CONSULTORES Y CONTRATISTAS
DE
GEOLOGIA Y GEOFISICA

Compañía Mexicana de Exploraciones, S. A.

RIO BALSAS 101 8º. PISO APDO. POSTAL 5-255
MEXICO 5. D. F.
TELS. 533-62-46

C A A, S.A.

EXPLORACION

Y

PERFORACION

Bruselas No. 10 3er. Piso Tel. 546-63-77

MEXICO 6, D. F.

BOLETIN

de la

Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración

S U M A R I O

ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION

Este boletín no se hace responsable de las ideas emitidas en los artículos que se publiquen, sino sus respectivos autores.

Este boletín se publica cada tres meses y se distibuye gratuitamente a los socios.

Cuota anual para miembros de la AMGE	$ 200.00
Subscripción anual (no socios)	$ 250.00
Números sueltos	$ 75.00

Para todo asunto relacionado con el boletín: manuscritos, asuntos editoriales, subscripciones, descuentos especiales a bibliotecas públicas o Universidades, publicaciones, anuncios, etc., dirigirse a:

ING. ANTONIO DEZA S .
Apdo. Postal 53-077
México 17, D.F.

Imprenta VERDIGUEL
Mar de Japón 39-A
México 17, D.F.
Tel. 527-42-68

INVERSION DE ANOMALIAS GRAVIMETRICAS

M en C. RICARDO DIAZ NAVARRO *

RESUMEN

El problema de inversión de anomalías gravimétricas o problema del potencial inverso es el siguiente: dada la atracción o potencial gravimétrico, encontrar la distribución de masa que produce dicha anomalía. - Este problema se resuelve por aproximaciones sucesivas en donde la forma inicial de la estructura se modifica contínuamente hasta que la atracción gravimétrica calculada se ajuste dentro de ciertos límites específicos con la anomalía observada.

Transformando el problema al dominio de la frecuencia, se puede calcular de una manera muy aproximada la forma inicial de la estructura responsable de la anomalía para problemas bidimensionales y tridimensionales, cuando se tiene un solo contraste de densidad.

Se realiza la inversión de seis perfiles teóricos. Los resultados son excelentes si el cuerpo que produce la anomalía no posee cambios bruscos entre los puntos de ajuste, en caso contrario hay necesidad que el método iterativo continue varios ciclos adelante.

INTRODUCCION

El mapa de anomalías de Bouguer se compone de dos partes, una que da un efecto regional caracterizado por componentes de baja frecuencia sobrepuesto a otro efecto caracterizado por anomalías locales, conocidas como anomalías residuales. Desde el punto de vista de interpretación es importan

* Instituto Mexicano del Petróleo.

te encontrar la forma de la estructura que da lugar a este campo potencial residual.

El propósito de este trabajo es la de mostrar paso a paso el desarrollo matemático que da lugar al cálculo de la estructura inicial al algoritmo iterativo, y que resulta en un gran número de modelos de solución conocida, muy aproximada a la estructura geológica real.

Se ha publicado bastante acerca de la ambiguedad en la solución del problema del potencial inverso, esto es, varias estructuras geológicas producen la misma atracción gravimétrica, aún si la anomalía se debe a un solo contraste de densidad. La ambiguedad en la solución se puede eliminar si al menos una frontera de la distribución de masa del cuerpo anómalo se conoce, por lo tanto y con el fin de mantener el problema simple daremos como parámetro en el ajuste de la anomalía una profundidad constante a la base de la formación geológica (Fig. 1). Esta suposición no produce una restricción seria al problema, ya que en la práctica se puede aplicar a una gran variedad de situaciones geológicas reales.

AJUSTE BIDIMENSIONAL

La componente vertical de la atracción gravimétrica en cualquier punto con coordenadas (x,y,z) debida a un cuerpo que ocupa un volúmen está dada de acuerdo a la ley de gravitación universal de Newton.

$$a(x,y,z) = G \iiint_V \frac{\rho(x',y',z') \quad (z-z') \, dx' \, dy' \, dz'}{\left[(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2\right]^{3/2}} \qquad (1)$$

donde G = constante de gravitación universal

$\rho \ (x',y',z')$ = contraste de densidad en cualquier punto localizado dentro del volúmen que ocupa la estructura geológica.

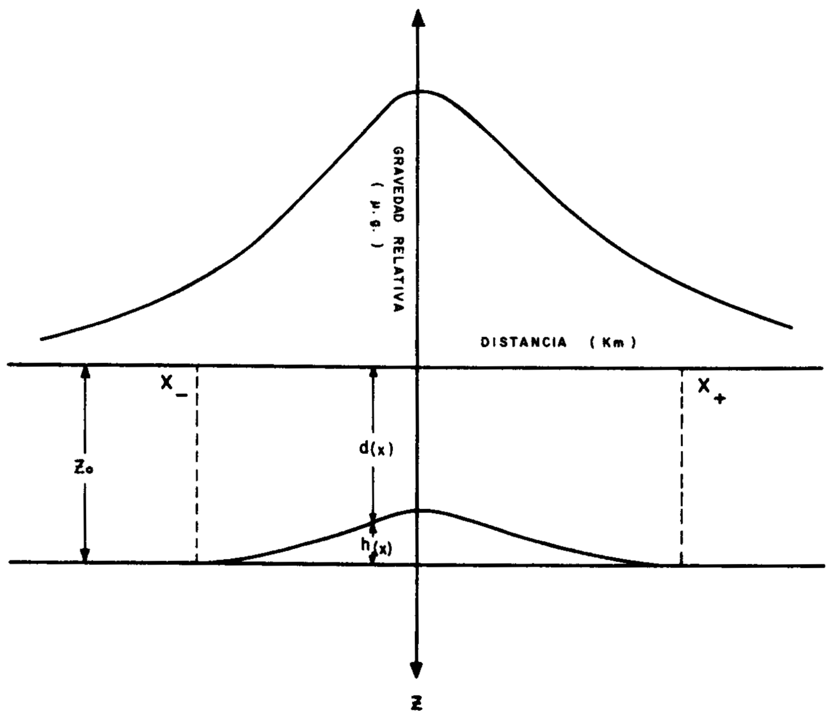


FIG. 1.- ANOMALIA GRAVIMETRICA DEBIDA A UNA ESTRUCTURA SITUADA A UNA PROFUNDIDAD Z_o

En el caso de dos dimensiones, se hace la suposición que el cuerpo anómalo se extiende al infinito en la dirección $y-$, entonces el perfil coincide con la dirección $X'X$ (Fig. 1), y la fórmula (1) se reduce a:

$$a(x) = 2G \iint \frac{\rho(x',y')\, z'\, dx'\, dz'}{(x-x')^2 + z'^2} \qquad (2)$$

Debido a que el perfil gravimétrico es finito en longitud y con el fin de evitar problemas de convergencia en la solución, se hace la suposición que el espesor de la masa anómala es nula fuera de la región definida entre $-x(-)$ y $+x(+)$. La base de la formación está definida por una profundidad constante Zo, su tope varía con la distancia X y está definido por la función $d(x)$. Ahora si consideramos la densidad constante se obtie tiene

$$a(x) = 2G\rho \int_{-x-}^{x+} dx' \int \frac{z'\, dz'}{(x-x')^2 + z'^2} \qquad (3)$$

Integrando con respecto a Z y extendiendo los límites de integración al infinito, ya que fuera de la estructura no hay contribución a la atracción $a(x)$

$$a(x) = G\rho \int_{-\infty}^{\infty} dx' \ln \frac{(x-x')^2 + z_0^2}{(x-x')^2 + d(x')^2} \qquad (4)$$

Definiendo $h(x') = Z_0 - d(x')$ se obtiene

$$a(x) = G\rho \int_{-\infty}^{\infty} dx' \ln \frac{(x-x')^2 + Z_0^2}{(x-x') + \left[Z_0 - h(x')^2 \right]} \qquad (5)$$

$$\cong -G\rho \int_{-\infty}^{\infty} dx' \ln \left[1 - \frac{2Z_0 h(x')}{(x-x')^2 + Z_0^2} \right] \qquad (6)$$

siempre y cuando $h(x') << Z_0$

Finalmente desarrollando el integrando en serie de Taylor, conservando terminar lineales en $h(x')$, ya que estamos considerando el caso que $h(x') << Z_0$

$$a(x) = 2G\rho \int_{-\infty}^{\infty} \frac{h(x')\ dx'}{(x-x')^2 + z_o^2} \qquad (7)$$

Esta integral tiene la forma de la integral de convolución que se estudia en sistemas lineales. De acuerdo con esta teoría el proceso convolución en el dominio espacial es equivalente a multiplicación en el dominio de la frecuencia. El lector que no esté familiarizado con la teoría de los sistemas lineales puede consultar las referencias que se citan al final de este artículo se mencionan.

La ecuación equivalente a (7) en el dominio de la frecuencia requiere la aplicación de la transformada de Fourier a dicha ecuación. La transformada de Fourier unidimensional de una función h(x) se define como:

$$F\left[h(x)\right] = \int_{-\infty}^{\infty} h(x)\, e^{-2\pi kx} dx \qquad (8)$$

Aplicando la transformada de Fourier a la ecuación (7) se obtiene:

$$F\left[a(x)\right] = 2G\rho z_o\ F\left[h(x)\right]\ F\left[\frac{1}{x^2+z_o^2}\right] \qquad (9)$$

Con el fin de obtener una expresión más compacta se hacen las siguientes definiciones

$$F\left[a(x)\right] = A(k)$$
$$F\left[h(x)\right] = H(k)$$
$$F\left[1/(x^2+z_o^2)\right] = S(k) \qquad (10)$$

y entonces la ecuación (9) queda como:

$$A(k) = 2G\rho z_o\ H(k)\ S(k) \qquad (11)$$

Procedamos a evaluar a $S(k)$

$$S(k) = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{x^2+z^2}\ e^{-i2\pi kx}\ dx$$

El integrando es una función par, entonces la integral anterior se simplifica a :

$$S(k)=2\int_0^{\infty}\frac{1}{x^2+z^2}\cos 2\pi kx \; dx$$

$$S(k)=\frac{\pi}{z_o}e^{-2\pi|k|\,z_o} \tag{12}$$

Substituyendo este valor en la ecuación (11) se obtiene:

$$A(k)=2\pi G\rho \quad e^{-2\pi|k|\,z_o} \quad H(k)$$

$$ó \quad H(k)=\frac{1}{2\pi G\rho}\; e^{2\pi|k|\,z_o} \quad A(k) \tag{13}$$

Se tiene una dificultad muy seria en la convergencia de esta solución debido a la presencia del término $e^{2\pi|k|z_o}$ y formalmente no existe solución al menos que A(K) se atenúe mas rapidamente que la exponencial. El término $A(k)e^{2\pi|k|z_o}$ es numericamente igual a la continuación hacia abajo una distancia Zo, ó sea que estaremos realizando la continuación hasta la fuente que produce la anomalía y en consecuencia las frecuencias altas, asociadas generalmente con ruido y errores de truncamiento en los datos, se multiplicarán por factores exponenciales excesivamente grandes. Por tal motivo será necesario aplicar un filtro de suavizamiento a los datos observados. En gravimetría, el tener una anomalía de baja frecuencia es posible fisicamente ya que las longitudes de onda cortas se producen generalmente por estructuras cerca de la superficie que aquellas más profundas. En nuestro caso la fuente gravimétrica se encuentra a una cierta profundidad Zo, entonces el filtro empleado se justifica plenamente. Aprovechando la experiencia adquirida en técnicas de suavizamiento, se escogerá un filtro de bajas frecuencias del tipo Hanning (Fig. 2) dado por

$$B(K)=1 \qquad o \le k \le k_b$$

$$B(K)=1/2\left[1+\cos\left(\pi\frac{k-k_b}{k_a-k_b}\right)\right]$$

$$k_a \le k \le k_b$$

$$B(K)= o \qquad k > k_b \tag{14}$$

donde k_b y k_a son las frecuencias de corte correspondientes a las frecuencias alta y baja respectivamente, las cuales se escogen a partir del espectro de amplitud de la anomalía.

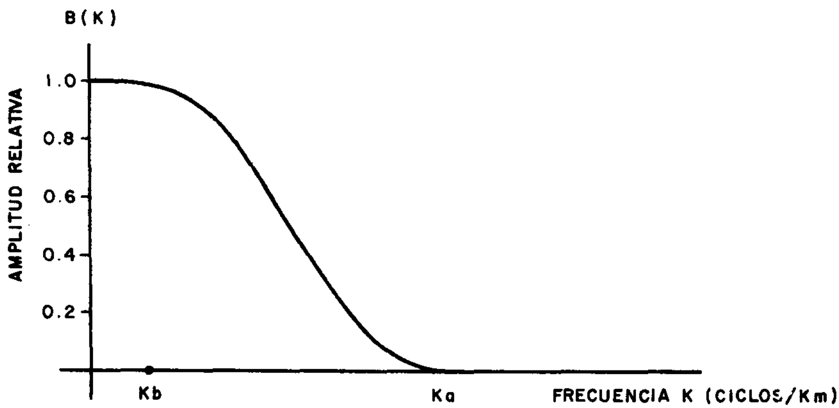


FIG. 2 FILTRO DE HANNING

Las frecuencias de corte se dan al programa de computadora previo a un análisis de frecuencias a la información o simplemente dando la amplitud relativa y que el programa calcule las frecuencias correspondientes.

Aplicando el filtro de suavizamiento definido por la acuación (14), la ecn (13) queda

$$H(k) = \frac{1}{2\pi G\rho} e^{2\pi|k| z_o} \quad A(k) \quad B(k) \tag{15}$$

Finalmente las profundidades h(x) se calculan mediante la transformada inversa de Fourier definida por

$$h(x) = F^{-1}(H(k)) = \int_{-\infty}^{\infty} H(k) \quad e^{2\pi ikx} \quad dk \tag{16}$$

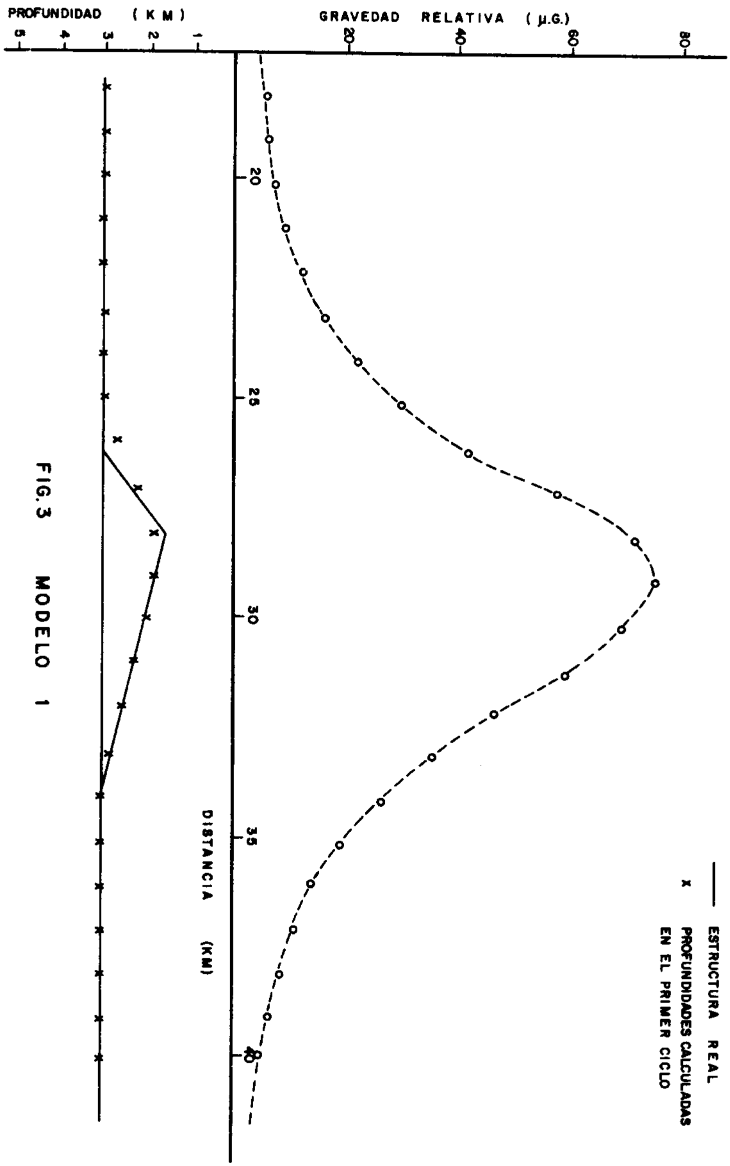


FIG. 3 MODELO 1

La ecuación equivalente a la ecn (15) en el dominio del espacio es

$$h(x) = \frac{1}{2\pi G\rho} F^{-1}\left[e^{2\pi|k|z_0} A(k) \ B(k) \right] \qquad (17)$$

Esta última ecuación es la que se tiene que programar para calcular la forma de la estructura inicial que produce una determinada anomalía gravimétrica.

En la literatura se menciona un algoritmo conocido como la Transformada de Fourier rápida diseñado por J.W. Cooley y J.W. Tukey en 1965.- Sin este algoritmo el método de inversión de anomalías sería excesivamente costoso y desde el punto de vista práctico sería prohibitivo implementarlo.

La ventaja que tiene el uso del algoritmo de Cooley-Tukey para obtener la Transformada de Fourier discreta, es la de reducir el tiempo de computadora. Aplicando el método directo para transformación de una señal muestreada en N puntos el tiempo necesario es proporcional a N $\text{Log}_2 N$ y la razón de tiempo comparada con el algoritmo rápido es:

$$N \log_2 N / N^2 = \log_2 N/N$$

Simplemente para tener una idea del ahorro en tiempo máquina si N = 1024, la transformada será 100 veces más rápida comparada con el metodo convencional. La transformada rápida requiere que el número de puntos N se pueda expresar como una potencia entera del número 2, esto es, el número total de datos = 2^N. En las aplicaciones que más adelante se muestran, N toma valores de 6 y 7, correspondientes a 64 y 128 muestras.

La ecuación (17) da la forma del perfil inicial en el método iterativa. Usando el método propuesto por Talwain, Worsel yLandifman (Ref.1), se puede calcular el efecto gravimétrico del cuerpo definido por las alturas H(x) calculadas por ecn (17).

Si llamamos Δ g, la diferencia entre la atracción observada y la calculada, se pueden calcular otras alturas usando el criterio de la lámina infinita de Bouger, $\Delta g = ($ a observada $-$ a calculada $= 2\pi G \rho \; \Delta h$

$$\text{o} \qquad \Delta h = \frac{\Delta g}{2\pi G \rho} \qquad (18)$$

El proceso se repite hasta que la diferencia entre la atracción observada y la calculada sea menor que una tolerancia especificada en el programa. El criterio generalmente usado es el de la raíz cuadrática media:

$$\sqrt{\sum_{n=1}^{N} \frac{1}{N} (\Delta g)^2} \leq \epsilon \qquad (19)$$

donde ϵ es la tolerancia permitida en el ajuste.

Se muestra en la siguiente tabla los parámetros escogidos en el proceso de los modelos geológicos estudiados.

	MODELO 1	MODELO 2	MODELO 3	MODELO 4
NUMERO DE DATOS	64	128	128	128
CONTRASTE DE DENSIDAD	0.2	0.2	0.2	0.2
INTERVALO DE MUESTREO (Km	1	1	1	1
FRECUENCIAS DE CORTE (ciclos/ km)	0, 17/64	2/128,18/128	2/128,18/128	2/128,18/128

El tiempo de computación total incluyendo graficación por impresora empleado en el cálculo de los 4 perfiles originales fué de 3 min. en una computadora IBM-360-44.

A continuación se tiene los resultados obtenidos en la inversión de los 4 perfiles de estudio.

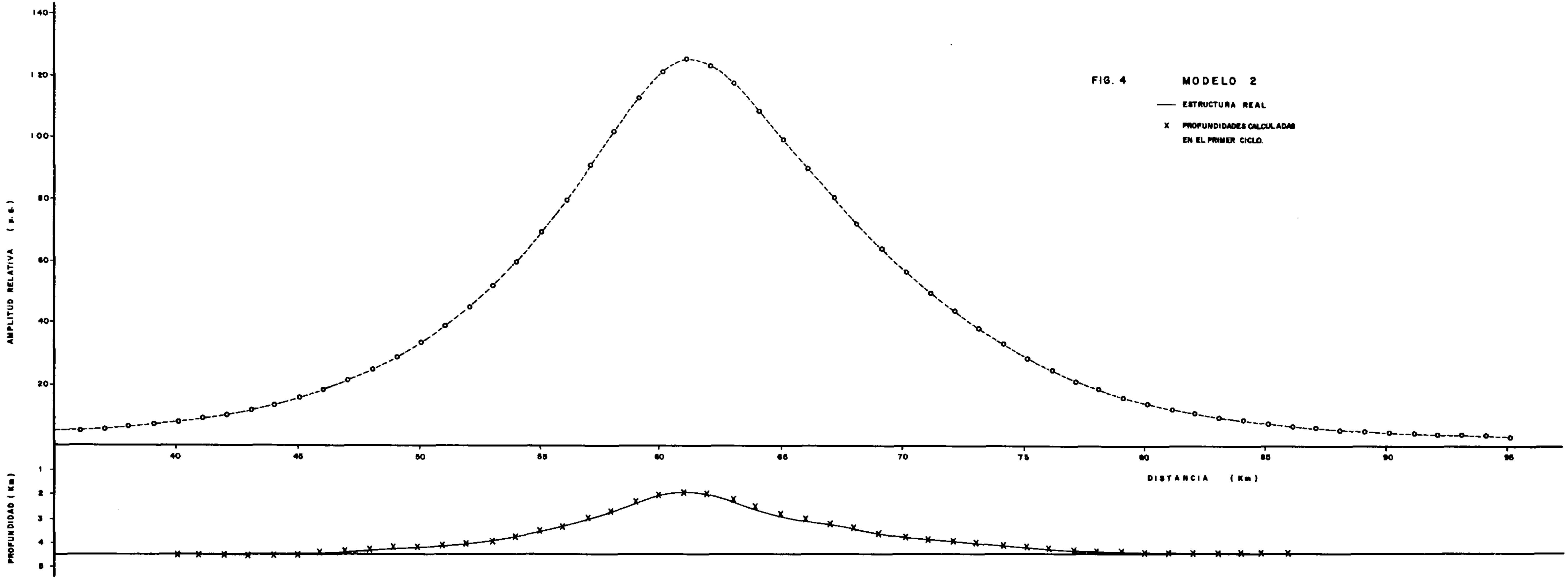


FIG. 4 MODELO 2

— ESTRUCTURA REAL

x PROFUNDIDADES CALCULADAS EN EL PRIMER CICLO.

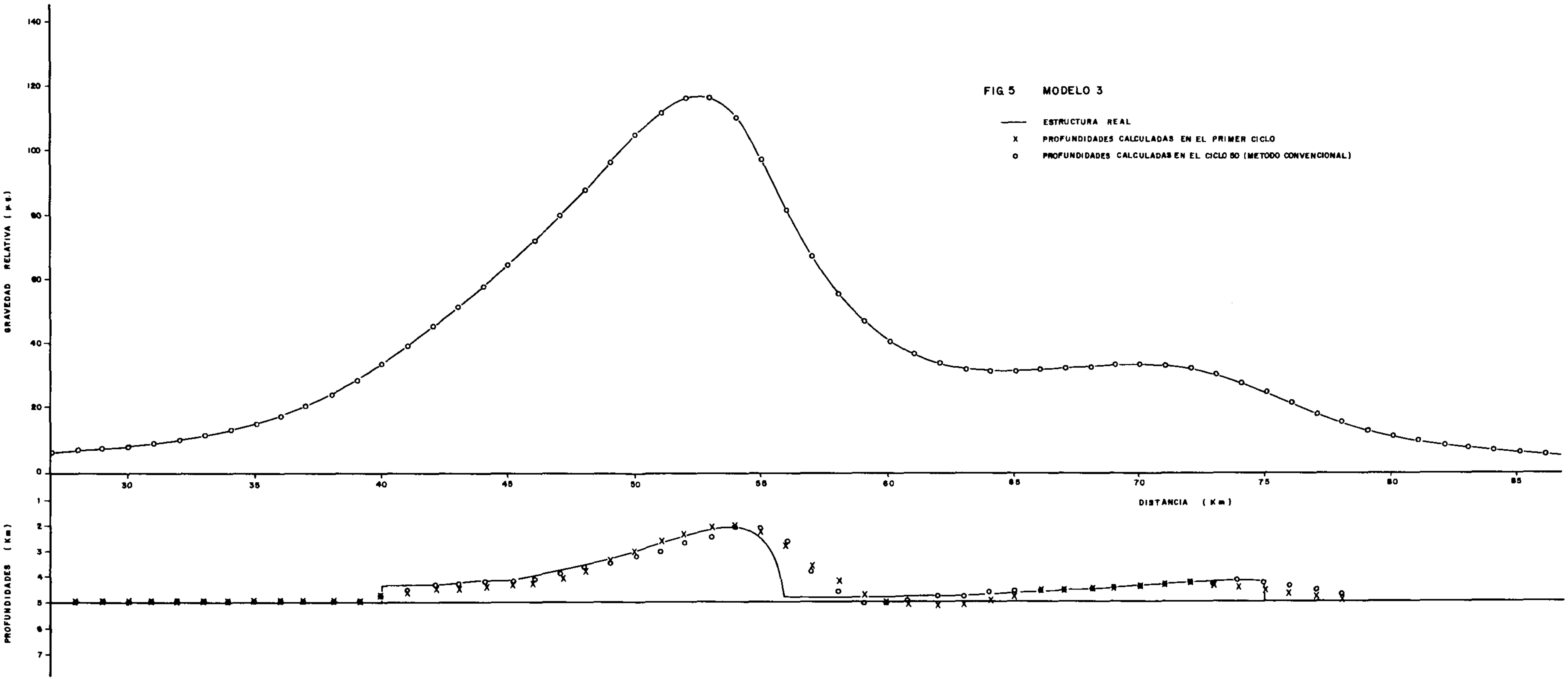


FIG 5 MODELO 3

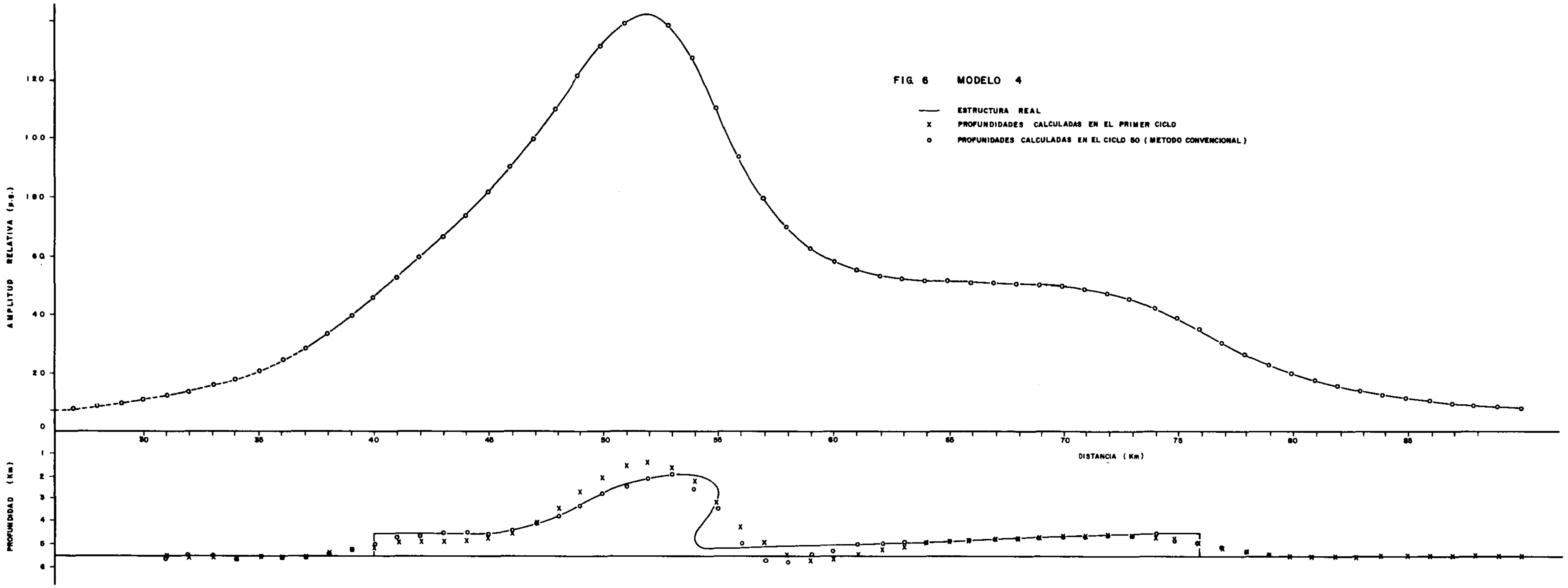


FIG. 6 MODELO 4

AJUSTE TRIDIMENSIONAL

La inversión de anomalías gravimétricas debidas a cuerpos tridimensionales, se hará bajo las mismas consideraciones que las del caso bidimensional, i, e, la anomalía es causada por en solo constraste de densidad y la profundidad de la base de la formación geológica definida por el plano $Z = Zo$ es conocida.

Refiriendonos a la Figura 7, el efecto gravimétrico en cualquier punto P(x,y,o) debido a un elemento de volúmen dx'dy'dz' localizado en Q(x',y',z') está dado por:

$$a(x,y) = G\rho \iiint \frac{z'\,dx'\,dy'\,dz'}{\left[(x-x')^2+(y-y')^2+z'^2\right]^{3/2}} \qquad (20)$$

Realizando primero la integración con respecto a Z' se obtiene

$$a(x,y) = G\rho \int_{-\infty}^{\infty} dn \int_{-\infty}^{\infty} dv \int_{d(u,v)}^{z_o} \frac{z'\,dz'}{\left[(x-x')^2+(y-y')^2+z'^2\right]^{3/2}} \qquad (21)$$

$$a(x,y) = -G\rho \int_{-\infty}^{\infty} dx' \int_{-\infty}^{\infty} dy' \left[\frac{1}{(R^2+z_o^2)^{1/2}} - \frac{1}{(R^2+d^2)^{1/2}}\right]$$

donde $R^2 = (x-x')^2+(y-y')^2$

Definiendo $h(x,y) = z_o - d(x,y)$, se obtiene si $H < z_o$

$$a(x,y) = -G\rho \int_{-\infty}^{\infty} dx' \int_{-\infty}^{\infty} dy' \left[\frac{1}{(R^2+z_o^2)^{1/2}} - \frac{1}{(R^2+z^2-2z_oh)^{1/2}}\right]$$

Desarrollando la cantidad $(R^2 + Zo^2 - 2\,Zoh)^{-1/2}$ en serie de - Taylor, conservando unicamente términos lineales en h(x,y)

$$a(x,y) = G\rho z_o \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} \frac{dx'\,dy'\,h(x',y')}{\left[(x-x')^2+(y-y')^2+z_o^2\right]^{3/2}} \qquad (22)$$

Esta integral tiene la forma de la integral de convolución bidimensional.

La transformada doble de Fourier de una función h(x,y) se define como:

$$H(kx,ky) = F\left[h(x,y)\right] = \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} h(x,y)\, e^{-2\pi i(kxx+kyy)}\,dx\,dy \qquad (23)$$

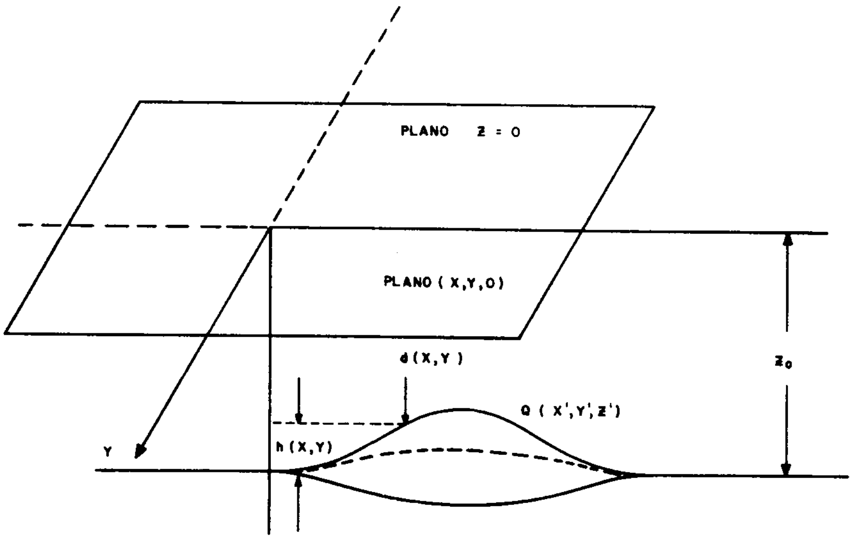


FIG.7 ATRACCION GRAVIMETRICA EN CUALQUIER PUNTO P (X , Y) DEL PLANO Z = 0 DEBIDA A UN CUERPO TRIDIMENSIONAL.

Aplicando la transformada doble de Fourier a la ecuación (22) se obtiene:

$$A(kx,ky) = G\rho Z_o H(kx,ky)\, F\left[\frac{1}{(x^2+y^2+Z_o^2)^{3/2}}\right] \qquad (24)$$

La función $F\left[(x^2+y^2+Z_o^2)^{3/2}\right]$ tiene simetría cilíndrica y obviamente resulta mas simple calcularla en coordenadas cilíndricas.

$$F\left[(x^2+y^2+Z_o^2)\right]^{3/2} = S(f) = \int_0^{\infty}\int_0^{2\pi} e^{\frac{-2\pi i f r \cos(\theta-\delta)}{(r^2+Z_o^2)^{3/2}}}\, rd\, rd\theta \qquad (25)$$

donde $r = \sqrt{x^2+y^2}$, $f = \sqrt{kx^2+ky^2}$

$\mathrm{Tan}^{-1}\,\theta = y/x$, $\mathrm{Tan}^{-1}\,\alpha = ky/kx$

Definiendo a $\delta = \theta - \alpha$, la ecuación (25) queda como:

$$S(f) = \int_0^{\infty}(r^2+Z_o^2)^{-3/2}\, rdr \int_0^{2\pi} e^{-2\pi i f r\cos\delta}\, d\delta$$

$$S(f) = 2\pi\int_0^{\infty}(r^2+Z_o^2)^{-3/2}\, rdr\;\; J_o(2\pi f r) \qquad (26)$$

donde $J_0(\beta) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} e^{-i\beta\cos\delta}\, d\delta$ es la representación integral de la función de Bessel de orden cero.

Procedamos a evaluar la ecn (26)

$$s(f) = 4\pi \sqrt{\frac{f}{Z_o}}\; K_{1/2}(2\pi f Z_o) \qquad (27)^{*}$$

donde $K_{1/2}(2\pi f Z_o)$ es la función modificada de Bessel de orden 1/2.

Del libro Handbook of Mathematical functions de Abramowitz se tiene:

$$K_{1/2}(\beta) = \sqrt{\frac{\pi}{2\beta}}\; e^{-\beta}$$

* Resultado tomado de Watson, Theory of Bessel functions.

En consecuencia, la ecuación (27) queda

$$S(f) = \frac{2\pi}{Z_o}\, e^{-2\pi f Z_o} \qquad (28)$$

Substituyendo este resultado en la ecn (24), la componente vertical de la atracción gravimétrica en el dominio de la frecuencia es

$$A(kx,ky) = 2\pi G\rho\, e^{-2\pi f Z_o}\; H(kx,ky)$$

o

$$H(kx,ky) = \frac{1}{2\pi G\rho}\, e^{2\pi f Z_o}\, A(kx,ky) \qquad (29)$$

Nótese que esta ecuación tiene la misma forma que la ecuación (13) obtenida para el ajuste bidimensional.

Debido a la presencia del término exponencial, será necesario -- aplicar a la información un filtro de suavizamiento del tipo Hanning bidimensional dado por donde f_c corresponde a la frecuencia de corte, la cual se escoge a partir del espectro de amplitud de la anomalía.

$$B(f) = \frac{1}{2}\left[\, 1 + \cos\frac{\pi(f - f_c)}{f_c}\,\right] \qquad (30)$$

Aplicando el filtro de suavizamiento de Hanning, la ecuación (29)

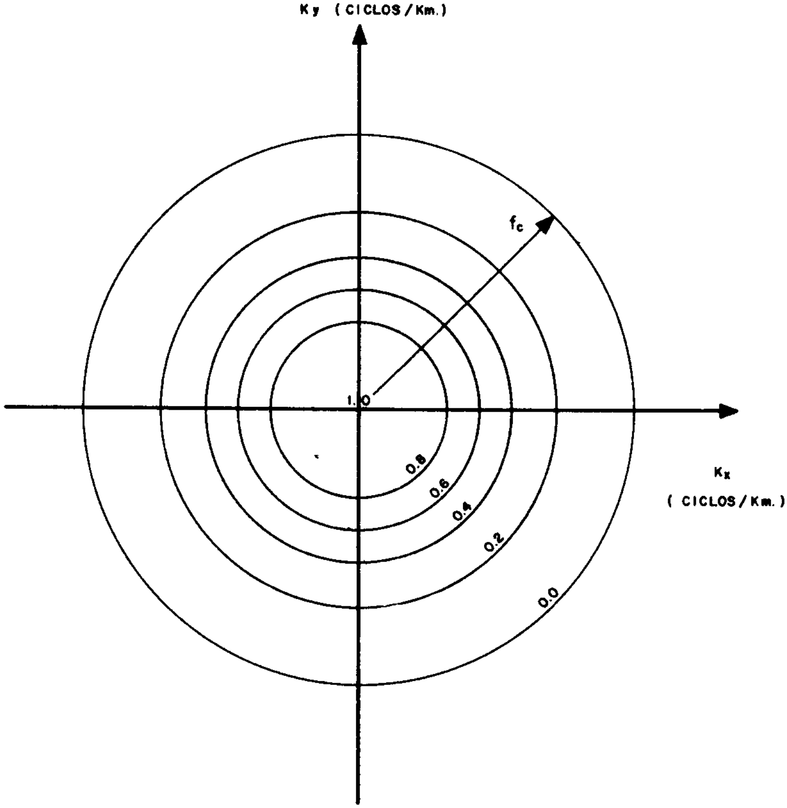


FIG. 8.– FILTRO BIDIMENSIONAL DE HANNING

queda

$$H\,(kx,ky) = \frac{1}{2\pi G\rho}\; e^{2\pi f z_o}\; B\,(f)\; A\,(kx,ky) \tag{31}$$

Las profundidades h(x,y) se calculan mediante la transformada inversa bidimensional definida como:

$$h(x,y) = F^{-1}\left[kx,ky\right] \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} H(kx,ky)\; e^{2\pi i(kxx+kyy)}\, dkx\, dky \tag{32}$$

La ecuación equivalente a (31) en el dominio del espacio es:

$$h(x,y) = \frac{1}{2\pi G\rho}\; F^{-1}\left[\, e^{2\pi f z_o}\; B\,(f)\; A\,(kx,ky)\right] \tag{33}$$

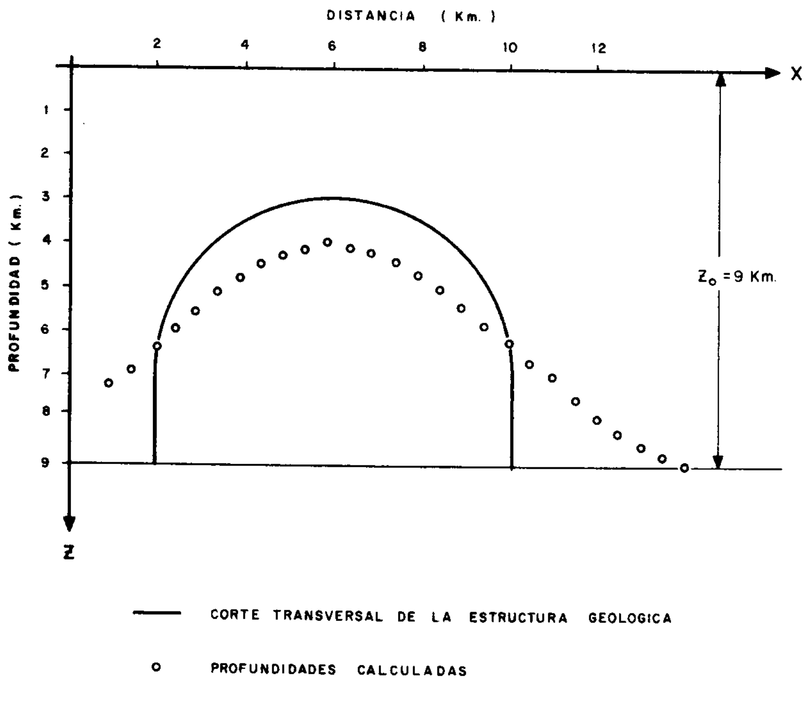
Esta ecuación es la que se tiene que programar para calcular la estructura que produce una determinada anomalía gravimetrica. La programación requiere el uso de la Transformada de Fourier rápida bidimensional .

Se muestra en la siguiente tabla los parámetros escogidos en el proceso de los modelos geológicos estudiados, así como el tiempo de computación empleado en el cálculo en la computadora IBM-360-44

	MODELO 5	MODELO 6
NUMERO DE DATOS	128 X 128	64 X 64
CONTRASTE DE DENSIDAD	0.2	0.2
INTERVALO DE MUESTREO (km)	0.5	1.0
FRECUENCIA DE CORTE (ciclos/km)	8/128	8/64
TIEMPO DE COMPUTO	5 min. 41 seg.	3 min. 44 seg.

A continuación se tiene los resultados obtenidos en la inversión de los modelos tridimensionales.

FIG. 9.— MODELO 5



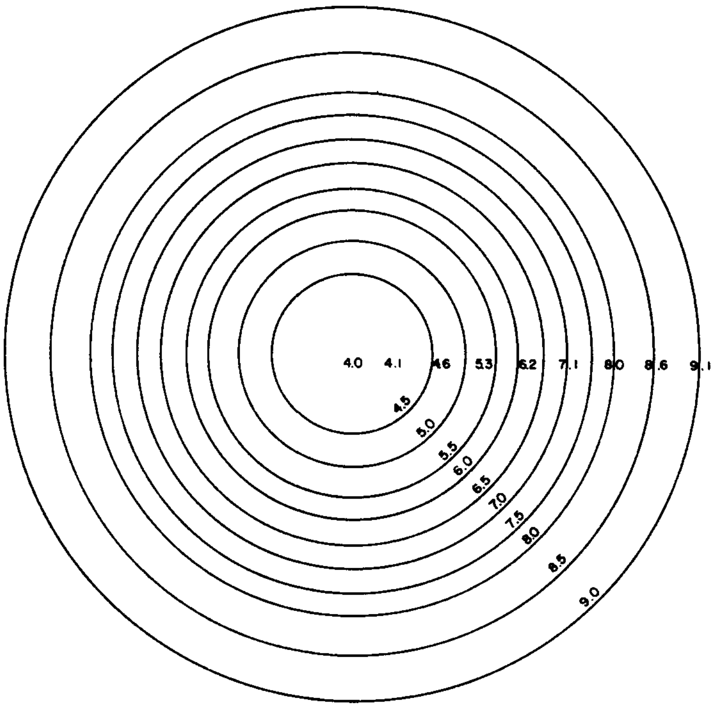
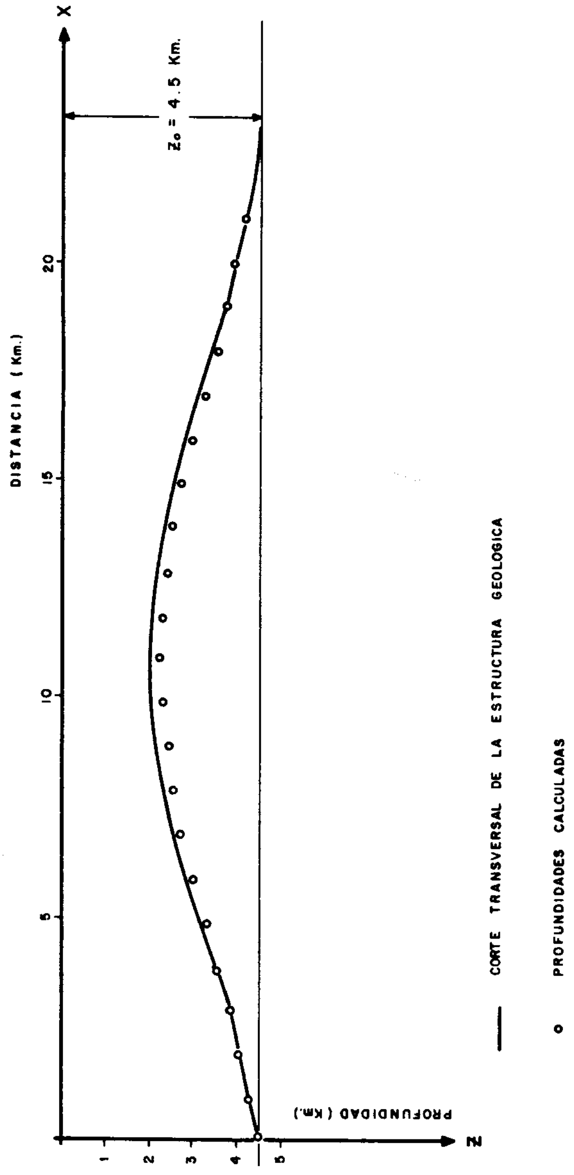


FIG. 10.- PROFUNDIDADES CALCULADAS DEL MODELO 5

FIG II — MODELO 6



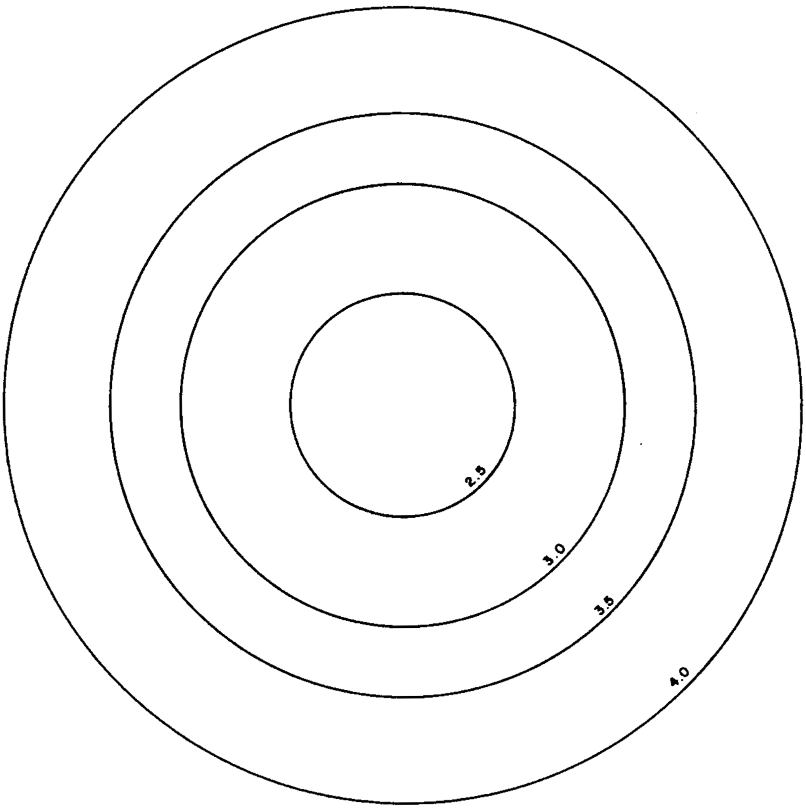


FIG. 12 PROFUNDIDADES CALCULADAS DEL
MODELO 6

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a los Sres. Ingenieros Wenceslao López Bernal y Ramiro Ornelas por la ayuda prestada en la generación de las anomalías gravimétricas debidas a estructuras geológicas bidimensionales y tridimensionales por medio de los programas MOD BIDI y MODTRIDI, los cuales forman parte del paquete de gravimetría del Departamento de Investigación del Centro de Procesamiento Geofísico del Instituto Mexicano del Petróleo.

CONCLUSIONES

Los resultados serán más válidos, cuando más se aproximen las premisas que se postularon en el análisis, a saber:

1) La separación de la anomalía residual del trasfondo regional.

2) Para el cálculo de la estructura original, si $h(x) \ll Zo$, entonces la estructura calculada se aproxima bastante a la estructura exacta, siempre y cuando la anomalía no tenga cambios bruscos entre los puntos de ajuste. Si los hay se recomienda aplicar a los datos un filtro de promedio pesado.

3) La determinación fiel de los parámetros ρ y z_0 correspondientes al contraste de densidad y la profundidad de la base de la formación anómala.

REFERENCIAS

1.- M. Talwani, J.L. Worsel y M. Landisman, 1959, Rapid Computation for Two Dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone, Jour. Gophys. Research V 64 p.p.

2.- M. Talwani and Ewing, 1960, Rapid Computation of Gravitational Attraction of Three dimensional Bodies of Arbitrary Shape, - - Vol. 25, p.p. 203-225.

3.- M.H.P. Bott, 1960, The use of rapid digital Computing Methods for direct Gravity Interpretation of sedimentary basins, Geophysics. Journal, Vol. 3, p.p. 63-67.

4.- D. Dyrelius and A. Vogel, 1972, Improvement of convergency in iterative gravity interpretation. Geophys, J.R., Astr. Soc., Vol. 27, p.p. 197-205.

5.- Parker, R.L., 1973, The rapid calculation of potencial anomalies: Geophys. J.R. Astro. Soc., vol. 31, p.p. 447-455.

6.- J.G. Tanner, 1967, An automated method of gravity interpretation: Geopys. J.R. Astr. Soc., v 13, p. 339-347.

7.- Corbató, 1965, Aleast-squares procedure for gravity interpretation: Geophysics v. 30, p. 228-233.

8.- J.W. Cooley and J.W. Tukey, 1965, An algorithm for the Machine calculation of complex Fourier series, Mathematics of computation, Vol. 19, No. 90, p. 297-301.

9.- Luis Barrero Pérez, 1971, Transformada de Fourier rápida, Publicación Interna del Inst. Mex. del Petr. No. 71 AI/069.

10.- F.S. Grant, G.F. West, 1965, Interpretation theory in applied Geophysics: New York, MC. Graw Hill Book Co., Inc.

RELACION DE SOCIOS DE NUEVO INGRESO A LA ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION.

NOMBRE	LUGAR DE TRABAJO	FECHA
ALFONSO MARIO ESCALANTE MONTEALEGRE	U.S.A.	Junio 1976
VICTORIANO SANCHEZ ALVAREZ	MEXICO	Julio 1976
MARCO ANTONIO BELLO NAVARRO	"	" "
LUZ MA. ROVEGLIA MOCTEZUMA	"	" "
GUILLERMO ALEJANDRO PEREZ CRUZ	"	Agosto "
GORGONIO GARCIA MOLINA	REYNOSA	" "
JORGE JULIO VIVO LAURENT	"	" "
MOISES OLIVAS RAMIREZ	MEXICO	" "
JESUS WENCESLAO ALFONSO ZWANZIGER	REYNOSA	" "
JAIME GRANADOS FRAIRE	"	" "
JORGE TOVAR RODRIGUEZ	"	" "
OSWALDO PALMA PEREZ	MEXICO	Oct. "
MIGUEL ANGEL SALMON FOLGUERAS	I.M.P.	" "
JAVIER DE LA PEÑA OCAMPO	I.M.P.	" "
SERGIO MENDEZ ANTILLON	I.M.P.	Nov. "
JOSE JAIME RUIZ HERNANDEZ	I.M.P.	" "
ELVIA MASTACHE NUÑEZ	I.M.P.	" "
LEOPOLDO E. HERNANDEZ AVILA	MEXICO	" "
GUSTAVO ALFONSO GONZALEZ PECH	COATZ.	" "
J. LUIS HORACIO VERGARA SANJUAN	TAMPICO	" "
HONORIO BERNARDO SANCHEZ URIBE	MEXICO	Dic. "
ANTONIO ADRIAN VELAZQUEZ REYES	"	" "
SALVADOR HERNANDEZ HERNANDEZ	CAA.S.A	Enero 1977

NOMBRE	LUGAR DE TRABAJO	FECHA
ALBERTO H. COMINGUEZ GARBAYO	MEXICO	Marzo 1977
CARLOS FRANCISCO FLORES LUNA	"	" "
TOMAS GONZALEZ MORAN	"	" "
HECTOR LOPEZ LOERA	"	" "
MACARIO MARTINEZ BARRIOS	"	" "
MANUEL MENA JARA	"	" "
JOSE MERINO CORONADO	"	" "
VICTOR M. RAMOS GONZALEZ	"	" "
FRANCISCO RUBEN ROCHA DE LA VEGA	CAA.SA	" "
JOSE HECTOR SANDOVAL ROCHA	MEXICO	" "
SHRI KRISHNA SINGH SINGH	"	" "
PAL SURENDRA	"	" "
DAVID JORGE TERRELL	"	" "

SOCIOS PATROCINADORES

PETROLEOS MEXICANOS

COMPAÑIA MEXICANA DE EXPLORACIONES, S. A.

C A A S A

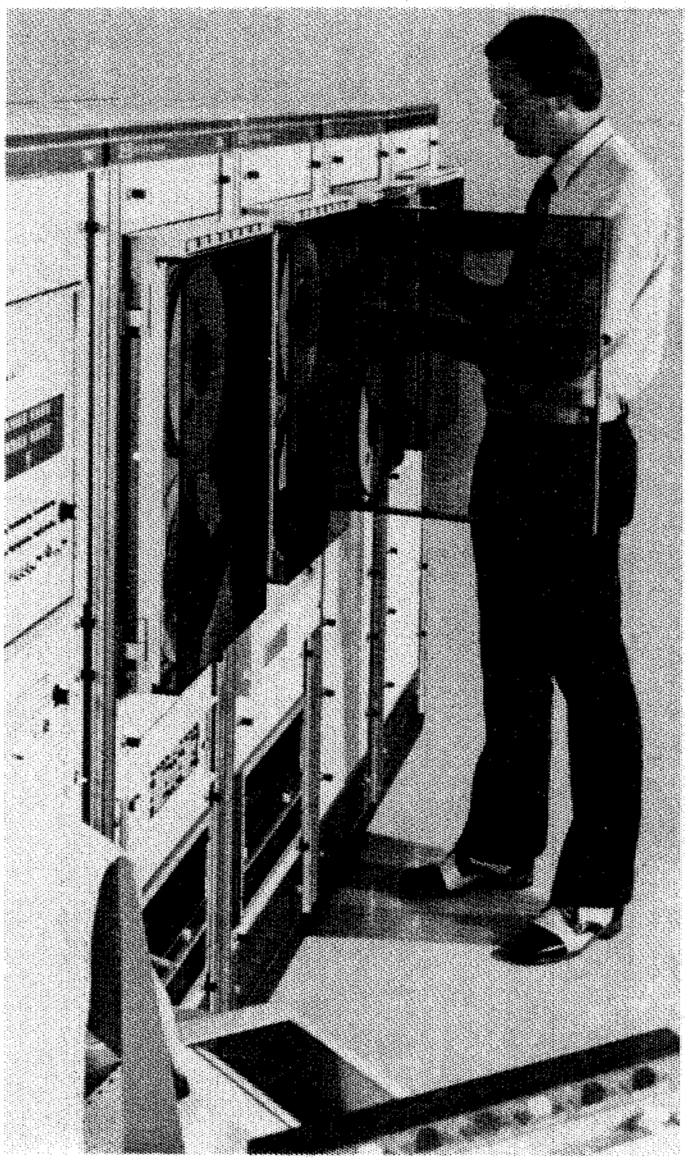
D U P O N T

SERCEL INC.

WESTERN GEOPHYSICAL

GEOPHYSICAL SERVICE DE MEXICO, S.A. DE C.V.

PETTY GEOPHYSICAL ENGINEERING DE MEXICO



WESTERN
en Mexico

La exploración geofísica, encuentra la riqueza del subsuelo para el desarrollo del país, sin destruir la belleza del paisaje.

Litton

WESTERN GEOPHYSICAL
Post Office Box 2469
Houston, Texas 77001, E.E.U.U.

GEODATA

CORPORATION

THOMPSON BUILDING
TULSA, OKLAHOMA 74103

CONSULTORES INTERNACIONALES DE
GEOLOGIA Y GEOFISICA

Ben. F. Rummerfield.- Presidente

Norman S. Morrisey.- Vice-Presidente

John Rice.- Jefe de Geofísicos