi = 0.2$	$\phi = 0.5$	$\frac{+}{-} 0.6$	$\phi = 0.0$
--------------	-------------------	--------------	--------------	--------------	--------------	-------------------	--------------

$\phi = 0.0$	$\phi = 0.3$	$\phi = 0.4$	$\phi = 0.5$
--------------	--------------	--------------	--------------

$\phi = 0.0$	$\phi = 1.0$	$\phi = 0.2$	$\phi = 1.1$	$\phi = 1.2$	$\phi = 1.1$	$\phi = 0.0$	$\phi = 0.7$
--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------

$\phi = 1.0$	$\phi = 1.0$	$\phi = 0.2$	$\phi = 1.0$	$\phi = 0.0$	$\phi = 0.2$	$\phi = 0.3$	$\phi = 1.1$
--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------

$\phi = 0.1$	$\phi = 0.4$	$\phi = 0.0$
--------------	--------------	--------------

$\phi = 0.6$	$\phi = 0.0$	$\phi = 0.3$	$\phi = 0.3$	$\phi = 1.0$	$\phi = 0.3$	$\phi = 0.2$	$\phi = 0.1$
--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------

$\phi = 0.6$

$\phi = 1.0$	$\phi = 1.2$	$\phi = 0.2$	$\phi = 0.5$	$\phi = 0.6$	$\phi = 0.1$	$\phi = 0.1$	$\phi = 1.0$
--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------

$\phi = 0.2$	$\phi = 0.2$
--------------	--------------

$\phi = 0.0$	$\phi = 0.5$	$\phi = 0.6$	$\phi = 0.0$	$\phi = 0.0$	$\phi = 0.4$	$\phi = 0.6$
--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------

$\phi = 0.4$	$\phi = 1.1$
--------------	--------------

$\phi = 1.1$	$\phi = 0.6$	$\phi = 0.6$	$\phi = 1.2$	$\phi = 1.1$	$\phi = 1.1$	$\phi = 0.3$
--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------

$\phi = 0.4$	$\phi = 1.1$	$\phi = 0.0$	$\phi = 0.0$	$\phi = 0.0$	$\phi = 1.0$
--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------

$\phi = 1.0$	$\phi = 0.2$	$\phi = 0.5$	$\phi = 0.0$	$\phi = 0.0$	$\phi = 0.9$	$\phi = 1.1$
--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------

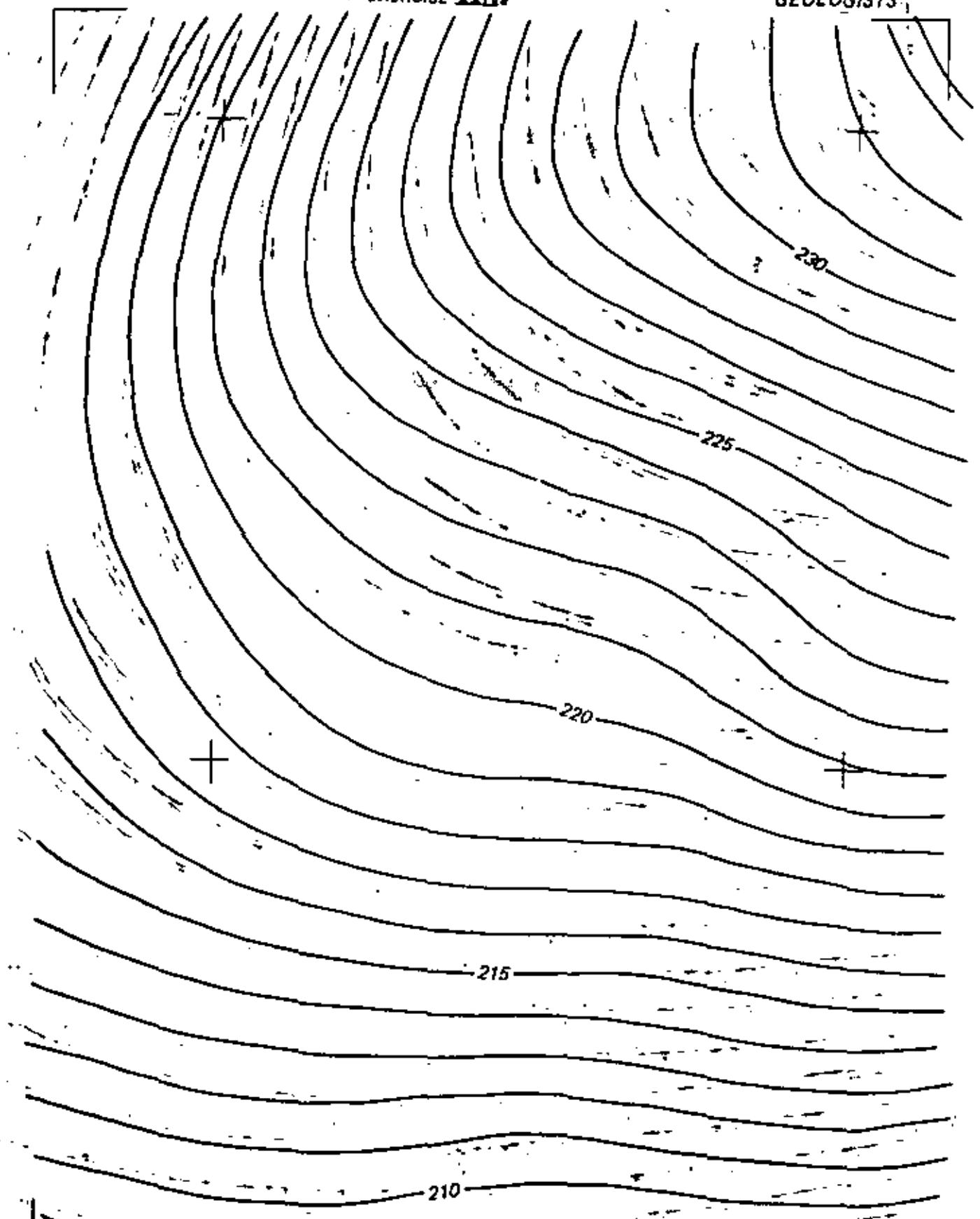
$\phi = 0.0$	$\phi = 1.1$	$\phi = 0.2$	$\phi = 0.4$	$\phi = 0.1$	$\phi = 0.6$	$\phi = 1.0$
--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------	--------------

$\phi = 0.2$	$\phi = 0.0$	$\phi = 1.1$	$\phi = 1.0$
--------------	--------------	--------------	--------------

**"Noise"**

PHASE IV  
INTERPRETATION  
EXERCISE XXIV

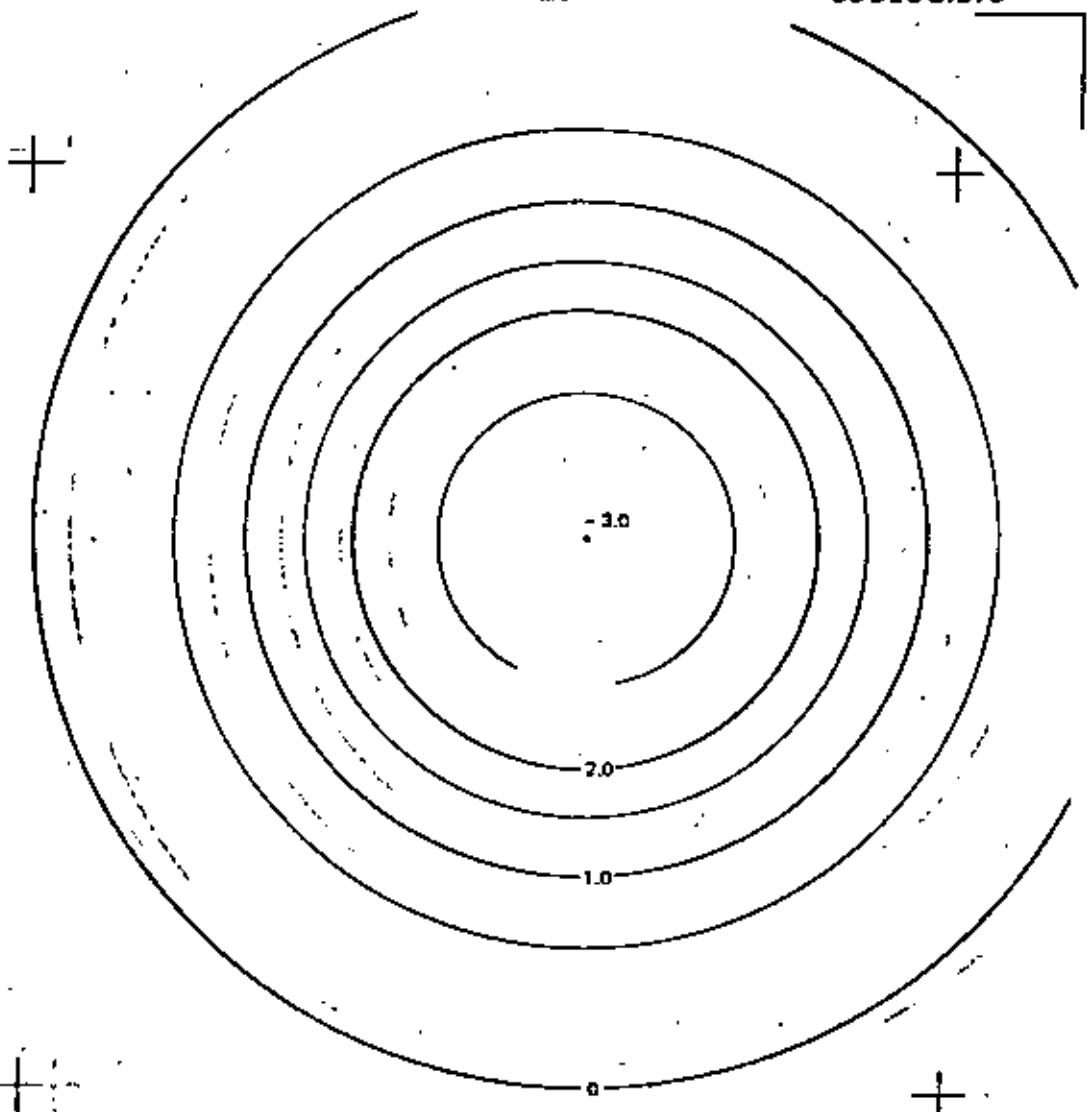
SEISMIC INTERPRETATION  
FOR  
GEOLOGISTS



MACHINE CONTOURING (WITH SMOOTHING) OF THE SUM OF  
REGIONAL, "NOISE", AND ANOMALY

PHASE IX  
INTERPRETATION  
EXERCISE XXXIV

SEISMIC INTERPRETATION  
FOR  
GEOLOGISTS



"Anomaly"