01179
2ej.
1

DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO

FACULTAD DE INGENIERIA

DETERMINACION DE PSEUDOANOMALIAS MAGNETICAS DE CAMPO TOTAL A PARTIR DE LA RELACION DE POISSON

HERMES AGUIRRE VARGAS

T E S I S

Presentada a la División de Estudios de Posgrado de la

FACULTAD DE INGENIERIA

de la

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

como requisito para obtener el grado de

MAESTRO EN INGENIERIA

(EXPLORACION DEL SUBSUELO)

CIUDAD UNIVERSITARIA

MEXICO 1988

CONTENIDO PAGINA

RESUMEN

El presente trabajo se desarrollo con la finalidad de proporcionar en forma explicita un método para el procesamiento e interpretación de los datos potenciales en la exploración geofísica.

Para tal fin en el capitulo 1 se estudian los fundamentos de los métodos gravimétrico y magnetico, desde el punto de vista de las propiedades físicas de las rocas, que nos proporcionan el elemento fundamental para la obtencion de una anomalía, analizando la obtención de la densidad y magnetización del cuerpo en estudio, así como las limitaciones que se pueden tener.

En el capitulo 2 se encuentra la expresión matemática que nos relaciona los dos potenciales para luego obtener la forma analítica del operador que nos proporciona la converción de los datos gravimetricos en magnéticos.

Finalmente en los capitulos 3 y 4 se muestra la aplicación del método desarrolado, aplicado inicialmente (capitulo 3) a modelos sinteticos y luego (capitulo 4) a un caso real. En los dos capitulos se puede apreciar cómo los resultados nos colocan ante una herramienta útil en el procesado de datos geofísicos.

Palabras Claves: Pseudoanomalía, Convolucion, Operador, Transformada de Fourier, Gravimetría, Magnetometría.

INTRODUCCION

En el estudio de los métodos potenciales el problema de la modelación e interpretación ha sido tratado desde diferentes ángulos, para lo cual se han desarrollado diferentes métodos para el procesamiento de los datos de campo, con el fin de obtener el mayor acercamiento posible al problema físico real.

Una de las formas tratadas para el análisis de los datos ha sido el estudio combinado de los métodos gravimétrico y magnético en la obtención de pseudoanomalías, desarrollando expreciones que nos impliquen las propiedades físicas de las rocas; propiedades estas que hacen posible la observación de anomalías de campo. Estas expreciones matemáticas son tratadas de forma tal que pueden ser procesadas y analizadas, para aplicarlas como filtros a los datos de campo digitalizados.

Es importante tener en cuenta que el apoyo geológico-geofísico es de vital trascendencia en el procesado e interpretación de cualquier anomalía; ya que sin una clara vision de las características geologicas del área estudiada se tendran seguramente interpretaciones geofísicas erróneas.

CAPITULO 1 FUNDAMENTOS DE LOS METODOS POTENCIALES

1.1. GENERALIDADES

Se ha demostrado que los fundamentos de algunos de los metodos geofisicos de exploración, exceptuando el sismico, son similares, en donde los efectos secundarios producidos por un cuerpo anomalo en un campo de fuerzas natural o artificial, pueden ser gravitacional, magnetico o electrico, dependiendo de un factor potencial; posteriormente, se determina la forma del cuerpo y su distancia al punto de observacion. Actualmente, dos factores de potencia estan conjugados, el potencial gravitacional y el potencial dipolar magnetico; sin embargo una simple relacion conecta los dos potenciales producidos por un cuerpo anomalo dado.

Se ha enfatizado el hecho de que la interpretacion de anomalias en cualquiera de los campos potenciales sea fundamentalmate incapaz de dar una solucion unica. Para una anomalia dada existen en realidad una infinidad de posibles soluciones.

Los métodos geofisicos magnéticos y gravimétricos pueden ser analizados juntos como el grupo potencial en el que dichos metodos son dependen de la accion de un campo de fuerzas natural en donde se quiere observar las propiedades fisicas relativas a una estructura o estructuras geolóligicas que son de interes economico (en la geofisica de exploración).

Dependiendo del procedimiento, el potencial resultante, la componente del campo o el gradiente del campo pueden ser medidos. La limitacion principal de los métodos geofísicos aplicados a la exploración provienen de las siguientes causas:

a. La escasez de suficientes propiedades físicas contrastantes sobre el cuerpo o condiciones exploradas.

b. El decrecimiento de la respuesta en relacion a la distancia del cuerpo causante.

c. Las frecuentes anomalías marcadas provenientes de las caracteristicas de la superficie (ruido superficial).

d. La incertidumbre en la interpretacion de medición por la no ambigüedad de la información provista.

La geometría del cuerpo, profundidad, contraste de densidad y contraste de suceptibilidad, contribuyen al tamaño y forma de la anomalía.

Los factores geométricos son considerados en dos o en tres dimensiones, dependiendo de la forma y característica de la anomalía observada. Para tratar siempre problemas geológicos simples, se tienen que hacer aproximaciones. Los programas de computadora para modelar anomalías gravimétricas y magnéticas son de amplia difusión donde generalmente los contrastes de densidad y susceptibilidad deben ser conocidos o asumidos para los cálculos.

Para realizar esta modelación existen dos métodos: el directo y el inverso.

En el cálculo directo, la distribución de masa debe ser especificada. Este cálculo es único, solamente un anomalía de campo es causada por la distribución especificada [Talwani,1965]. En el cálculo inverso, los datos de la anomalía son la entrada; la distribución de masa es la salida. Este cálculo no es único, más de una distribución es matemáticamente posible; en ambos casos el modelo obtenido puede no ser geológicamente razonable.[Parker,1957]

En el proceso de interpretación, el primer paso es un detallado análisis de los datos obtenidos por cada uno de los métodos aplicados. El segundo es una síntesis de los datos geofísicos y geológicos, donde los análisis geofísicos acentúan las posibilidades y descartan una supocición inconsistente.[Baranov,1957]

1.2. PROPIEDADES DE LAS ROCAS

1.2.1. GRAVIMETRIA

En exploracion gravimetrica la propiedad fisica mas importante de las rocas es la densidad, la cual es una funcion del contenido mineral, porosidad y naturaleza de los fluidos en los espacios porosos. La profundidad de sepultamiento y la edad pueden ser tambien factores importantes, dependiendo del tipo de roca.

Los contrastes de densidad son la fuente de la anomalia gravimetrica, aunque un tipo de roca puede tener un considerable rango de densidad debido a su porosidad; tipicamente la densidad incrementa con la profundidad en cuencas sedimentarias.

En general la densidad total de una roca compleja es funcion de la densidad de la matriz de la roca, de la porosidad de la roca y de la densidad de los fluidos intersticiales en los espacios porosos. Estos factores estan relacionados con la expresion:

$$\rho_b = (1 - \phi)\rho_{ma} + \phi \cdot \rho_f$$

donde ρ_b es la densidad total, ρ_{ma} es la densidad de la matriz, ρ_f es la densidad del fluido, y ϕ la porosidad. [Instituto Mexicano del Petroleo,1976].

1.2.1.1. FUENTES DE INFORMACION

Los principales métodos para obtener los valores de densidad se pueden resumir cómo:

a. Perfiles gravimétricos sobre sobre rasgos topograficos o batimétricos.

b. Muestras de rocas de pozos o afloramientos.

c. Registros de pozo Gamma-Gamma de penetracion limitada y sensibles a la variacion del diametro del pozo.

d. Gravimetros de pozo.

e. Datos sismicos

Estructuras sismicas: Puede ser un exelente metodo, para obtener contrastes de densidad, sujetos a cambios de velocidad en las anomalias las cuales pueden ser resueltas en casos por interpretacion gravimetrica.

Registros de velocidad: Las relaciones entre velocidad y densidad no son normalmente simples ya que las variaciones de las otras propiedades fisicas de las rocas pueden afectar la velocidad.

Las densidades son comunmente determinadas por una combinacion de correlación gravimetría/topografía y gravimetría/sísmica.

Dos métodos de correlación gravimetría sísmica son usados:

a. La conversión de velocidades de apilamiento y,

b. La comparación de anomalías gravimétricas con estructuras sísmicas.

1.2.2. MAGNETOMETRIA

En la exploración magnética, es posible estimar contrastes magnéticos de la forma y relieve de las anomalías magnéticas, al mismo tiempo con una estimación de la profundidad de la cima del material magnético.

1.2.2.1. FUENTE DE INFORMACION

Es bien sabido que la magnetita es el más común y magnético de los minerales, el cual contribuye a las propiedades magnéticas de las rocas. Al considerar que las propiedades magnéticas de las rocas están determinadas por las particulas de magnetita diseminada y una matriz no magnética, donde las particulas están separadas por algunas veces su diametro.

Por extensión, las particulas individuales pueden ser aproximadas por un elipsoide, la magnetizacion I_i de una particula simple estará determinada por el campo aplicado H_e, por la suceptibilidad del material k_o, y tambien, en un alto grado, por el factor de demagnetizacion λ, como lo muestra la relacion:

$$I_i = \frac{k_o . H_e}{I + k_o . \lambda}$$

Si la roca tiene un volumen P de magnetita, la magnetizacion total de la roca será:

$$I = P . I_i$$

y la suceptibilidad efectiva, k, del total de la roca será:

$$k = P . k' \qquad \text{donde:} \qquad k' = \frac{k_o}{1 + k_o . \lambda}$$

Es evidente que si se conoce el porcentaje de magnetita en la roca se puede evaluar k' y calcular la suceptibilidad efectiva.

Un factor importante es la contribución de la magnetizacion remanente o permanente del total de la roca magnetizada. El factor geométrico, la demagnetización y el cálculo de magnetización a partir del contenido de magnetita, estan relacionados unicamente con la parte inducida de la magnetizacion total. Algunos trabajos acerca de la magnetización remanente y sus causas indican que esta parte puede ser tan grande o mayor que la magnetizacion inducida. Si la magnetización remanente fue establecida al tiempo del enfriamiento de la roca, esta intensidad y dirección pudo ser controlada por la magnitud y dirección del campo terrestre al tiempo y lugar del enfriamiento, el cual puede ser o no similar al del tiempo y posicion presente en las masas rocosas. Se asume normalmente que la compoente de remanencia, en promedio, es del mismo orden de magnitud y más o menos en la misma direccion de la componente inducida.[Nettleton y Elkins, 1943]

1.2.2.2. TEMPERATURA CURIE Y PROPIEDADES MAGNETICAS

Los minerales ferromagneticos pierden su magnetizacion a temperaturas superiores a la conocida temperatura de Curie. Esta es una temperatura a la cual la energía termal produce un distorsionamiento de los átomos, la cual llega a ser mayor que la energía interna de alineamiento. La temperatura Curie es significativa en la exploracion, dado que las rocas no pueden ser magnéticas a profundidades donde la temperatura es mayor al punto de Curie. Esto es también significativo en los estudios paleomagnéticos, porque explica cómo ciertas rocas han adquirido magnetización remanente.

El punto Curie de la magnetita es alrededor de 475°C, temperatura que puede ser esperada a profundidades del orden de 16-32 Kmts. Vacquier y Affeck [1941] hacen una evaluacion estadistica de la profundidad de las anomalías magnéticas y determinan que la base de las anomalías y la profundidad del punto de Curie está alrededor de 19 Kilómetros bajo la superficie.

Sin embargo, no se debe esperar que las carcaterísticas regionales gravimétricas amplias, que pueden ser producto de contrastes de densidad a profundidades mayores de 10 a 15 millas, tengan características magnéticas.

CAPITULO 2 SOLUCION AL PROBLEMA DE LA RELACION ENTRE LOS CAMPOS GRAVITACIONAL Y MAGNETICO

2.1 SOLUCION ANALITICAS

2.1.1 GENERALIDADES

Garland [1951] analiza datos gravimétricos y magnéticos a traves de la relción de Poisson para estimar el valor de $j/\Delta\rho$ de el cuerpo anómalo. Baranov [1957] desarrolla un método en el cual calcula un kernel que, aplicado al campo magnetico total, determina la pseudoanomalía gravimetrica. Bott, et. al. [1966] aplican la teoria de Baranov para el caso, cuando la direccion de magnetización es diferente a la del campo terrestre, usando la teoria de variable compleja para deducir el rango de posible direccion de magnetizacion a a partir de la anomalía pseudogravimetrica calculada. Kanasewich y Agarwal [1970] obtienen la relación de intensidad de magnetizacion y densidad haciendo un análisis combinado de los datos gravimétricos y magénticos en el número de onda, además de usar una prueba de coherencia para evaluar la autenticidad del valor calculado de $j/\Delta\rho$ para cada número de onda.

Robinson [1971] describe como, a travès del cálculo de campos pseudomagnéticos, la interpretación de observaciones de los campos magnetico y gravimétrico de un área pueden resaltarse. Así, si los campos pseudomagnéticos son similares al campo magnético observado, pueden ser inferidas fuentes estructurales para ambas anomalías.

Shuey [1972] calcula la pseudoanomalía gravimetrica en el analisis de perfiles magnéticos por una combinacion lineal del perfil y su transforamda Hilbert, seguido por una integracion a lo largo del perfil. Cordell y Talyor [1972] utilizan la relacion de Poisson para obtener información adicional de las propiedades físicas del cuerpo anómalo, resolviendo por mínimos cuadrados un sistema lineal de ecuaciones para calcular la dirección total de magnetizacion y la relación mínima de Koenigsberger (Q).

Por otro lado, Chandler, et. al.,[1981] utilizan el teorema en fuentes múltiples por la aplicación de ventanas para obtener la relacion de magnetizacion/densidad.

Blakely y Simpson [1986] describen el procedimiento de Cordell y Grauch [1982,1985] para localizar límites de cuerpos magnéticos aplicando la transformada pseudogravimetrica de Baranov en el dominio de las frecuencias, obteniendo una anomalía de gravedad a partir de la anomalía magnética observada sobre una distribucion de magnetizacion $m(x,y,z)$. Se obtiene una relacion lineal de densidad $\rho(x,y,z)=k.m(x,y,z)$, donde k es una constante sobre la base de que cuerpos someros producen anomalías gravimetricas con gradientes horizontales maximos ubicados cerca de los bordes.

2.1.2. CONVOLUCION

El metodo desarrollado en la sección 2.3 implica una operacion de convolucion de un operador que, aplicado en el dominio del espacio o de las frecuencias a la anomalia gravimétrica, nos proporciona la anomalia pseudomagnetica. Por tanto se hace una descripcion general del proceso de convolucion y del diseño de los operadores.

En una dimension, la convolucion de dos funciones puede ser descrita como una operacion que implica la reflección de una funcion sobre su origen, luego, avanzando la funcion reflejada sobre la otra función en pasos discretos, para obtener el producto termino a termino y la sumatoria de dichas multiplicaciones, y asi obtener el valor de la convolucion en el punto. El proceso es repetido al avanzar un intervalo la funcion reflejada. La misma aproximacion puede ser seguida para la convolucion de funciones bidimensionales.

Matematicamente, el proceso de convolucion puede ser descrito por [Mesko,1984]:

Para el caso de una dimension:

$$f_o(x) = f_1(x) * h(x) = \int_{-\infty}^{+\infty} f_1(\xi)h(\xi - x)d\xi$$

y para dos dimensiones:

$$f_o(x,y) = f_1(x,y) * h(x,y) = \int\int_{-\infty}^{+\infty} f_1(\xi,\eta)h(\xi - x, \eta - y)d\xi d\eta$$

donde f_1: es la función de entrada

f_o: es la funcion de salida

h : es la funcion del filtro

Debido a que la operacion de filtrado se debe hacer en una dimension finita, si f_o se hace cero para $|x| \geq X$ y $|y| \geq Y$ tenemos:

para una dimension:

$$f_o(x) = \int_{-X}^{+X} f_1(\xi)h(\xi - x)d\xi$$

y para dos dimensiones:

$$f_o(x,y) = \int_{-X}^{+X}\int_{-Y}^{+Y} f_1(\xi,\eta)h(\xi - x, \eta - y)d\xi d\eta$$

De acuerdo a la teoria de Fourier, la convolucion en el dominio del espacio es equivalente a la multiplicación en el dominio de las frecuencias, por lo que tenemos para una dimensión:

$$F(f_x) = F_1(f_x)H(f_x)$$

y en dos dimensiones:

$$F_o(f_x,f_y) = F_1(f_x,f_y)H(f_x,f_y)$$

donde F_0: es la transformada de Fourier de f_0

F_1: es la transformada de Fourier de f_1

H : es la transformada de Fourier de h

La transformada de Fourier conocida como respuesta en las frecuencias, está dada en una dimension por:

$$F(f_x) = \int_{-X}^{+X} f(x)e^{-2\pi ix(f_x)}\, dx$$

y en dos dimensiones:

$$F(f_x,f_y) = \int_{-X}^{+X}\int_{-Y}^{+Y} f(x,y)e^{-2\pi i(xf_x + yf_y)}\, dydx$$

Si se determina un espacio de muestreo, entonces f_x, f_y estan dadas en ciclos por intervalo de muestreo. Para datos muestreados, la integral de convolución en dos dimensiones está dada por:

$$f_o(x,y) = \sum_{k=\frac{-X}{\Delta x}}^{X/\Delta x} \sum_{n=\frac{-Y}{\Delta y}}^{Y/\Delta y} f(k\Delta x, n\Delta y)h(x-k\Delta x, y-n\Delta y)\ \Delta y\Delta x$$

En el calculo de la covulocion en en el espacio el numero de terminos de la funcion de salida está dada por la suma de terminos de las funciones convolucionadas menos uno, debiendose tener en cuenta en la interpretación el efecto de borde, ya que los extremos se calculan con un numero minimo de terminos.

Cuando se realiza la convolución en el dominio de las frecuencias es importante tener en cuenta la frecuencia de Nyquist como limite de frecuencia interpretativa, asi como el corte de las funciones en los extremos que nos implica un error en la funcion de salida, asi como la repeticion que sufren las funciones en las frecuencias.

2.1.3. OPERADORES

Generalmente los operadores presentados por los diferentes autores

(Peters,Elkins,Rosenbach,etc), están representados por pesos radiales que se aplican a valores promedios alrededor de un circulo centrado en el punto que se desea procesar.

El operador aquí presentado se desarrolla analíticamente en el dominio del espacio; el cálculo en el dominio de las frecuencias se calcula a través de la transformada rápida de Fourier para analizar su espectro de amplitudes y características generales.

Para determinar el número óptimo de puntos del operador en el dominio del espacio, se prueban diferentes operadores para comprobar los resulatdos. Es importante tener en cuenta que, cuanto menor sea su dimensión, menor será el efecto de borde obtenido pero en igual forma y menos exacto, será el valor calculado en la convolución sin perder de vista la convergencia del operador. En el dominio de las frecuencias la longitud del operador estará determinada por la longitud de la anomalía gravimétrica.

2.2 RELACION DE POISSON

De acuedo al análisis de Baranov [1957] tenemos:

El potencial gravimetrico como potencial newtoniano se define como:

$$U = -G \iiint \rho \frac{1}{r} \, dv$$

donde G es la constante universal de gravitacion y ρ la densidad.

El potencial magnético se define como:

$$A = \iiint j \, \mathrm{grad}\left(\frac{1}{r}\right) dv$$

donde j es el vector de magnetizacion y cuya direccion es la misma en toda la masa magnetizada.

Calculando el producto escalar de la magnetizacion j por el gradiente del potencial gravimetrico, tenemos:

$$j \, \mathrm{grad} \, U = G\sigma\Lambda$$

seleccionada una densidad convencional y calculando:

$$G\sigma = | \, j \, |$$

y haciendo t_o el vector unitario que representa la direccion de j, se obtiene:

$$t_o \, \mathrm{grad} \, U = \frac{dU}{dt_o} = \Lambda \qquad (2.2.1)$$

lo cual representa que el potencial magnético es la derivada oblicua del potencial pseudogravimetrico en la dirección de magnetizacion.

2.3. CALCULO DEL CAMPO TOTAL

Desarrollando el potencial gravitacional que hace Grant y West [1964] tenemos:

El teorema de Green establece que, si U y W son dos funciones continuas en un volumen V con primera y segunda derivadas continuas e integrables, entonces:

$$\int_V (U\nabla^2 W - W\nabla^2 U)\, d^3r_o = \int_S n\,(U\nabla W - W\nabla U) d^2r_o \qquad (2.3.1)$$

donde s es la superficie que encierra el volumen. Las restricciones de U y W se satisfacen si hacemos U como el potencial gravitacional producido por la masas del volumen V y sea W la funcion $1/|r-r_o|=1/R$, donde r es la posición del vector de un punto P exterior a V y r_o la posicion del vector de un punto Q dentro de V.

En cualquier punto fuera de V:

$$U_p(r) = -G \int_V \frac{\rho(r_o)}{|r-r_o|} \, d^3r_o \qquad (2.3.2)$$

Utilizando el laplaciano ($\nabla^2 U=0$) del campo gravitacional para el cálculo dentro de V, se obtiene una singularidad cuando $r=r_o$. Para aislar esta singularidad, ésta se supone dentro de una pequeña esfera de radio ε muy pequeño y volumen v. El potencial se puede escribir cómo:

$$U(r) = -G \int_{V-v} \frac{\rho(r_o)}{|r-r_o|} \, d^3r_o - G\int_v \frac{\rho(r_o)}{|r-r_o|} \, d^3r_o$$

el primer termino es no singular, en el segundo caso haciendo ε muy pequeño y $\rho(r_o)$ constante se tiene:

$$\nabla^2 U(r_o) = -G\rho(r_o)\int_v \nabla \nabla \frac{1}{|r-r_o|} \, d^3r_o$$

y de acuerdo al teorema de Gauss:

$$\nabla^2 U(r_o) = -G\rho(r_o) \int_s n \nabla \frac{1}{|r-r_o|} \, d^2r_o$$

ahora s es la superfie de una esfera muy pequeña cuyo radio es ε, y se hace $|r-r_o| = \varepsilon$ y $n \nabla = \partial/\partial\varepsilon$ en el limite cuando $\varepsilon \longrightarrow 0$

$$\nabla^2 U(r_o) = - G\rho(r_o) \left[\frac{d}{d\varepsilon} \frac{1}{\varepsilon} \right] 4\pi\varepsilon^2 \qquad (2.3.3)$$

$$\nabla^2 U(r_o) = 4\pi G\rho(r_o)$$

con (2.3.2) y (2.3.3) se tiene que:

$$U(r) = -\frac{1}{4\pi}\int_V \frac{\nabla^2 U(r_o)}{|r-r_o|}\, d^3r_o \qquad (2.3.4)$$

Con P fuera de V, $\nabla^2 W=0$ en todo punto.

De (2.3.1) y (2.3.4) se tiene que:

$$-\int_V \frac{\nabla^2 U(r_o)}{|r-r_o|}\, d^3r_o = 4\pi U(r)$$

asi que:

$$U(r) = \frac{1}{4\pi}\int_S \left[U \frac{\partial}{\partial n}\left(\frac{1}{R}\right) - \frac{1}{R}\left(\frac{\partial U}{\partial n}\right)\right] d^2r_o \qquad (2.3.5)$$

Si se asume que todas las masas estan sobre una region finita de un espacio medio z>0, dejando s como un gran hemisferio en z>0 cerrado para el plano z=0, y si el radio se hace lo suficientemente grande, la integral en (6) desaparece para todo lugar R^{-3} sobre la curvatura de la superficie S, y la integral se reduce a:

$$U(r) = \frac{1}{4\pi}\int_{-\infty}^{+\infty}\int \left[-U \frac{\partial}{\partial z'}\left(\frac{1}{R}\right) + \frac{1}{R}\left(\frac{\partial U}{\partial z'}\right)\right]_{z'=0} dx'dy' \qquad (2.3.6)$$

para $z \leq 0$ y donde $R=\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+(z-z')^2}$

Por otro lado, dado que no hay masa para $z<0$, $\nabla^2 U=0$ en toda esta región. Se coloca P en $(x,y,-z)$ y cerrando S arriba de $z=0$ se halla en (2.3.5):

$$0 = \frac{1}{4\pi}\int_{-\infty}^{+\infty}\!\!\int \left[u \frac{\partial}{\partial z'}\left(\frac{1}{R}\right) + \frac{1}{R}\left(\frac{\partial U}{\partial z'}\right)\right]_{z'=0} dx'dy' \qquad (2.3.7)$$

sumando (2.3.6) y (2.3.7)

$$U(r) = \frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{+\infty}\!\!\int \left(\frac{1}{R}\frac{\partial U}{\partial z'}\right)_{z'=0} dx'dy'$$

siendo U el potencial gravitacional debido a la masa localizada en $z>0$ se puede hacer:

$$-\frac{\partial U}{\partial z} = \Delta g$$

y asimismo para $z \leq 0$:

$$-U(r) = -\frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{+\infty}\!\!\int \frac{\Delta g(x',y')}{R} dx'dy' \qquad (2.3.8)$$

Regresando a (2.2.1):

$$A(r) = \frac{dU}{dt_o}$$

y en general para G y ρ:

$$A(r) = \frac{j}{G\rho}\frac{\partial U(r)}{\partial t_o}$$

Sabiendo que la anomalia de campo total T(r) en funcion del potencial magnético se puede expresar cómo:

$$T(r) = -\frac{\partial A(r)}{\partial \zeta} = \frac{j}{G\ \rho}\ \frac{\partial^2 U(r)}{\partial t_o \partial \zeta}$$

Puesto que las primeras derivadas del potencial de la fuerza de atracción son aceleración, de dimensiones LT^{-2}, las dimensiones de las segundas derivadas seran T^{-2}. Las dimensiones de G son de $L^3M^{-1}T^{-2}$ y las de ρ de ML^{-3}, por lo tanto $G\rho$ tendra unidades de T^{-2}. Finalmente las unidades de T(r) corresponderan a las unidades de la magnetizacion j.

Con (2.3.8) se tiene:

$$T(r) = \frac{j}{2\pi G\rho} \int\int_{-\infty}^{+\infty} \Delta g(x',y',0)\ \frac{\partial^2(1/R)}{\partial t_o \partial \zeta}\ dx'dy' \qquad (2.3.9)$$

con lo cual se puede calcular la anomalia de campo total por la convolución de la anomalia gravimetrica y el operador que será en este caso la doble derivada direccional en el sentido de las magnetizaciones remanente (ζ) e inducida (t_o) del inverso de la distancia.

2.4 OBTENCION DEL OPERADOR

De acuerdo a las condiciones del cuerpo, el operador tendrá una forma analítica determinada. A partir de (2.3.9) se obtienen cuatro casos variando las direcciones de remanencia y de inducción (direcciones que se muestran en la figura 1); el último de dichos casos es la forma general, con detalles matemáticos. Anexo 1.

<u>Primer caso</u>:

Considerando la declinacion (De) igual a cero, las direcciones de magnetizacion remanente e inducida (t_o, ζ) iguales, la inclinacion (In) diferente de cero y sobre el plano x-z, se tiene:

$$\frac{\partial}{\partial t_o} = \cos(In)\ \frac{\partial}{\partial x} + \mathrm{sen}(In)\ \frac{\partial}{\partial z}$$

$$\frac{\partial}{\partial t_o}\left(\frac{1}{R}\right) = \cos(In)\ \frac{-(x-x')}{[(x-x')^2+(z-z')^2]^{3/2}}$$

$$+ \mathrm{sen}(In)\ \frac{-(z-z')}{[(x-x')^2+(z-z')^2]^{3/2}}$$

y:

$$\frac{\partial}{\partial^2 t_o}\left(\frac{1}{R}\right) = \frac{3}{R^5}\left[\ (x-x')\cos(In) + (z-z')\mathrm{sen}(In)\ \right]^2 - \frac{1}{R^3}$$

Para un campo magnetico constante H representamos la magnetizacion como:

$$j = jr_o = kHt_o + j_n\zeta = j_z + j_n$$

Donde:

- k : Suceptibilidad magnética
- H : Intensidad del campo inducido (terrestre) en la direccion del vector unitario t_o
- j_n: Intensidad de la magnetizacion remanente natural en la direccion del vector unitario ζ, y,
- j : Intensidad de la magnetizacion total en la direccion del vector unitario r_o.

Los cosenos directores de los vectores unitarios obtenidos de los angulos azimutales inducido (In, De) y remanente (θ, σ) son:

t_{01} = Cos(In)Cos(De) ζ_{01} = Cos(θ)Cos(σ)

t_{02} = Cos(In)Sen(De) ζ_{02} = Cos(θ)Sen(σ)

t_{03} = Sen(In) ζ_{03} = Sen(θ)

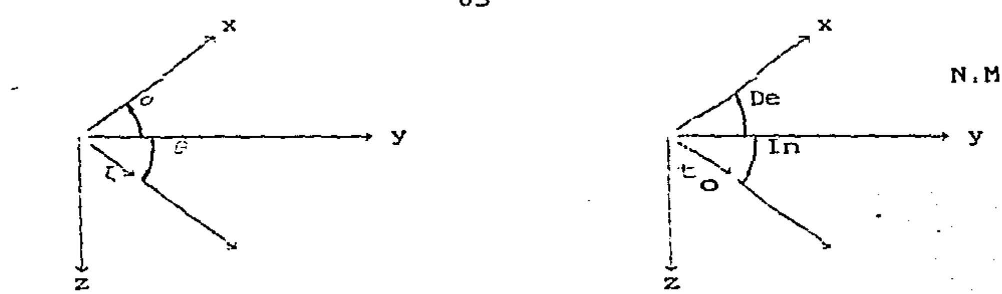


Fig. 1

Segundo caso:

Se considera $t_o=\zeta$, In, De diferentes de cero y sobre los planos x-y-z:

$$\frac{\partial}{\partial t_o} = \cos(In)\cos(De)\ \frac{\partial}{\partial x} + \cos(In)sen(De)\ \frac{\partial}{\partial y} + sen(In)\ \frac{\partial}{\partial z}$$

$$\frac{\partial}{\partial t_o}\left[\frac{1}{R}\right] = \cos(In)\cos(De)\ \frac{-(x-x')}{[(x-x')^2+(y-y')^2+(z-z')^2]^{3/2}}$$

$$+ \cos(In)sen(De)\ \frac{-(y-y')}{[(x-x')^2+(y-y')^2+(z-z')^2]^{3/2}}$$

$$+ sen(In)\ \frac{-(z-z')}{[(x-x')^2+(y-y')^2+(z-z')^2]^{3/2}}$$

y:

$$\frac{\partial^2}{\partial^2 t_o}\left[\frac{1}{R}\right] = \frac{3}{R^5}\left[(x-x')\cos(In)\cos(De) + (z-z')sen(In)\right]^2$$

$$(y-y')\cos(In)sen(De)\Big[2(x-x')\cos(In)\cos(De)$$

$$+(y-y')\cos(In)sen(De)+2(z-z')sen(In)\Big] - \frac{1}{R^3}$$

Tercer caso:

Se considera $t_o=$ [illegible], De y [illegible] iguales a cero, y sobre el plano x-z.

$$\frac{\partial}{\partial t} = \cos(In)\,\frac{\partial}{\partial x} + \operatorname{sen}(In)\,\frac{\partial}{\partial z}$$

$$\frac{\partial}{\partial t_o}\left[\frac{1}{R}\right] = \cos(In)\,\frac{-(x-x')}{[(x-x')^2+(z-z')^2]^{3/2}}$$

$$+\ \operatorname{sen}(In)\,\frac{-(z-z')}{[(x-x')^2+(z-z')^2]^{3/2}}$$

y:

$$\frac{\partial}{\partial t_o \partial \zeta}\left[\frac{1}{R}\right] = \frac{3}{R^5}\Big[\ (x-x')(z-z')\operatorname{sen}(In+\theta)+(x-x')^2\cos(\theta)\cos(In)$$

$$+(z-z')^2\operatorname{sen}(\theta)\operatorname{sen}(In)\ \Big] - \frac{1}{R^3}\cos(In-\theta)$$

Cuarto caso:

Se considera t_o diferente de ζ y sobre los planos x-y-z (caso general):

$$\frac{\partial}{\partial t_o} = \cos(In)\cos(De)\,\frac{\partial}{\partial x} + \cos(In)\mathrm{sen}(De)\,\frac{\partial}{\partial y} + \mathrm{sen}(In)\,\frac{\partial}{\partial z}$$

$$\frac{\partial}{\partial t_o}\left[\frac{1}{R}\right] = \cos(In)\cos(De)\,\frac{-(x-x')}{R^3} - \cos(In)\mathrm{sen}(De)\,\frac{-(y-y')}{R^3} - \mathrm{sen}(In)\,\frac{-(z-z')}{R^3}$$

y:

$$\frac{\partial^2}{\partial t_o \partial \zeta}\left[\frac{1}{R}\right] = \frac{3}{R^5}\Big[(x-x')(y-y')\cos(In)\cos(\theta)\mathrm{sen}(\sigma)\left[\mathrm{sen}(De)+\cos(De)\right]$$

$$+ (x-x')(z-z')\left[\mathrm{sen}(In)\cos(\theta)\cos(\sigma)+\cos(In)\cos(De)\mathrm{sen}(\theta)\right]$$

$$+ (y-y')(z-z')\left[\mathrm{sen}(In)\cos(\theta)\mathrm{sen}(\sigma)+\cos(In)\mathrm{sen}(De)\mathrm{sen}(\theta)\right]$$

$$+ (x-x')^2\cos(In)\cos(De)\cos(\theta)\cos(\sigma) + (z-z')^2\mathrm{sen}(In)\mathrm{sen}(\theta)$$

$$+ (y-y')^2\cos(In)\mathrm{sen}(De)\cos(\theta)\mathrm{sen}(\sigma)\Big]$$

$$- \frac{1}{R^3}\left[\cos(In)\cos(De)\cos(\theta)\cos(\sigma)+\cos(In)\mathrm{sen}(De)\cos(\theta)\mathrm{sen}(\sigma)+\mathrm{sen}(In)\mathrm{sen}(\theta)\right]$$

2.5 RELACIONES A PROGRAMAR

Siguiendo la Ec.(2.3.9) para obtener la pseudoanomalia magnetica de campo total, debemos tener por un lado, los datos equiespaciados de la anomalia gravimetrica y por otro, los valores del operador igualmente equiespaciados para aplicar la convolucion descrita en la secc. 2.1.2., en el dominio del espacio o en el dominio de las frecuencias. La realcion j/ρ se determina de acuerdo al resultado de cálculos teoricos, a apartir de la composicion de los minerales; si por otro lado se determinan las anomalias gravimétrica y magnetica y se determina la relacion, se tiene una buena posibilidad de eliminar ciertos tipos de rocas y sugerir los más probables tipos de dichas rocas.

Para la aplicación del metodo a un modelo sïntetico, se calcula el valor de la anomalia gravimetrica y, de acuerdo a las condiciones del cuerpo, se determinan los valores del operador, como se muestra en la secc.2.4. Si se desea calcular la pseudoanomalia en el espacio se procede a aplicar el programa que realiza la convolucion; si por lo contrario se desea calcular la pseudoanomalía en las frecuencias debe aplicarse la transformada de Fourier, para el caso de modelos bidimensionales; o la doble transformada de Fourier, para tridimensionales, tanto a los datos gravimetricos como al operador, para, ya en el dominio de las frecuencias realizar el producto termino a termino; posteriormente se realiza la transformación inversa y el desdoblamiento de los datos obtenidos.

Las expresiones a programar serán los datos de la anomalía gravimétrica y del operador, para el caso de modelos, ó del operador en el caso real. Los programas aplicados en el dominio del espacio serán subrutinas de convolucion y graficación en las frecuencias subrutinas de transformada de Fourier, de desdoblamiento y de graficación.

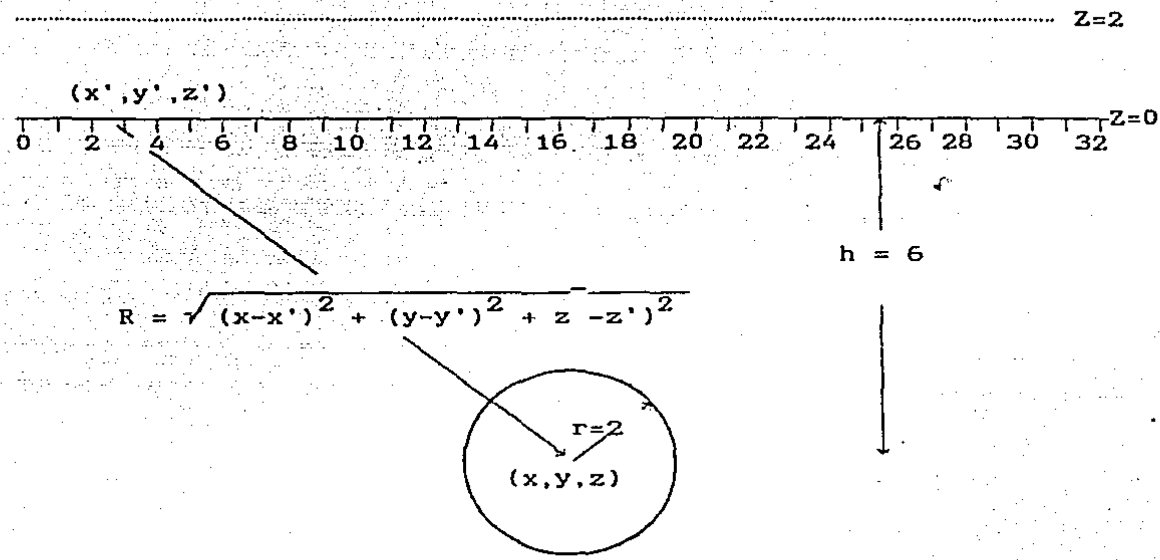
CAPITULO 3 APLICACION EN MODELOS SINTETICOS

3.1. LA ESFERA

En la figura 2 se muestran las características del modelo en consideración. Para hacer un análisis detallado en la aplicación del método, se realiza el proceso de convolución tanto en el espacio cómo en las frecuencias. En la tabla 1 se especifican cada uno de los modelos considerados, variando la inclinación y con un valor de $De=0^{o}$. Se presentan los casos para 90 y 45 grados. En la figura 3 se muestra la anomalía gravimétrica; en la figura 4 la anomalía magnética con $In=90^{o}$; la figura 5 muestra la gráfica del operador con una inclinacion de 90 grados y una declinación de 0 grados. La figura 6 representa la pseudoanomalía magnética de campo total calculada por convolucion en el dominio del espacio donde se puede apreciar el efecto de borde. La figura 7 representa la pseudoanomalía calculada por convolucion en el dominio de las frecuencias. Las figuras 8,9,10 y

11 representan la anomalia magnetica con una inclinacion de 30 grados y decliancion igual a cero, el operador para las mismas condiciones, la pseudoanomalia calculada por convolucion en el espacio y la pseudoanomalia calculada por producto en las frecuencias; respectivamente. La figura 12 muestra la parte real de la transformada del operador con In=90°, la figura 13 es el espectro de amplitud de dicho operador, su parte imaginaria es cero por lo que su espectro de fase será igual a cero. En las figuras 14 y 15 se pueden apreciar las partes reales e imaginarias del operador de 30°. En las figuras 16 y 17 se aprecian los espectros de amplitud y fase de dicho operador.

Igualmente se realizó el proceso para el modelo de la esfera con ángulos de inclinación de 60 y 45 grados. En todos los modelos se calcularon pseudoanomalias por convolución en el espacio con operadores de diferentes longitudes como se muestra en la tabla 1.



Parámetros:

Densidad (ρ) = 1.0 gr/cm^3

Suceptibilidad (k) = 0.001 c.g.s

Intensidad del campo (H) = 43250 gamma

Fig. 2

TABLA 1

	ESPACIO		FRECUENCIAS	
	In (De=0^{o})	No. Ptos.	TRANSFORMADA	ESPECTRO
ANOMALIA MAGNETICA	90 60 45 30	33 33 33 33		
ANOMALIA GRAVIMETRICA		33	PR. REAL PR. IMAGIN.	ESP. AMPLIT. ESP. FASE
OPERADOR	90	33 17 9 5	PR. REAL PR. IMAGIN.	ESP. AMPLIT. ESP. FASE.
	60	33 17 9 5	PR. REAL PR. IMAGIN.	ESP. AMPLIT. ESP. FASE
	45	33 17 9 5	PR. REAL PR. IMAGIN.	ESP. AMPLIT. ESP. FASE
	30	33	PR. REAL PR. IMAGIN.	ESP. AMPLIT. ESP. FASE

TABLA 1 (CONT.)

	ESPACIO		FRECUENCIAS
	In (De=0^{o})	No. Ptos.	
CONVOLUCION EN EL ESPACIO	90	65 49 41 37	
	45	65 49 41 37	
	60	65 49 41 37	
	30	65	
PRODUCTO EN LAS FRECUENCIAS	90 60 45 30	32 32 32 32	

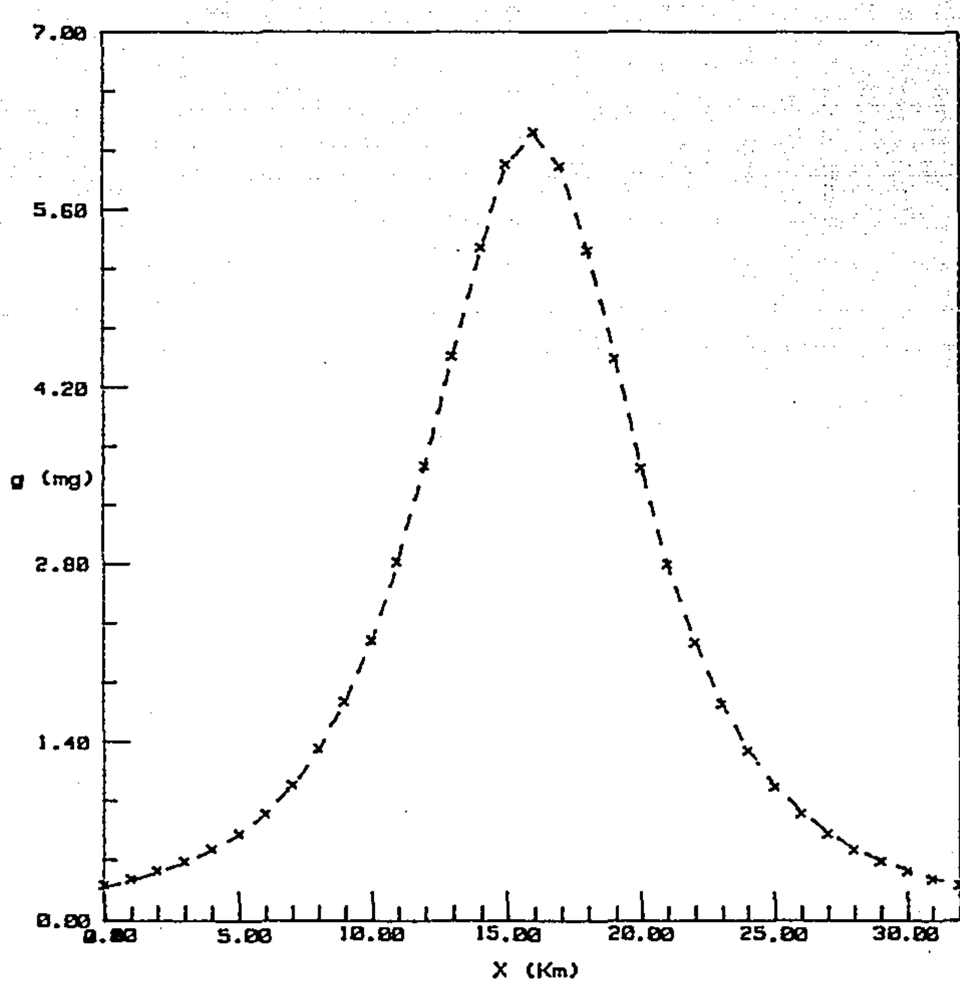


Fig.3 Anomalía Gravimétrica (33 ptos)

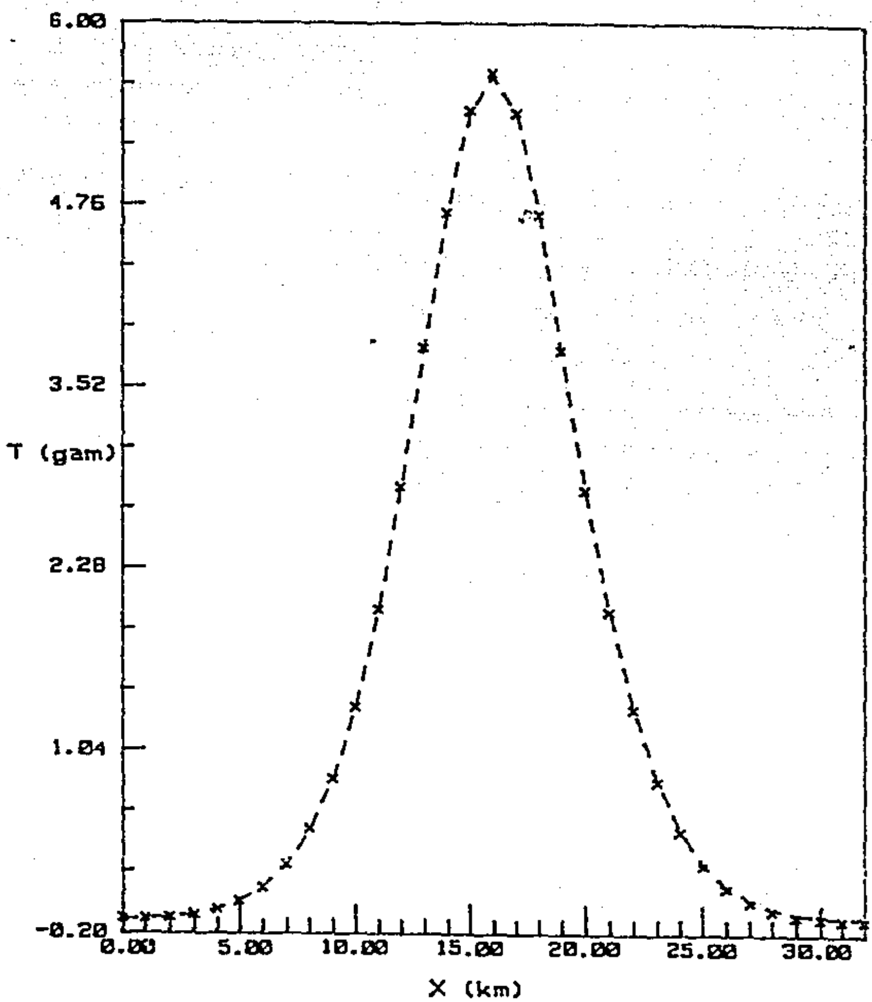


Fig.4 Anomalía Magnética I=90°(33 ptos)

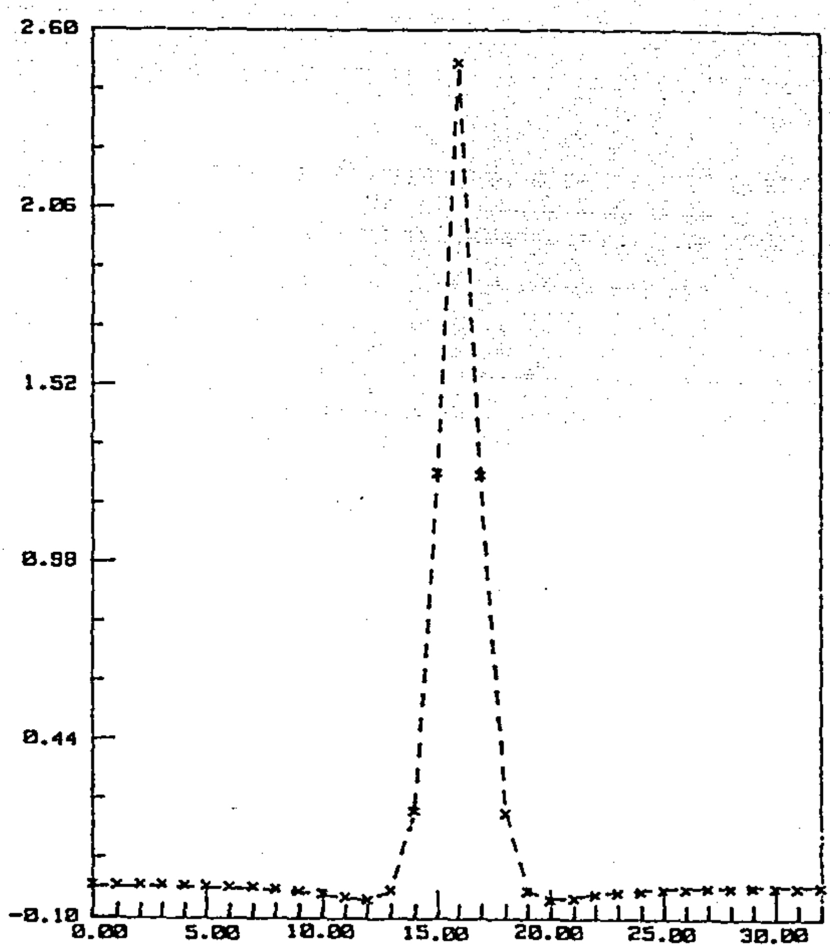


Fig.5 Operador1=90° (33 ptos)

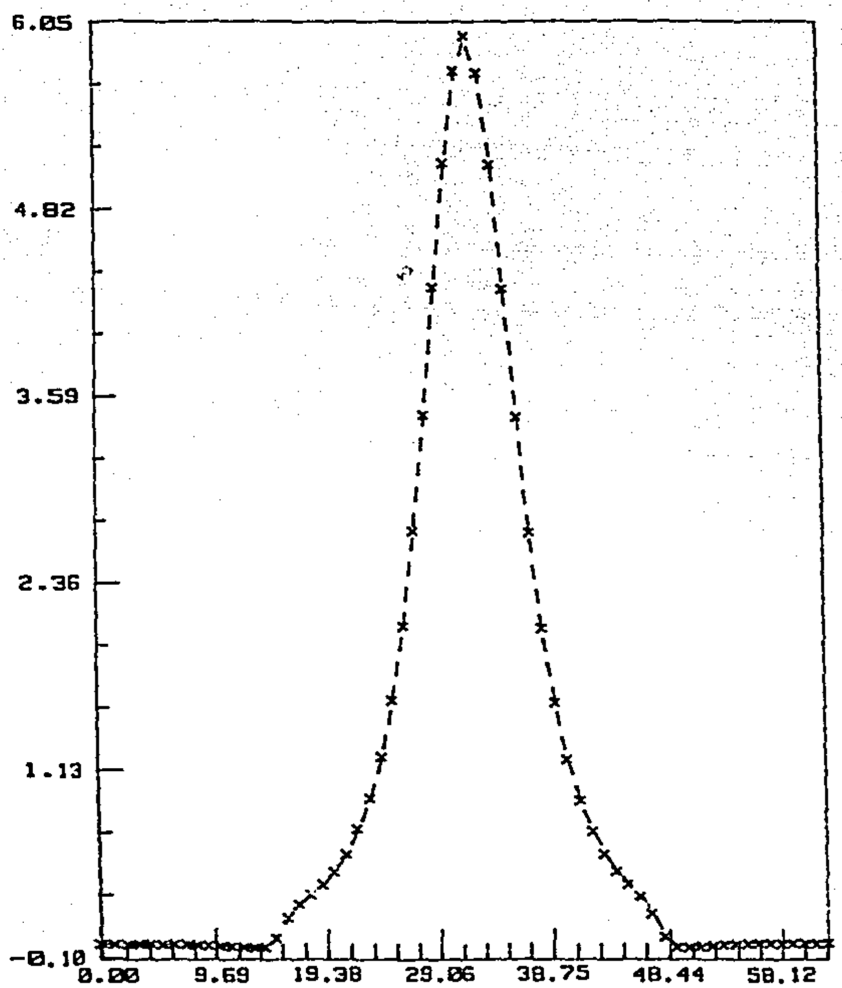


Fig.6 Pseudoanomalía Magnética a 90° por convolució

en el espacio (63 ptos)

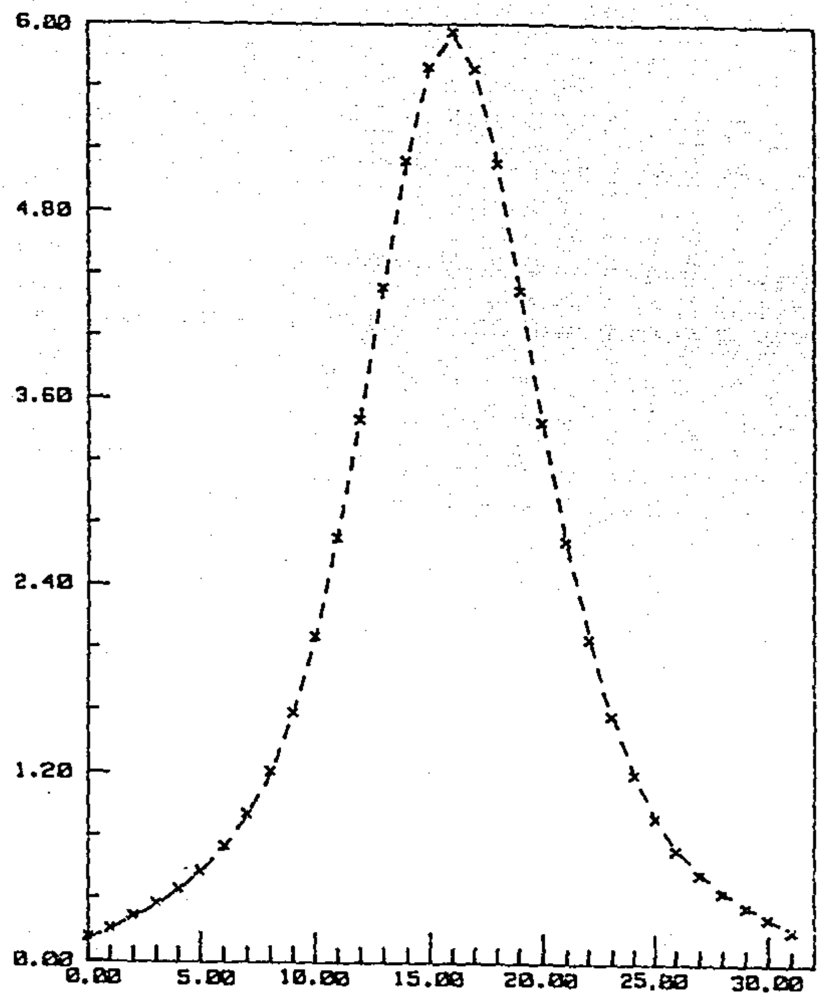


Fig.7 Pseudoanomalía magnética a 90° por producto en las frecuencia (32 ptos)

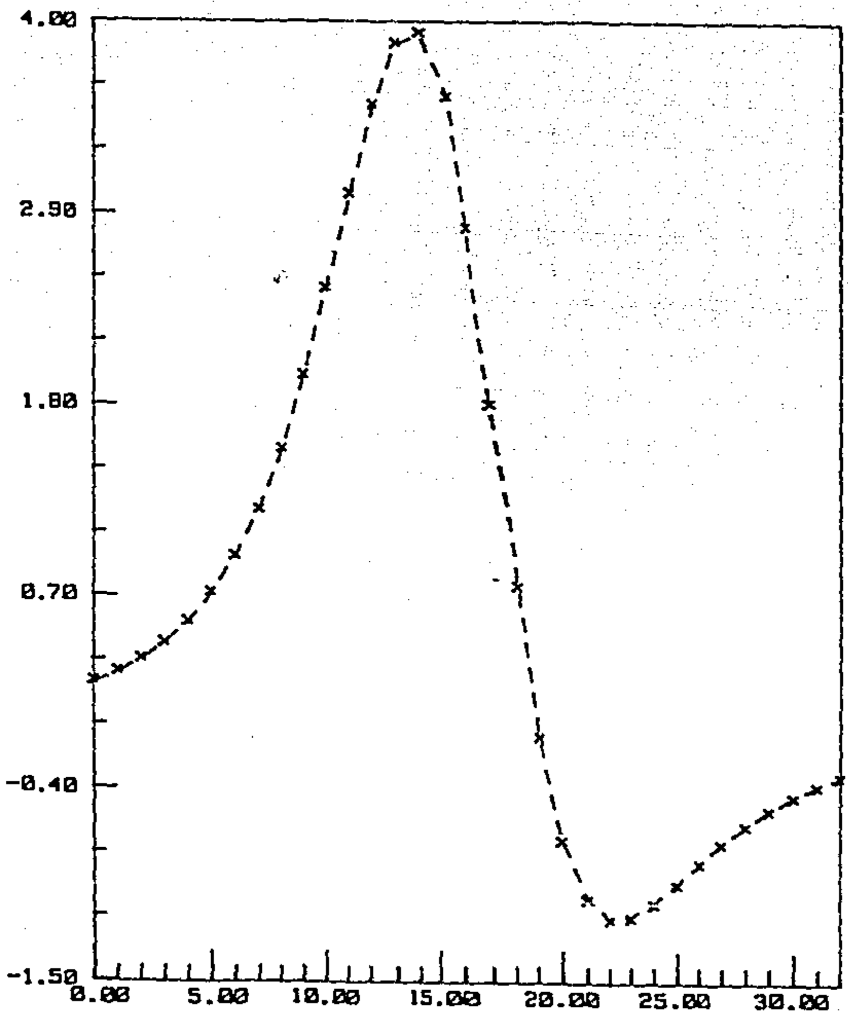


Fig.8 Anomalía Magnética I=30° (33 ptos)

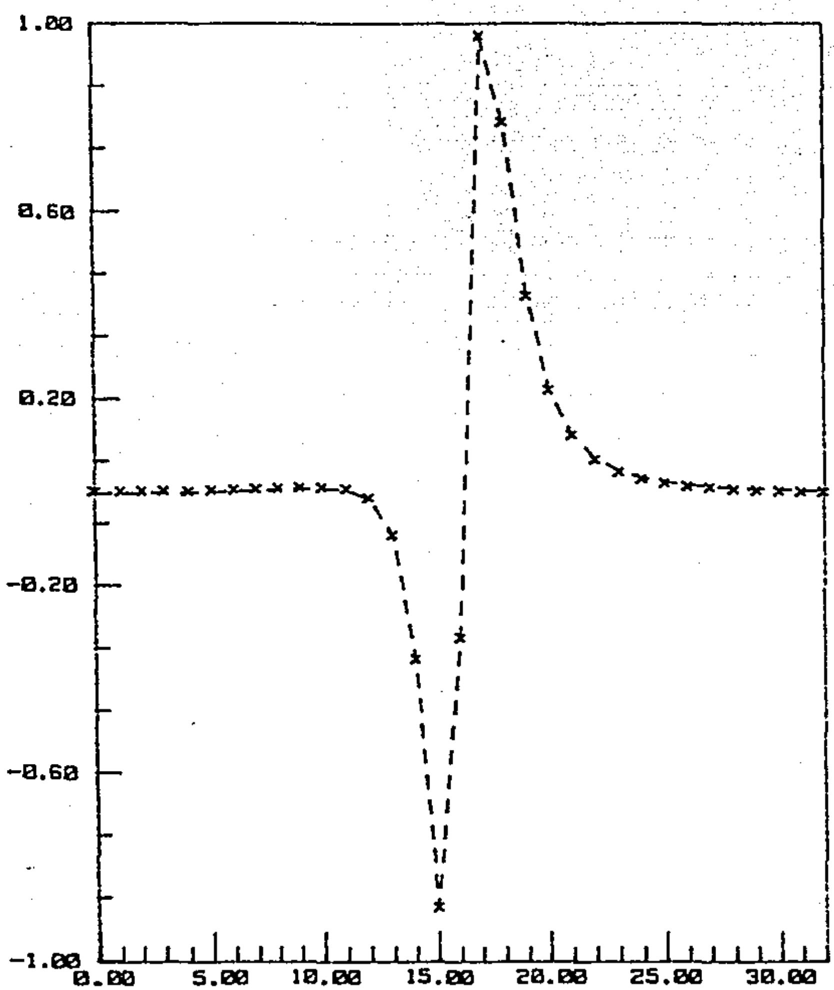


Fig.9 Operador 30° (33 ptos)

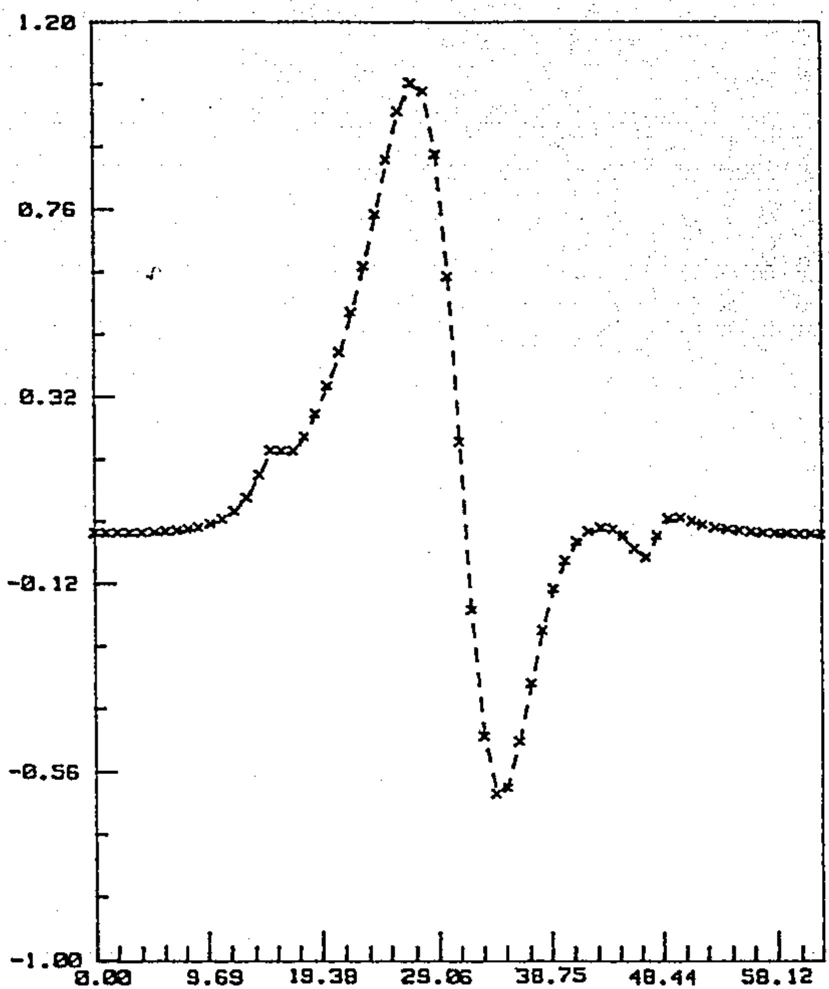


Fig.10 Pseudoanomalía Magnética por convolución en el espacio (63 ptos)

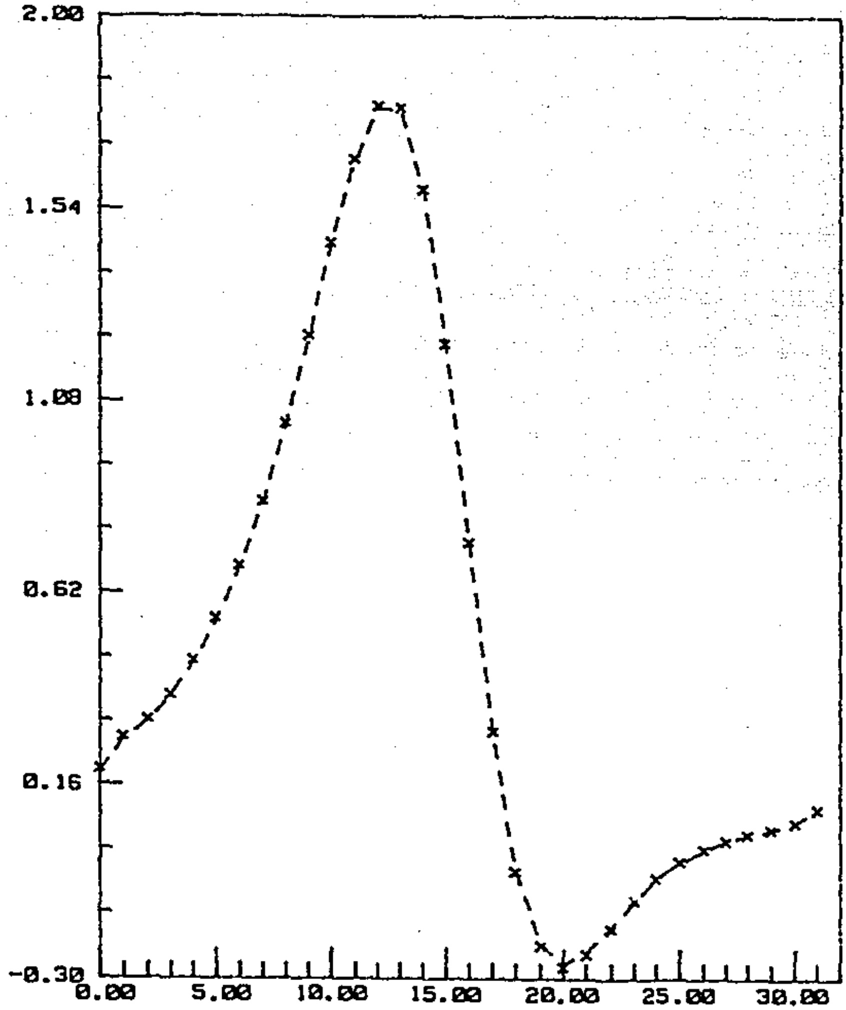


Fig.11 Pseudoanomalía Magnética a 30° por producto en las frecuencias (32 ptos)

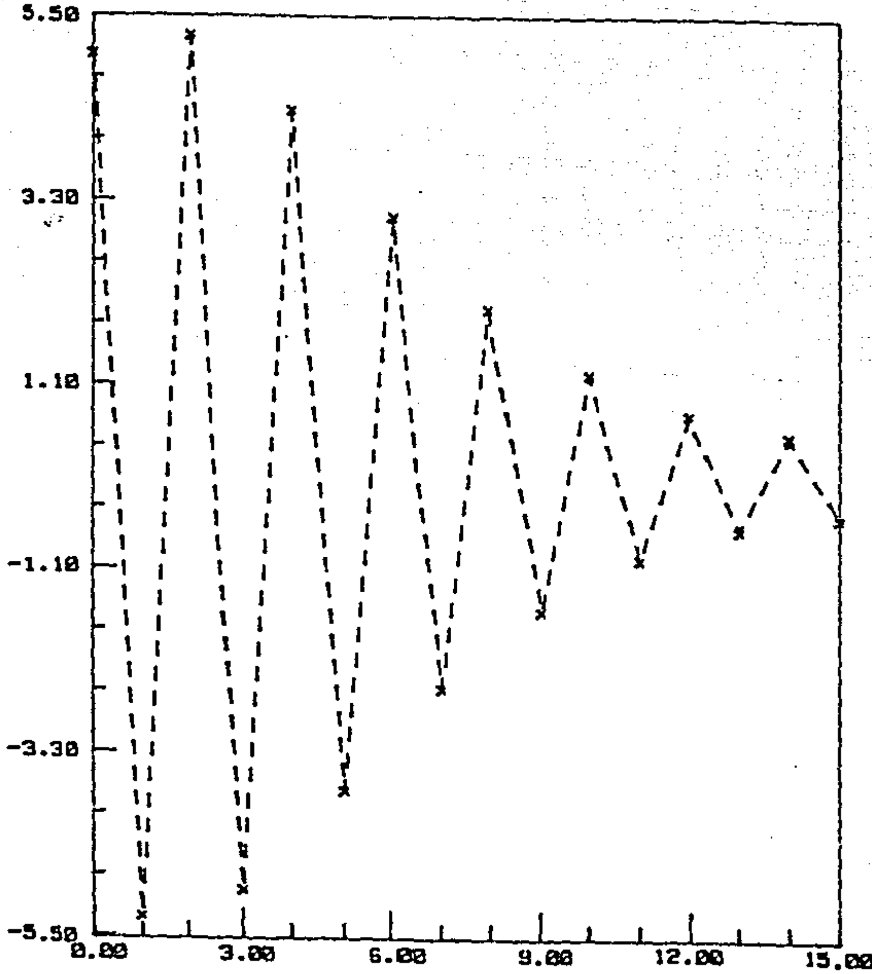


Fig.12 Operador 90°: Transformada Parte Real

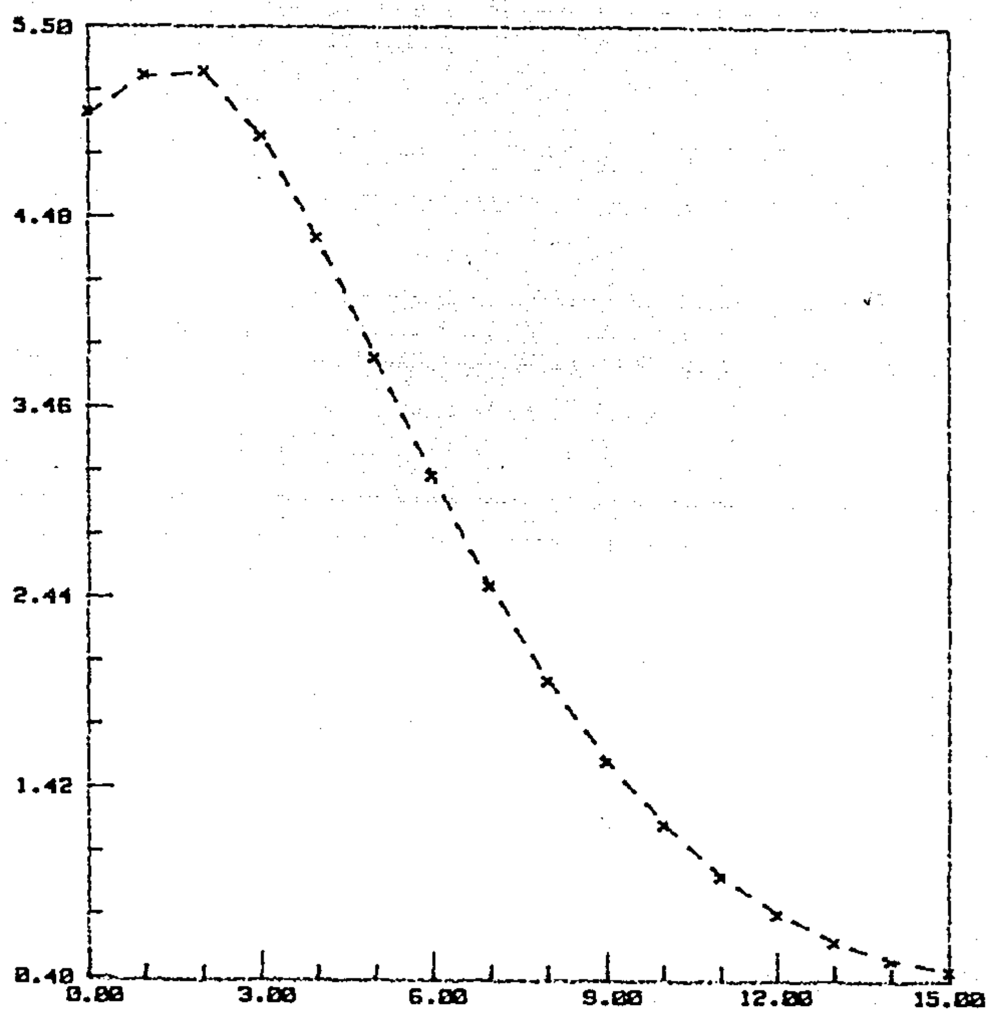


Fig.13 Operador 90°: Espectro de Amplitud

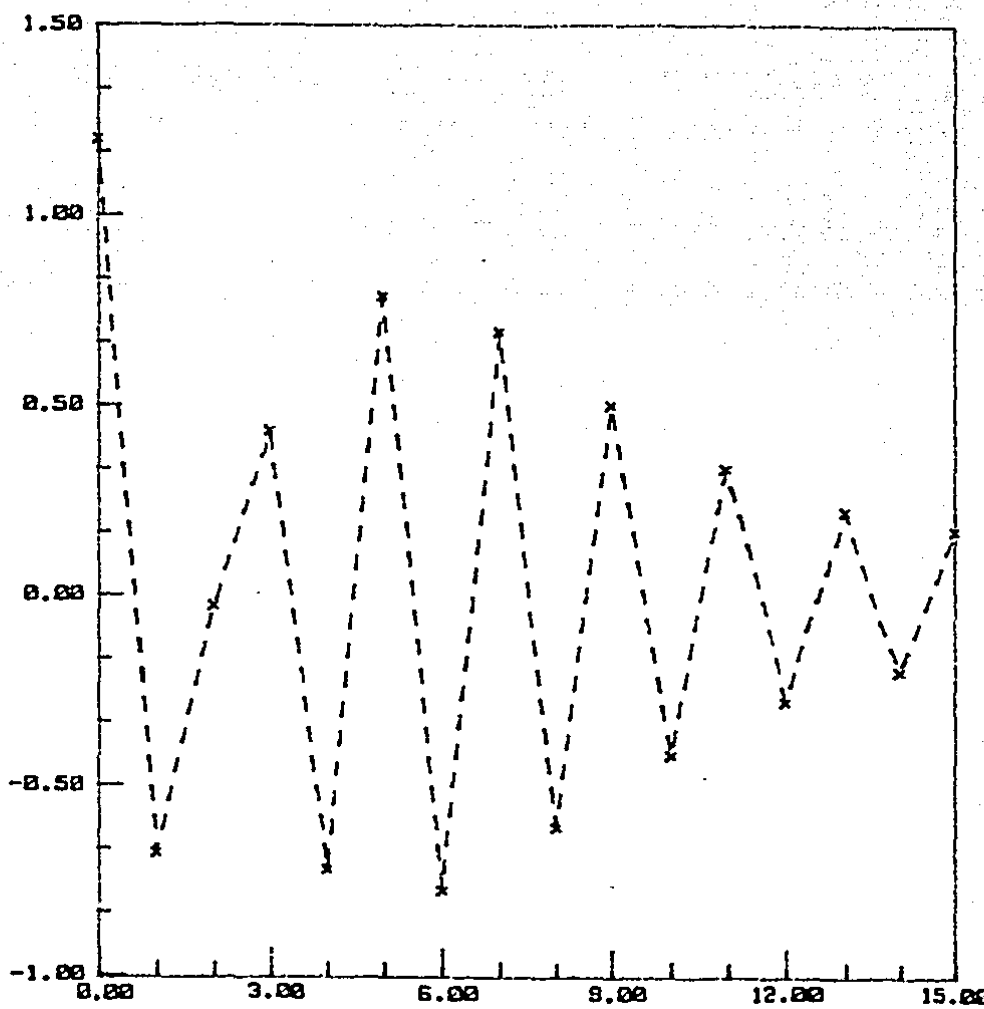


Fig.14 Operador 30°: Transformada Parte Real

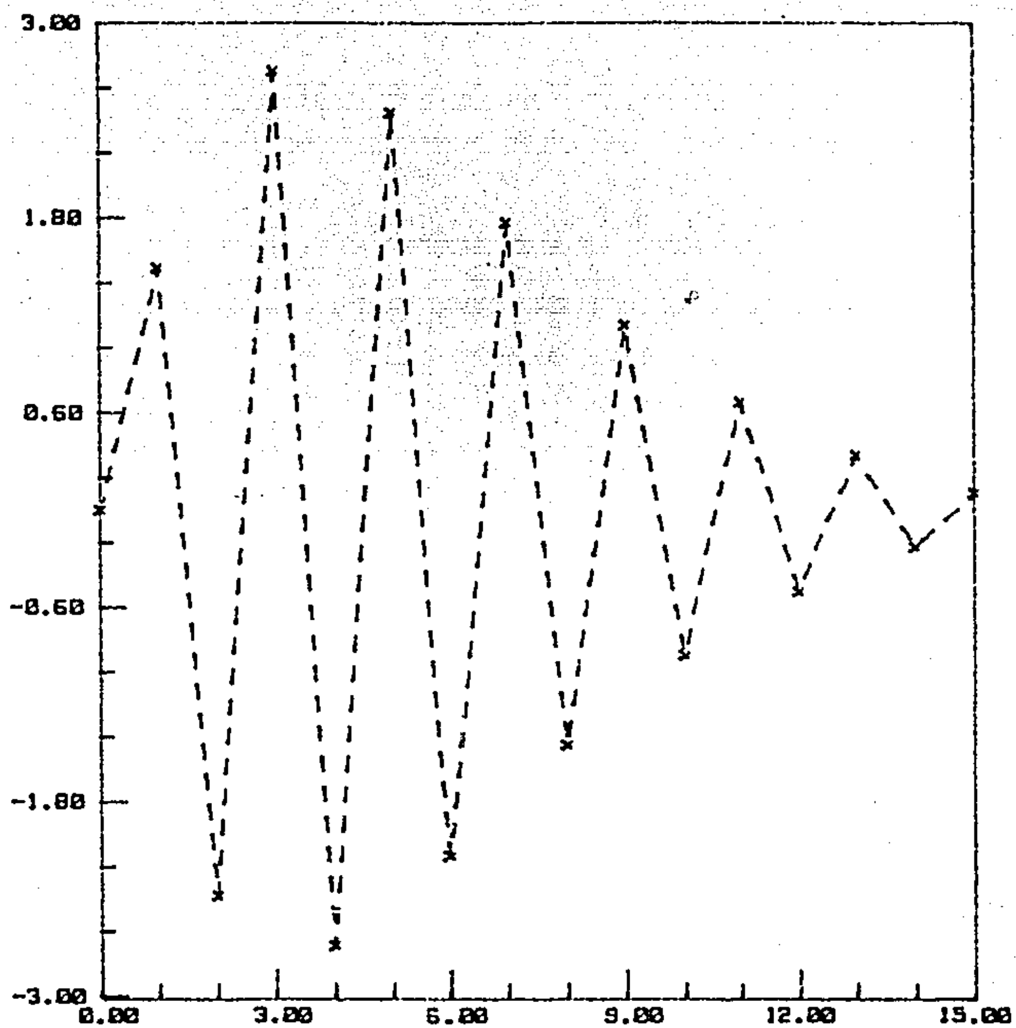


Fig.15 Operador 30°: Transformada Parte Imaginaria

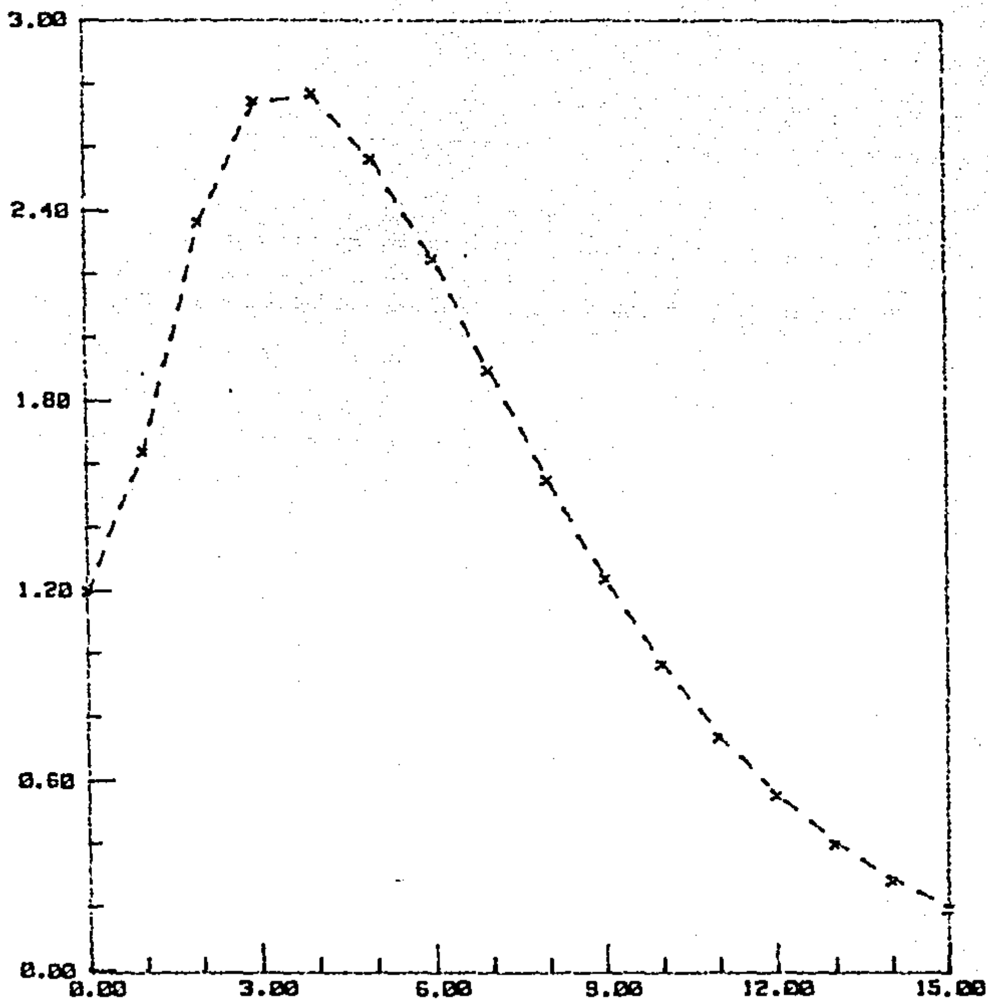


Fig.16 Operador 30°: Espectro de Amplitud

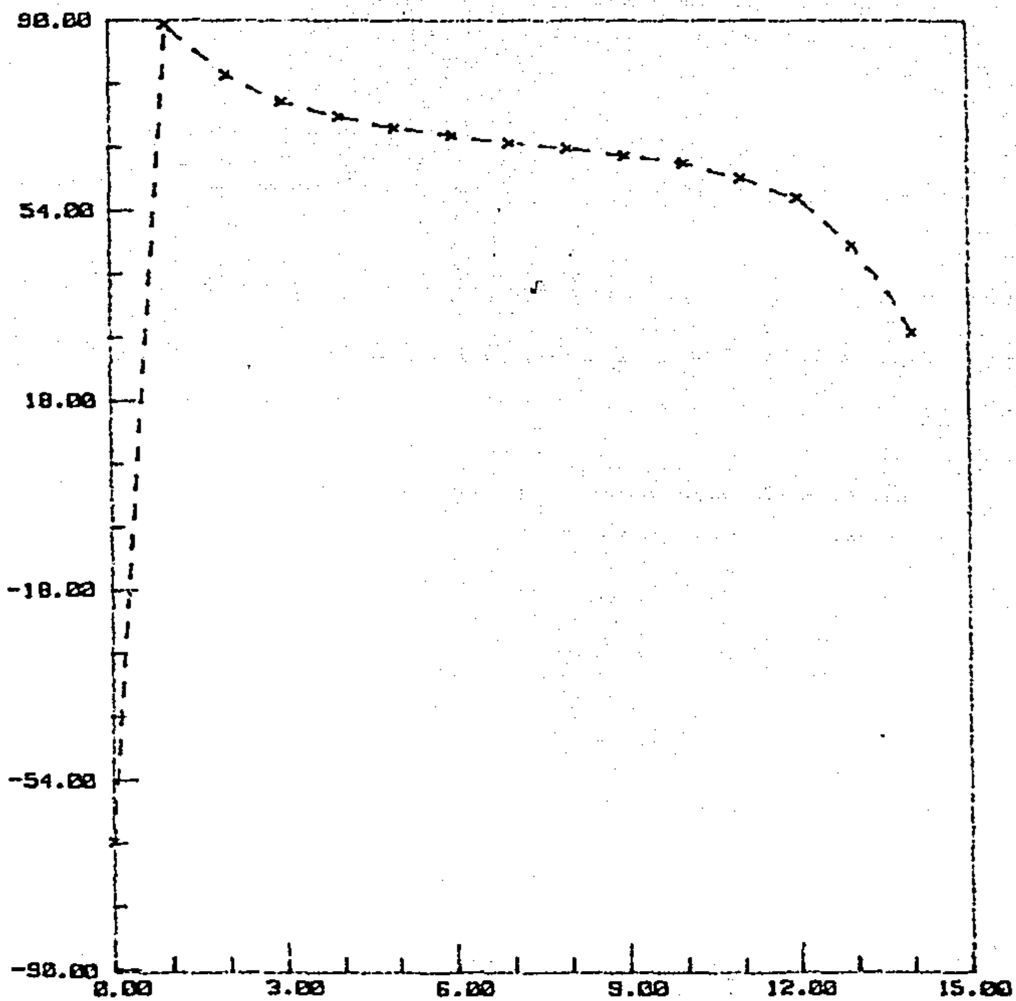


Fig.17 Operador 30°: Espectro de Fase

3.2. EL PRISMA

Al ser calculadas las anomalías gravimetricas y magneticas de un prisma de 2 x 2 x 2 unidades con un contraste de densidad de 1.0 gr/cm^3, con una susceptibilidad magnetica de 0.001 c.g.s., al valor del campo magnético total de 47700 gammas, un ángulo de inclinacion de 90^o y un ángulo de declinación de 0^o se obtuvieron las anomalías de las figuras 18 y 19 respectivamente.

La anomalía gravimétrica calculada en una malla de 8 x 8 se convoluciono en el espacio con un operador cuadrado de 5 x 5, figura 20, para obtener la pseudoanomalía magnetica de campo total de 8 x 8 a la cual se le ha removido el efecto de borde, figura 21. La misma anomalía gravimetrica se convolucionó en el espacio con un operador ($In=90^o$,$De=0^o$) de 8 x 8 (Fig. 22), para obtener la pseudoanomalía de la figura 23 de 15 x 15. En la figura 24 se puede observar la misma pseudoanomalía pero removiendo el efecto de borde (8 x 8). En la figura 25 se observa la pseudoanomalía calculada por producto en el dominio de las frecuencias de 8 x 8, para una inclinación de 90 grados y una declinación de 0 grados. El mismo procedimiento se sigue para una inclinacion de 45^o y declinacion de 0^o; en la figura 26 tenemos la anomalía magnetica de 8 x 8. En la figura 27 el operador de 5 x 5 y en la figura 28 la pseudoanomalía, de 8 x 8, por convolucion en el espacio luego de remover el efecto de borde. En las figuras 29 y 30 se pueden observar el operador de 8 x 8 ($In=90^o$, $De=0^o$) y la pseudoanomalía por convolucion en el espacio,de 8 x 8, luego de remover las orillas, respectivamente. La figura 31 muestra la pseudoanomalia calculada por producto en las frecuencias (7 x 7). Los espectro de amplitud de los operadores de 90° y 45° se muestran en las figuras 32 y 33.

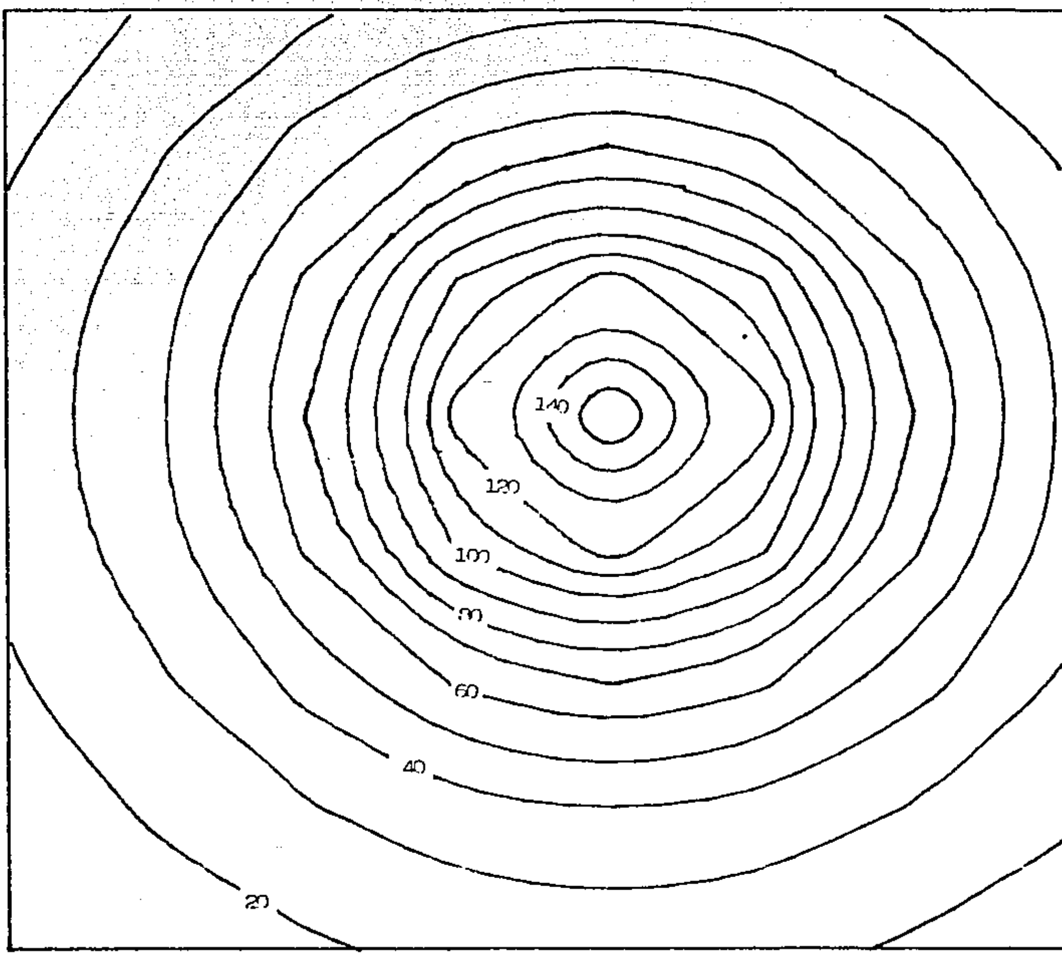


Fig.18 Anomalía Gravimétrica (8 x 8)

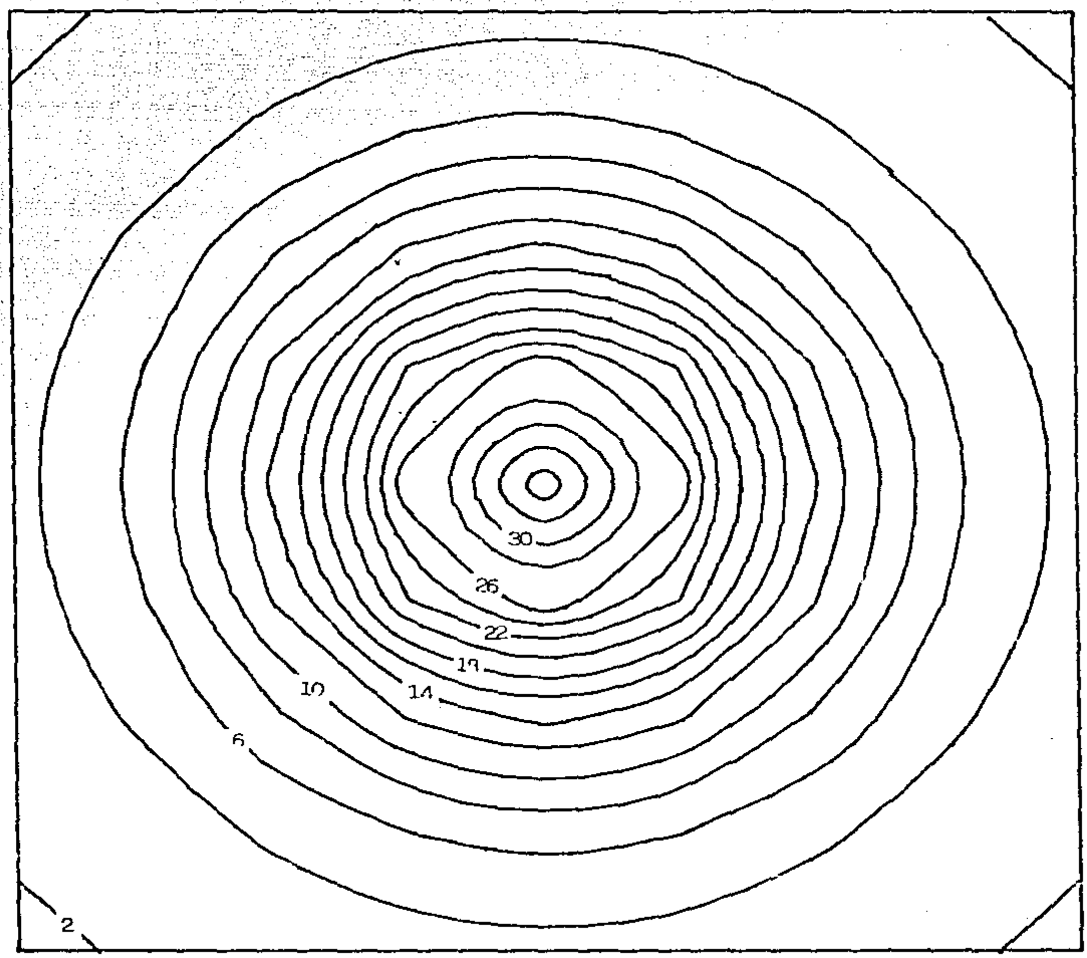


Fig.19 Anomalía Magnética I=90 (8 x 8)

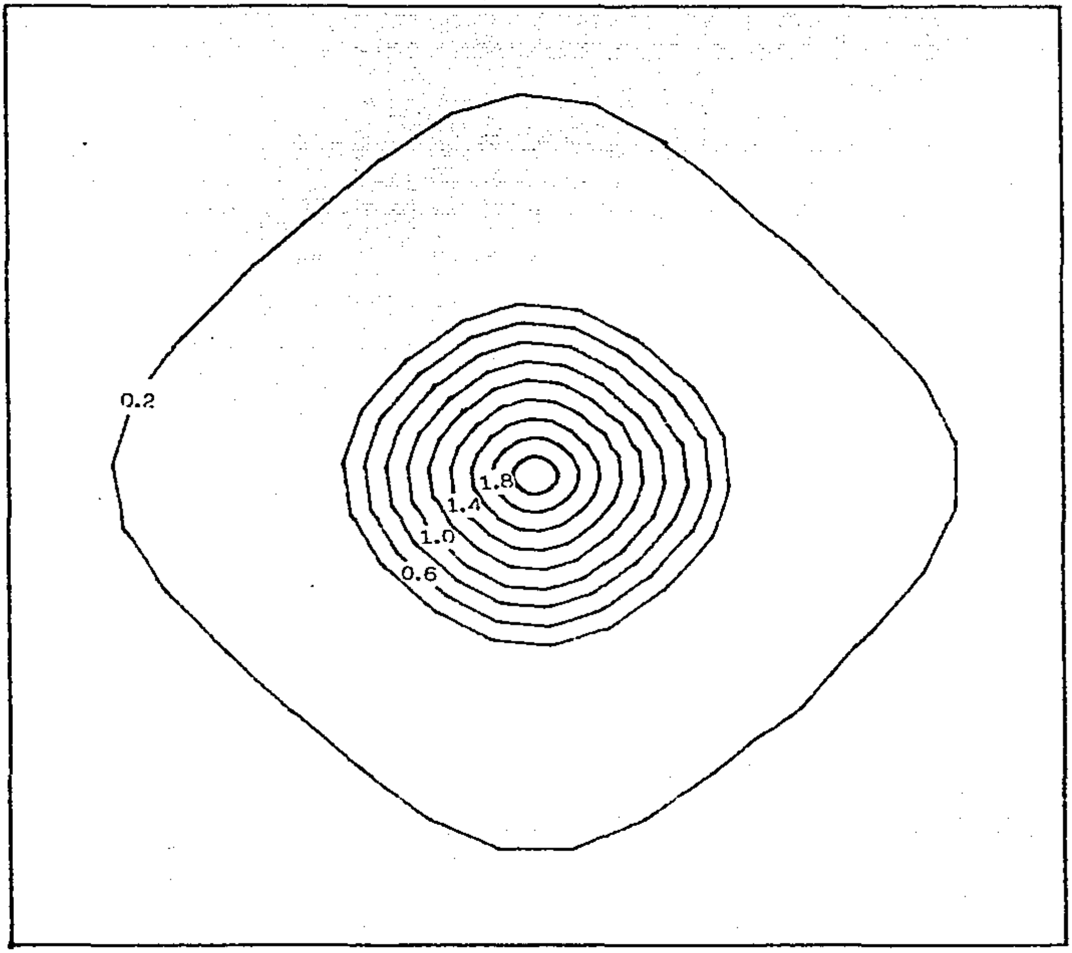


Fig.20 Operador I=90 (5 x 5)

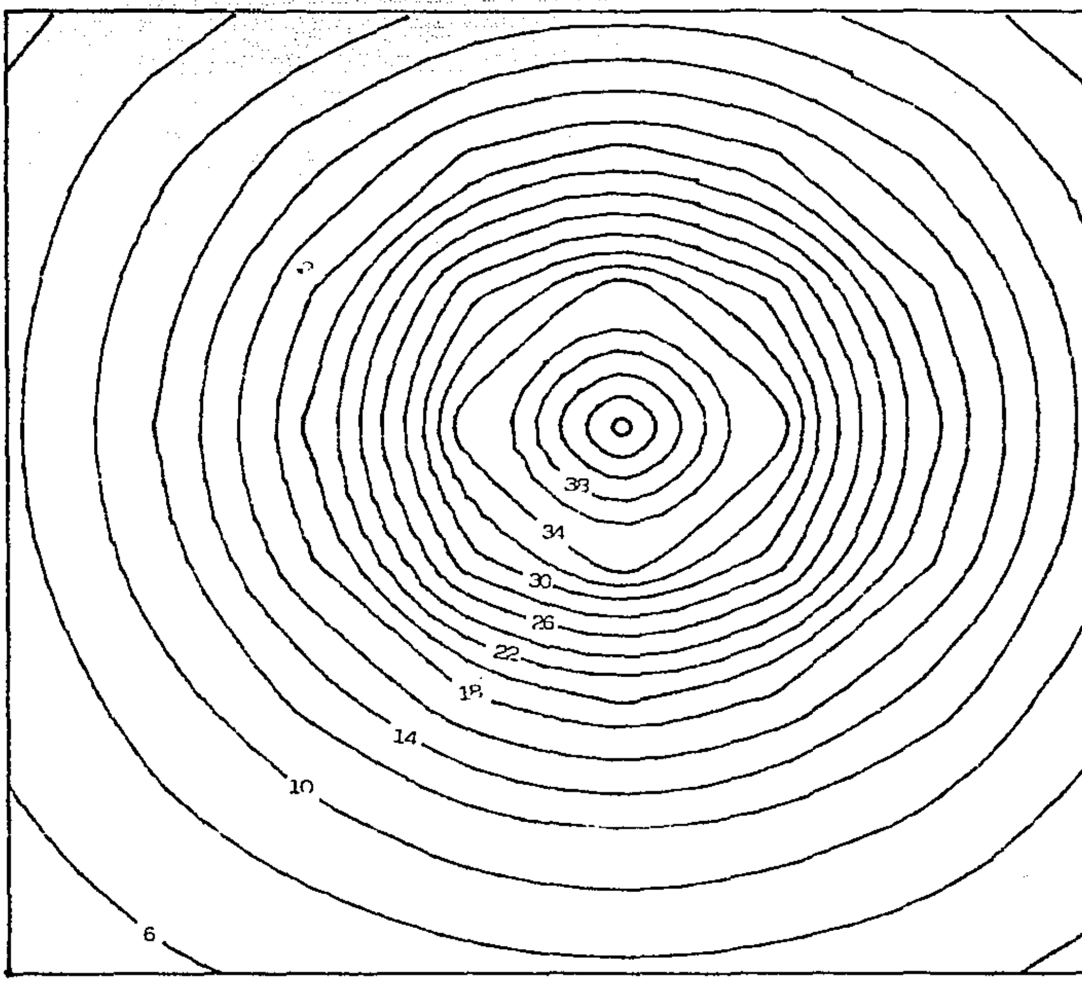


Fig.21 Pseudoanomalía por convolución en el espacio

I=90 (8 x 8)

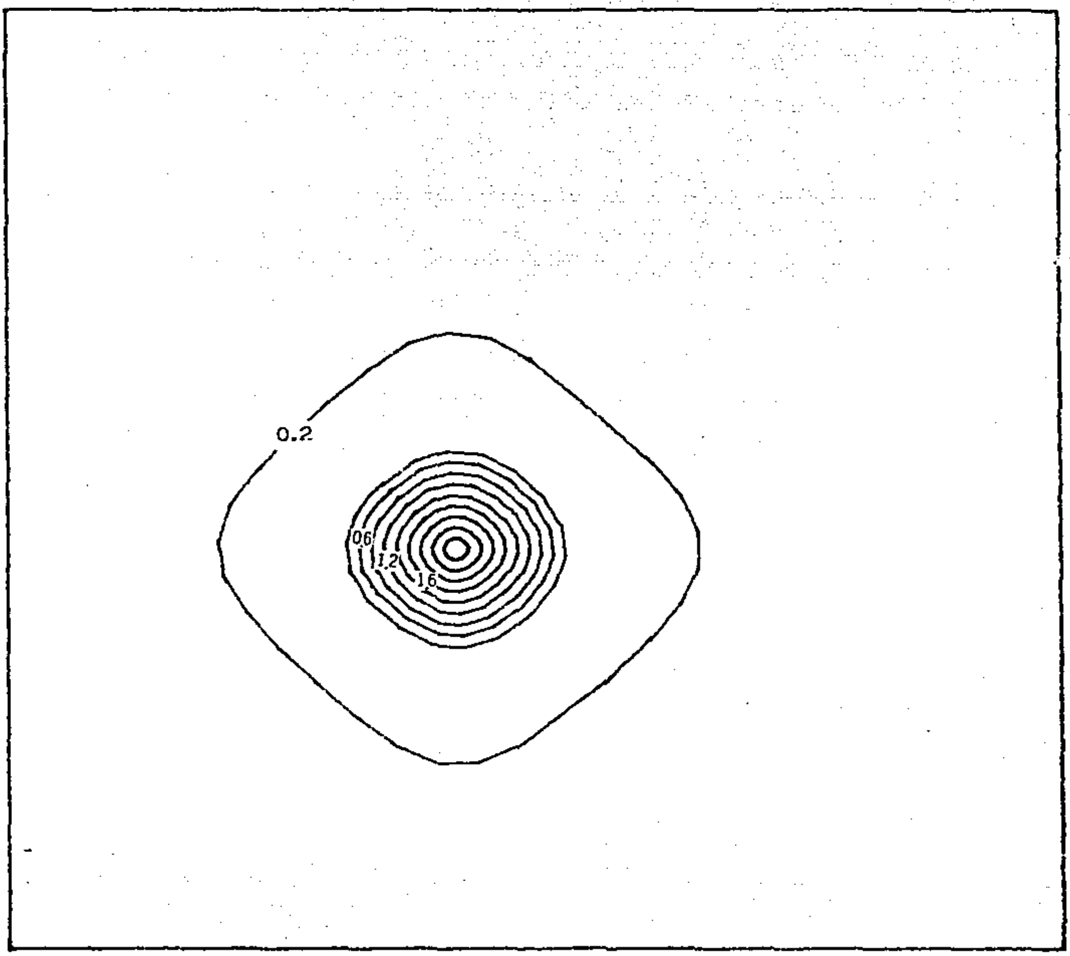


Fig.22 Operador I=90 (8 x 8)

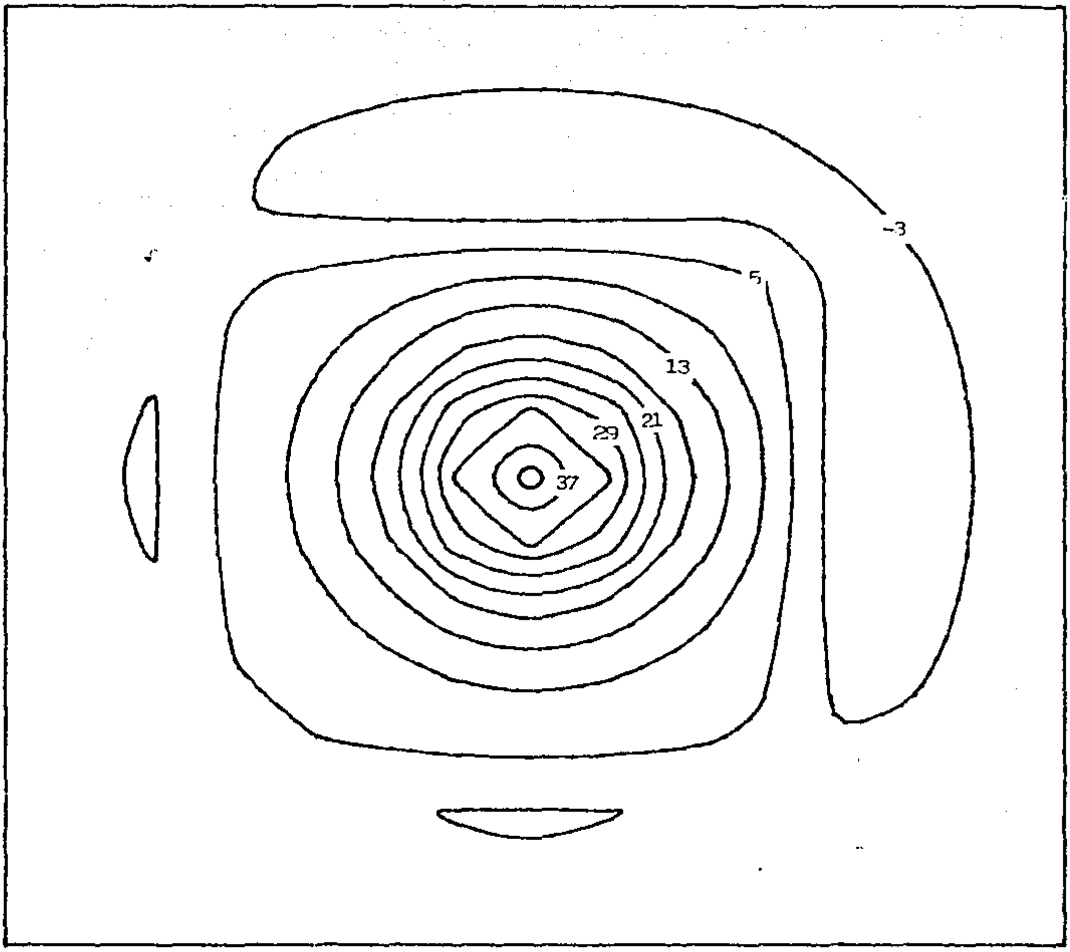


Fig.23 Pseudoanomalía por convolución en el espacio

I=90 (15 x 15)

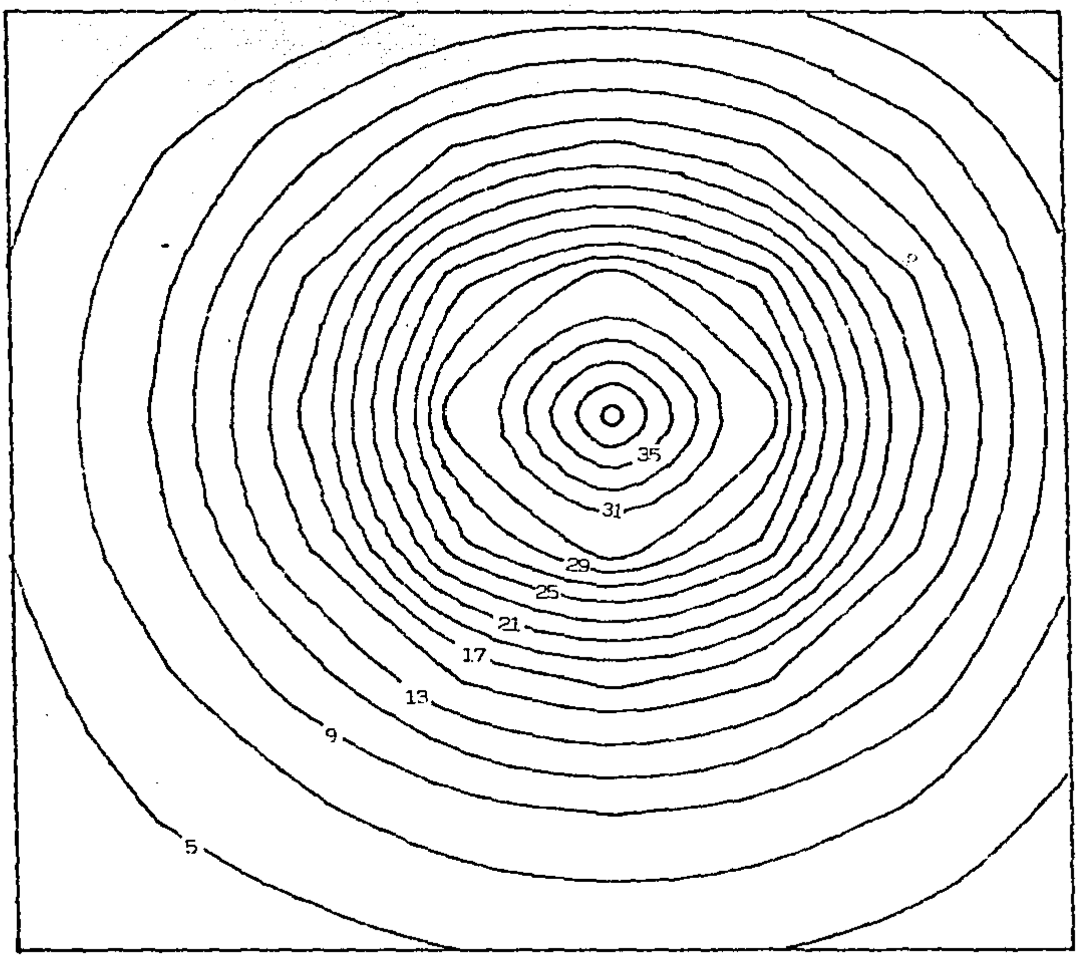


Fig.24 Pseudoanomalía por convolución en el espacio sin efecto de borde I=90 (8 x 8)

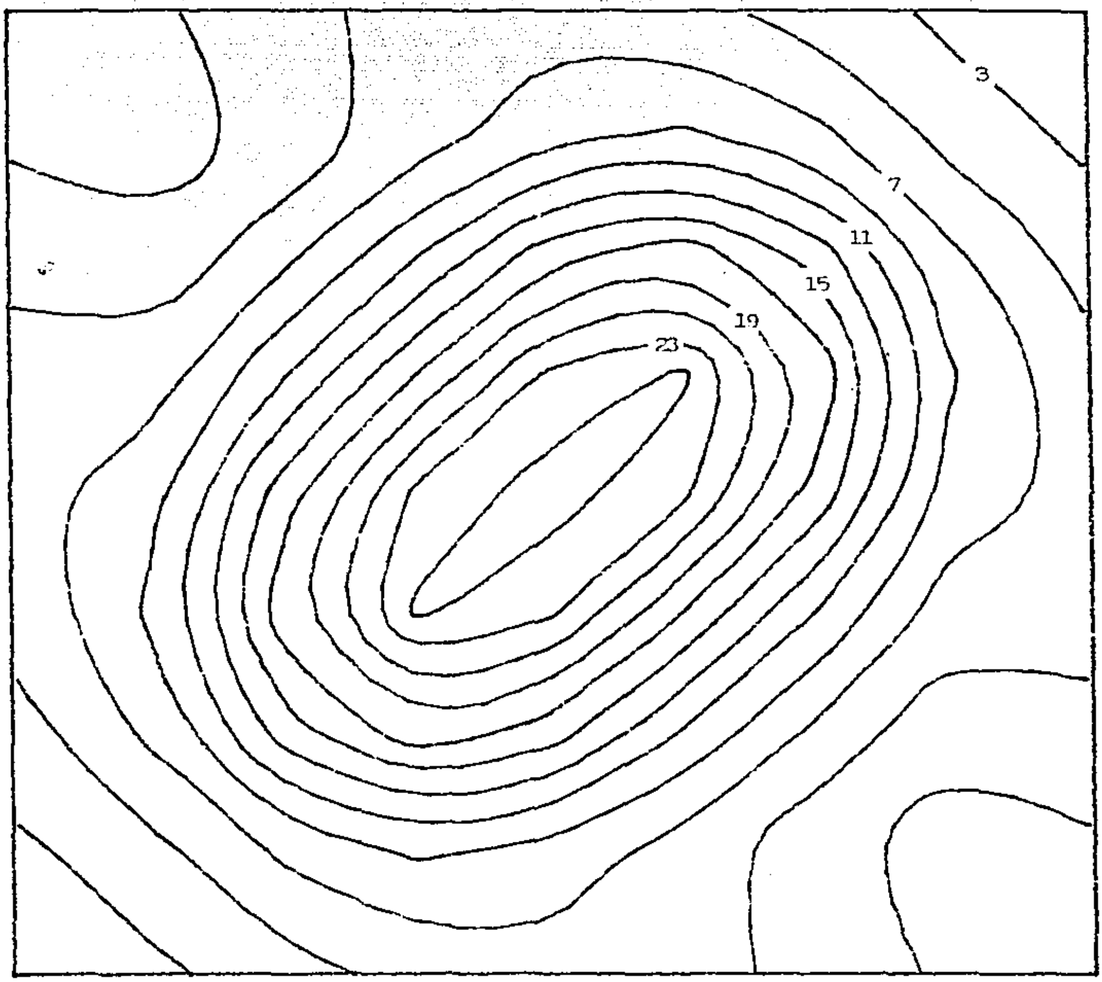


Fig.25 Pseudoanomalía por producto en las frecuencias I=90 (9 x 9)

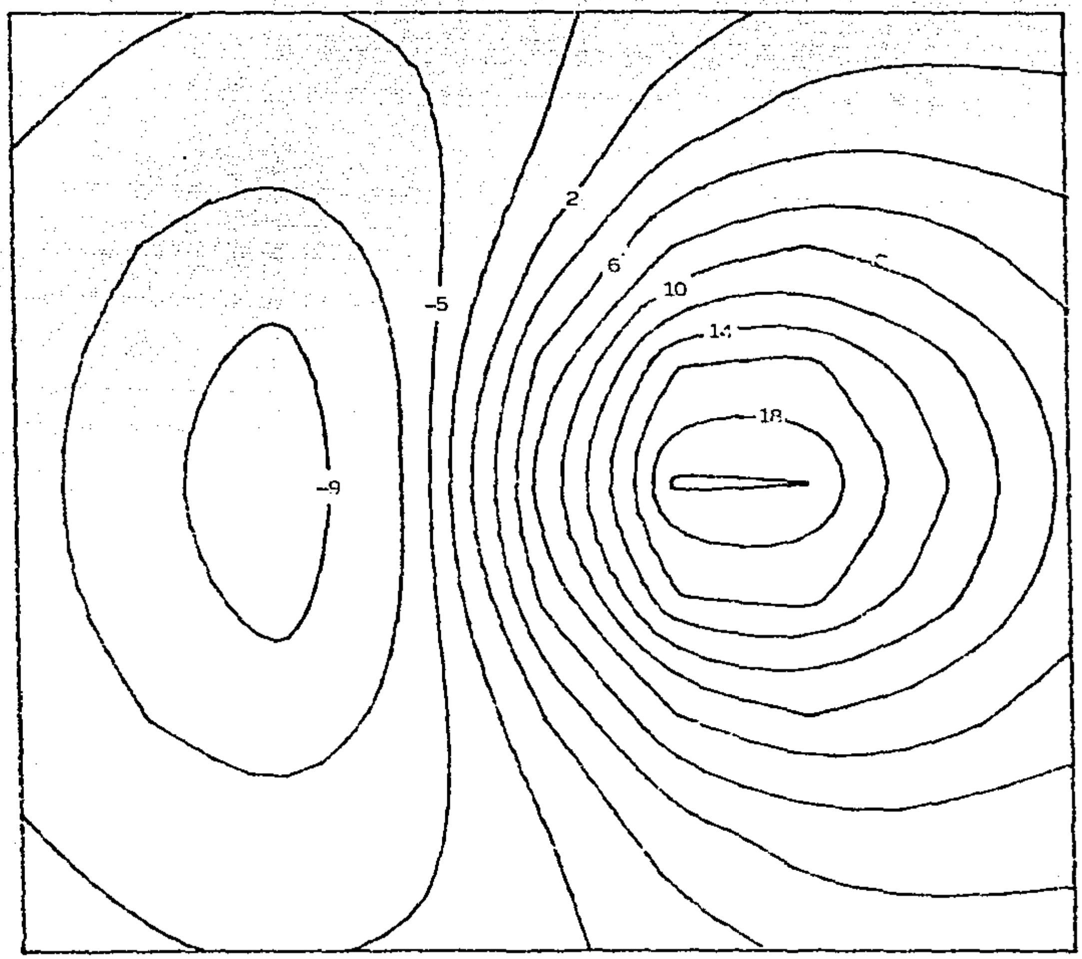


Fig.26 Anomalía MAgnética I=45 · (8 x 8)

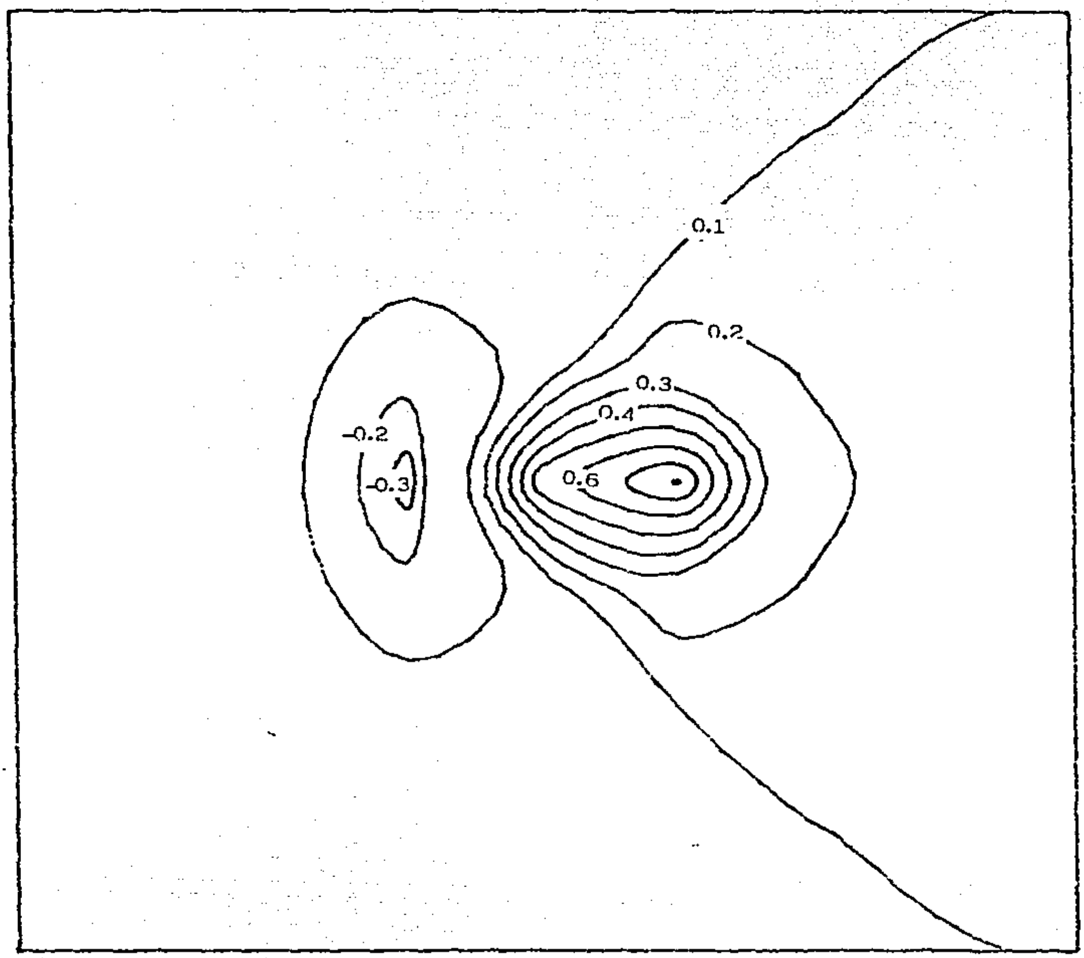


Fig.27 Operador I=45 (5 x 5)

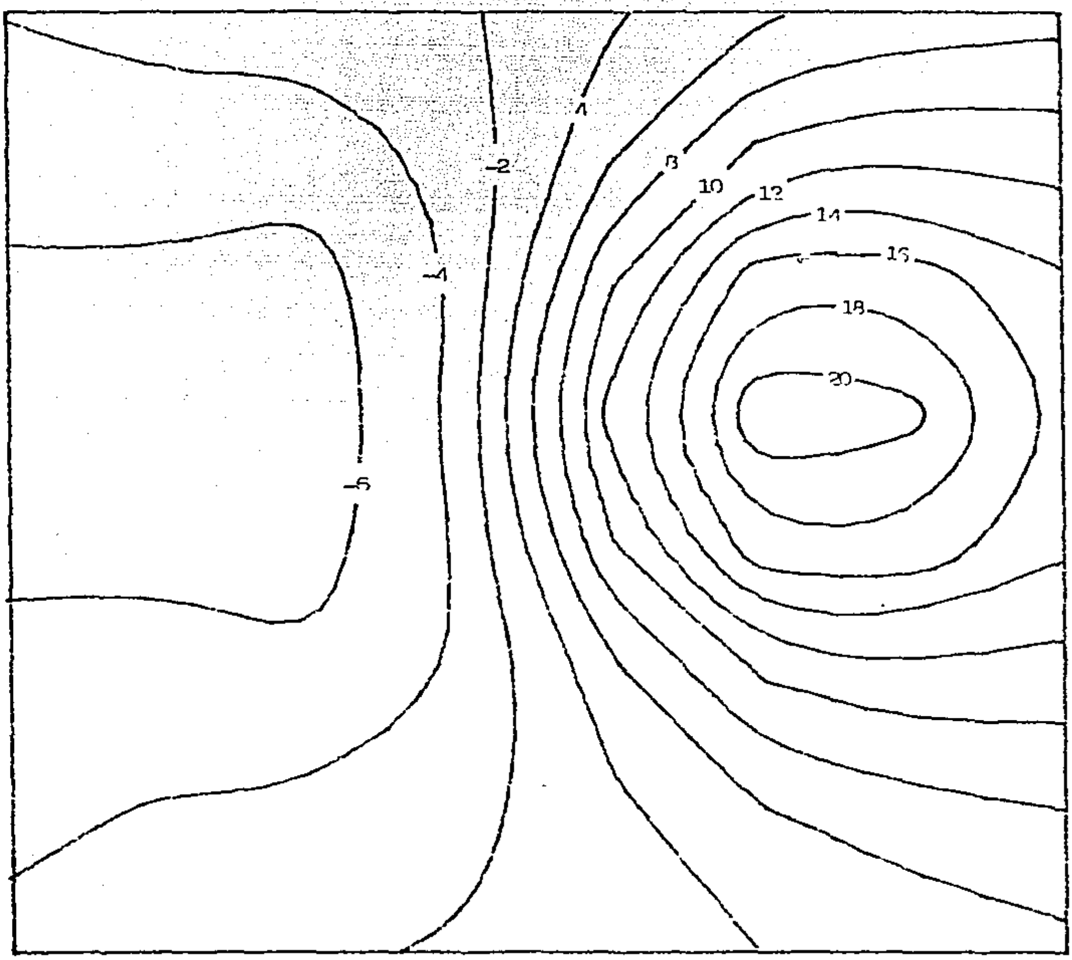


Fig.28 Pseudoanomalía por convolución en el espacio I=45 (8 x 8)

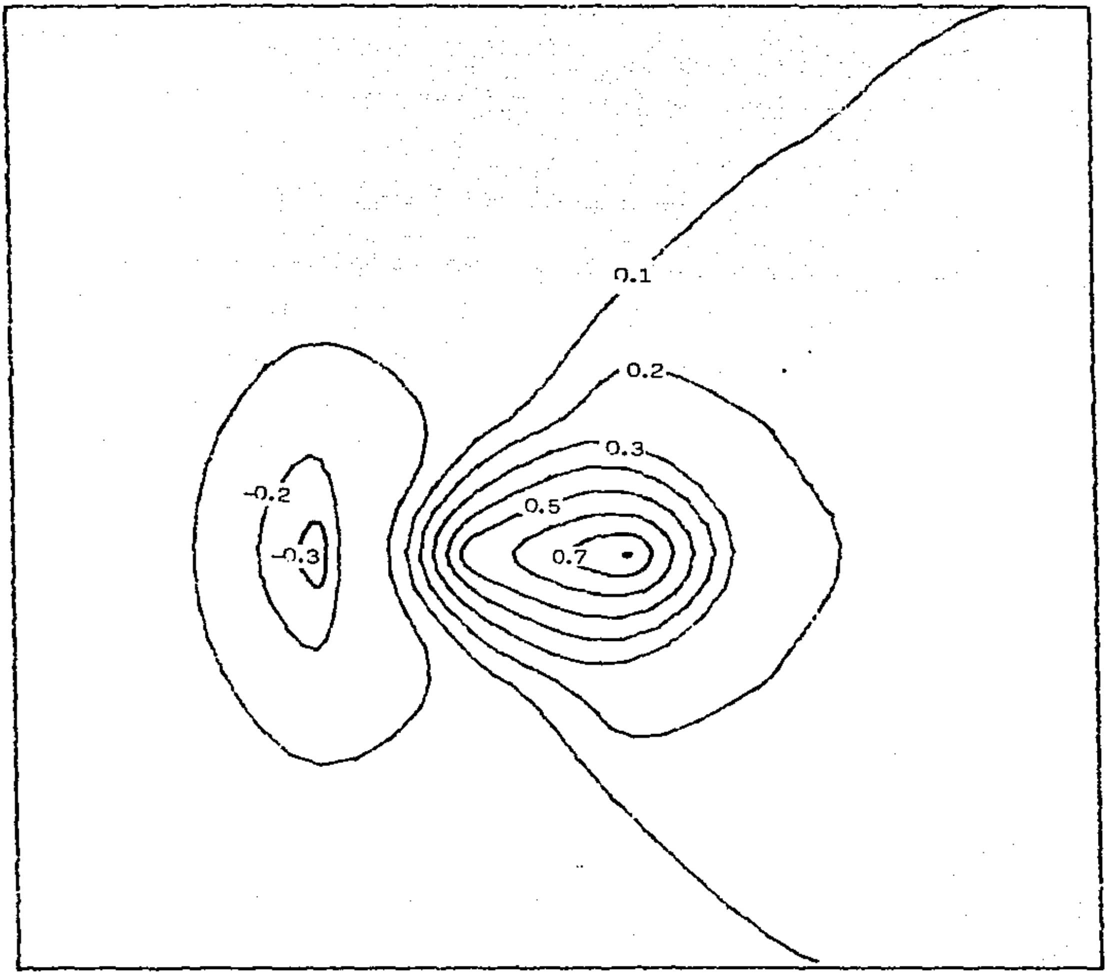


Fig.29 Operador I=45 (8 x 8)

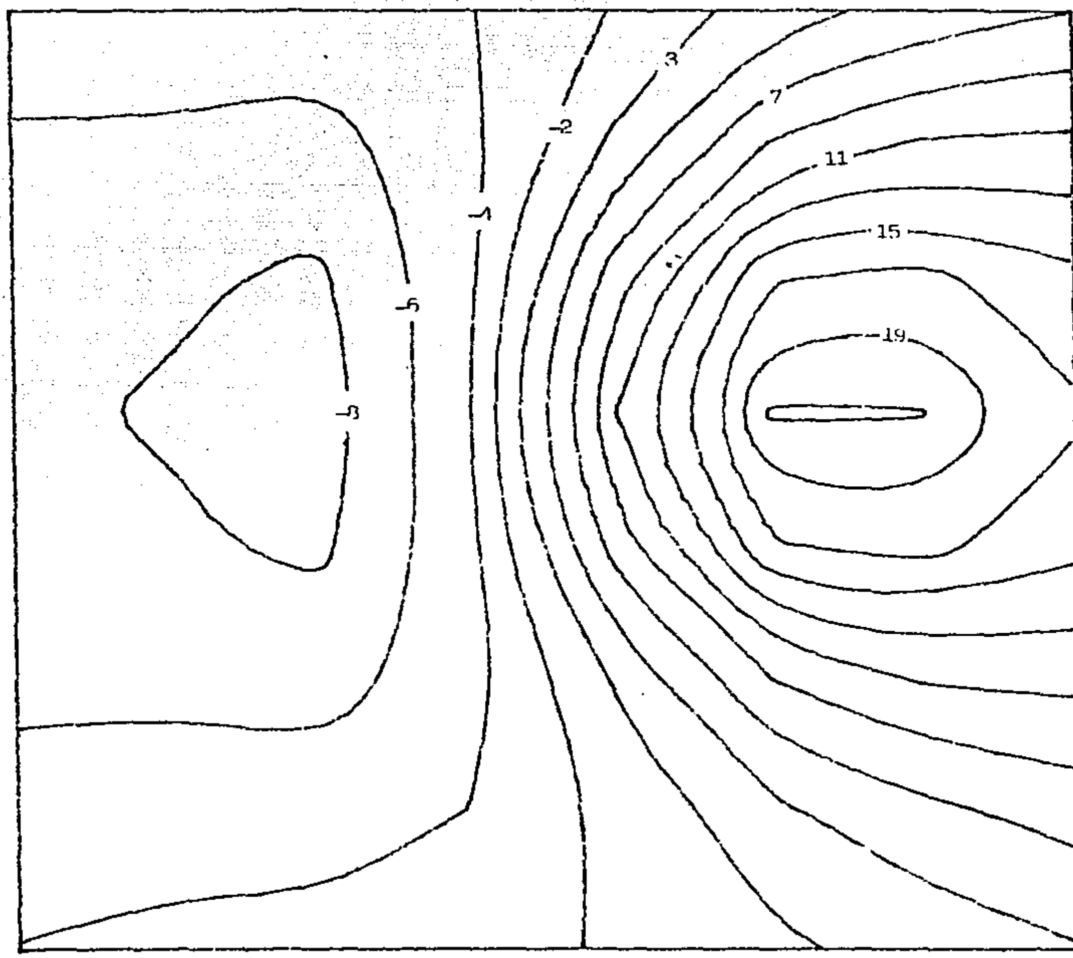


Fig.30 Pseudoanomalía por convolución en el

espacio I=45 (8 x 8)

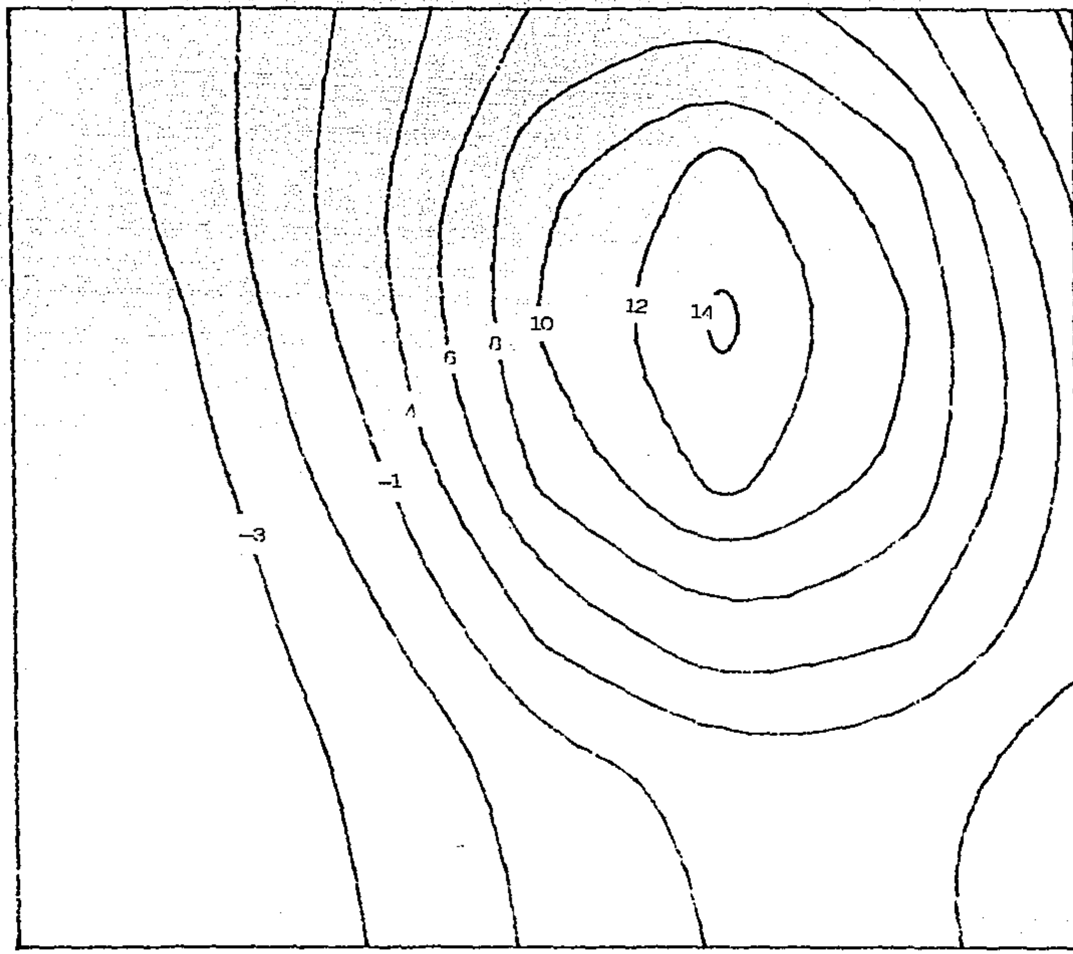


Fig.31 Pseudoanomalía por producto en las frecuencias I=45 (7 x 7)

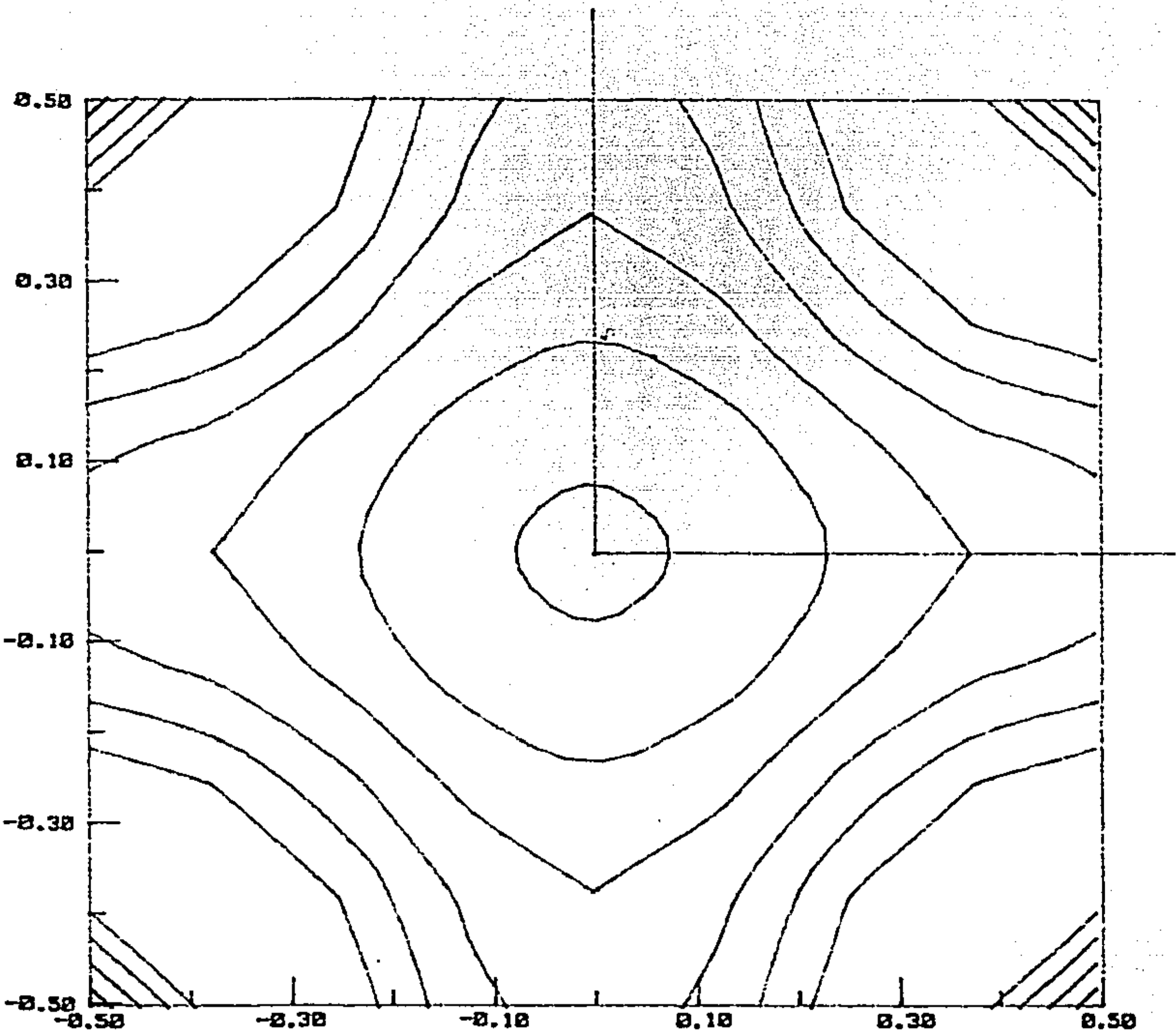


Fig.32 Espectro de Amplitud I=90 (9 x 9)

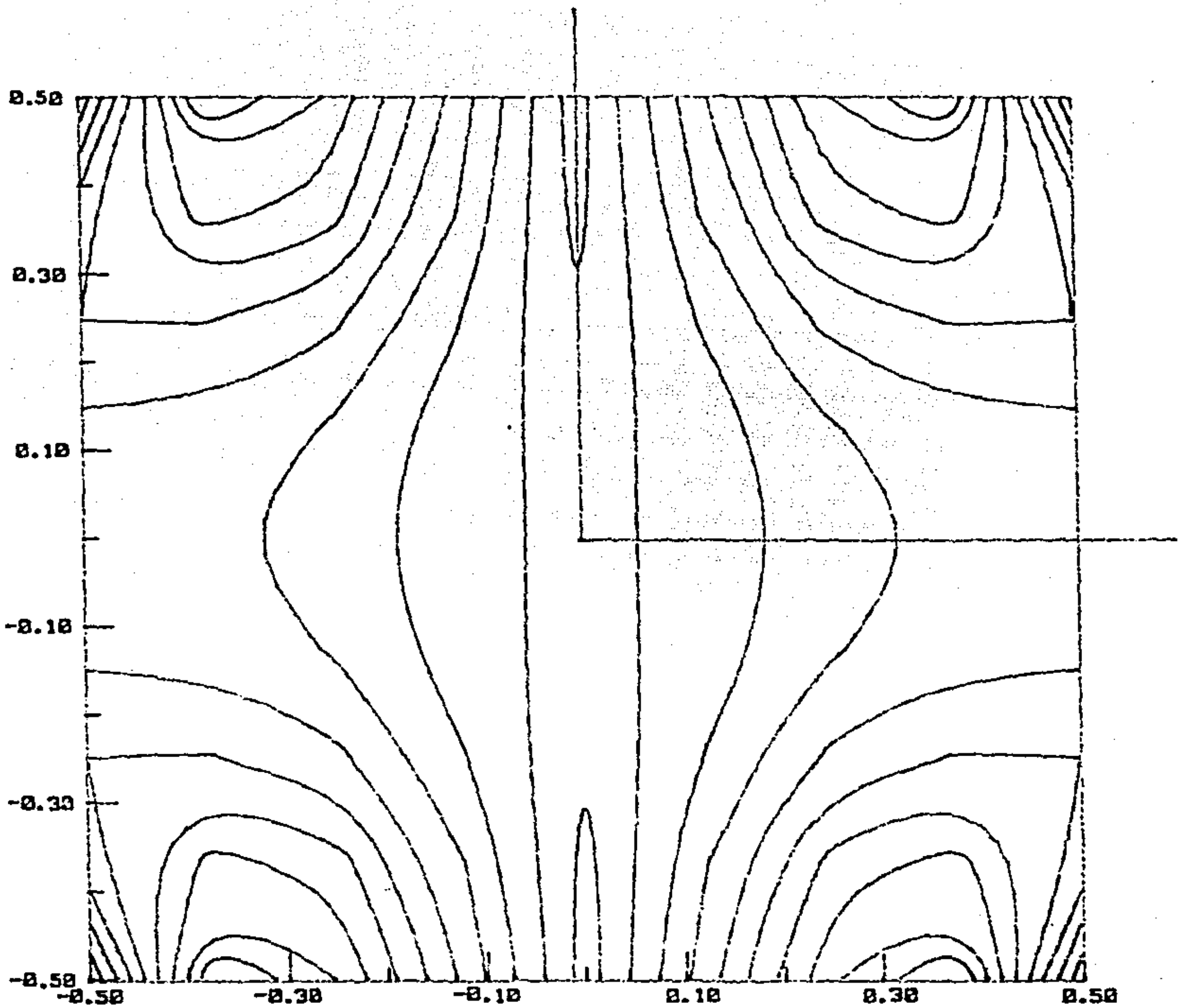


Fig.33 Espectro de Amplitud I=45 (9 x 9)

CAPITULO 4 APLICACION A UN CASO REAL

4.1. LA CALDERA LOS HUMEROS

4.1.1. LOCALIZACION

El proyecto geotermico (PG) los Humeros-Derrumbadas se encuentra en la Cuenca de Libres-Oriental, en los estados de Puebla y Veracruz, figura 34; geologicamente se localiza en el extremo oriental de la Zona Neovolcanica Transmexicana que atraviesa a Mexico en la direccion W-E, en interseccion con la Sierra Madre Oriental.

El area estudiada comprende aproximadamente una superficie de 4000 km^2 y se encuentra delimitada por las coordenadas:

$19^{o}05'$ a $19^{o}44'$ de Latitud Norte

$97^{o}20'$ a $97^{o}45'$ de Longitud Oeste

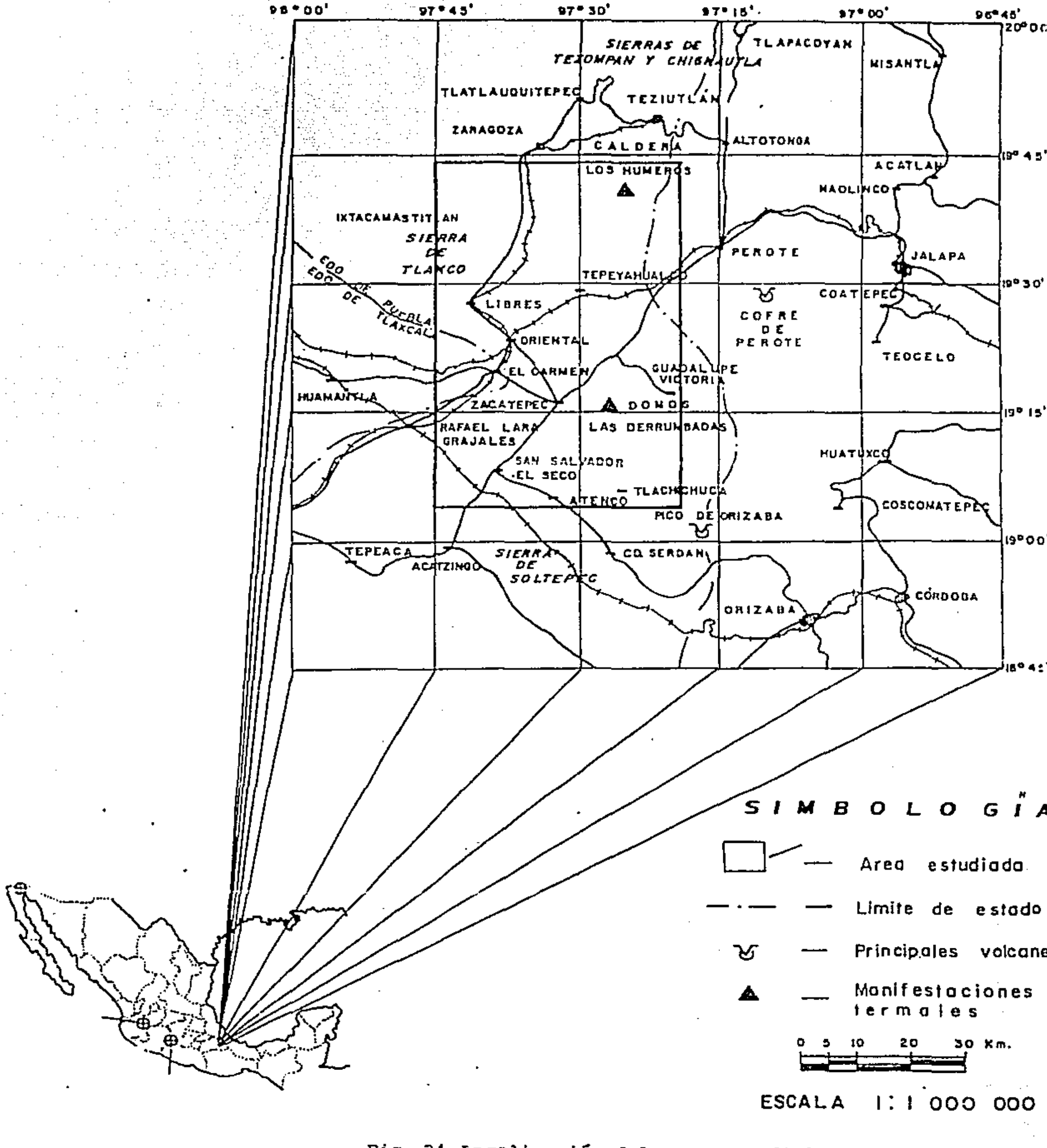


Fig. 34 Localización del area estudiada

4.1.2. BOSQUEJO GEOLOGICO

Geológicamente el área se encuentra limitada al norte por la estructura dómica denominada Macizo de Teziutlán, constituida por esquistos y rocas graníticas desarrolladas desde el Pérmico Tardío al Triásico Tardío-Jurásico Temprano que forman el basamento regional. Cubriendo discordantemente a este, aparecen la rocas clásticas del Triásico-Jurásico las cuales, a su véz, están cubiertas del mismo modo por una secuencia marina que representa al Jurásico Superior-Cretásico Superior.

Las rocas mesozoicas sufrieron plegamiento a principios del Terciario y las estructuras plegadas fueron semierosionadas antes de que las rocas volcánicas posteriores las cubrieran.

La primera acumulación de rocas volcánicas se efectuó hace aproximadamente 11 millones de años y está constituida por derrames de andesita de hornblenda. Estas rocas se encuentran cubiertas parcialmente por derrames de andesita de augita procedentes de los volcanes Cofre de Perote y Pico de Orizaba, cuya edad es aproximadamente de 5 millones de años.

El siguiente evento magmático fue de tipo explosivo con producción de gran cantidad de ignimbritas que concluyó con derrames y domos asociados de composición ácida. Esta actividad vació parcialmente la cámara magmática y provocó el desplome de la estructura originándose de esta manera la caldera por hundimiento.

Después del hundimiento se sucedierón una serie de derrames de andesita basáltica y posteriormente continuó la actividad volcánica con la erupción de grandes cantidades de pomez que cubrió en forma considerable la región.

La fase final de la actividad volcánica del área se manifiesta con la produccion de una serie de derrames de composición basaltica que muestran estrecha relación con el origen de las calderas de explosión, que están distribuidas en toda la region.[Proyecto Geotermico Los Humeros-Derrumbadas, Informe Geofísico, Comision Federal de Electricidad, 1981]

4.1.3. ANTECEDENTES GEOFISICOS

Entre los meses de febrero y abril de 1968 la Comisión Federal de Electricidad (CFE), en coordinacion con el Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autonoma de México (U.N.A.M)., realizaron los primeros estudios geofísicos en La Caldera los Humeros, haciendo mediciones de tipo termico, magnéticas, gravimétricas, de resistividad y de ruido sísmico, cubriendo en conjunto un área de 18.43 km^2.

Para 1977 se realizaron otros estudios geofísicos por personal del Instituto de Geofísica de la U.N.A.M., consistentes en un levantamiento aeromagnético y otro gravimétrico.

En los años de 1979 y 1980, el mismo Instituto, bajo contrato con la CFE, llevó a cabo también en la Caldera los Humeros un levantamiento regional de corrientes teluricas y de autopotencial.

En 1979, la CFE reanudó los trabajos geofísicos, emprendiendo las exploraciones aeromagnéticas y geoeléctricas a nivel regional en La Caldera Los Humeros y en Las Derrumbadas, y posteriormente los estudios a detalle geoeléctricos y autopotenciales en ambas áreas, los cuales se continuaron hasta fines de 1980.

4.1.4 ANOMALIA ESTUDIADA

4.1.4.1 PERFIL GRAVIMETRICO

En el extremo este del Eje Volcánico Transmexicano se encontró una anomalía gravimetrica negativa. Tectónicamente, dicha anomalía parece corresponder a un hudimiento en el que han tenido lugar varias series de episodios vocánico: el área considerada es un campo geotérmico potencial, limitado al norte, por el complejo litológico de Teziutlán, hacia el sur, por las llanuras de Tepeyehualco, al oeste por la Sierra Madre Oriental y al este por la cadena Pico de Orizaba-Cofre de Perote.

La figura 35 nos muestra el mapa de anomalía residual. La sección AA' se muestra en la figura 36. [Mena y Gonzales, 1977-1978].

4.1.4.2. PERFIL MAGNETICO

Un levantamiento aeromagnético regional sobre La Caldera Los Humeros, descubrió una anomalía de tipo bipolar sobre la región central de la caldera. Otras anomalías de menor intensidad se representan sobre y fuera del contorno de la caldera.

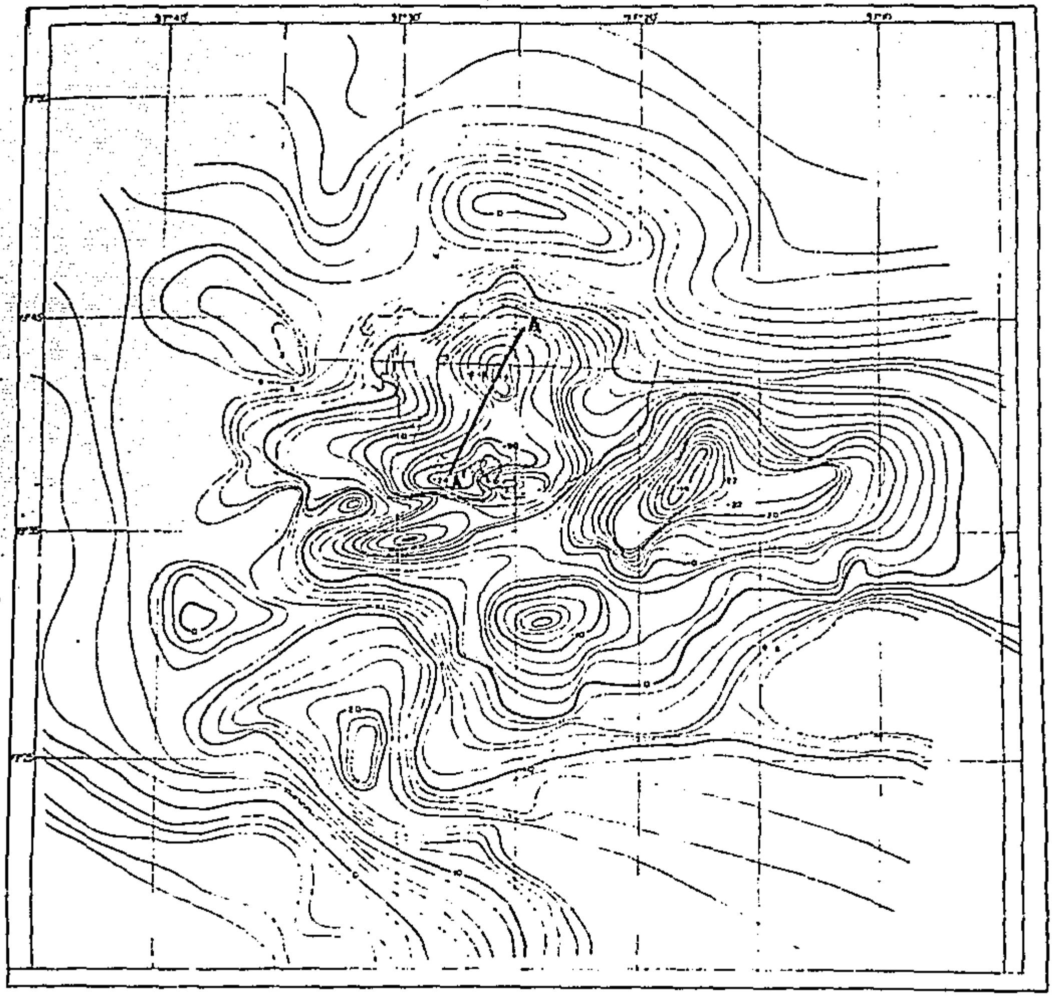


Fig. 35 Mapa de anomalía residual. Valores en Mgals.

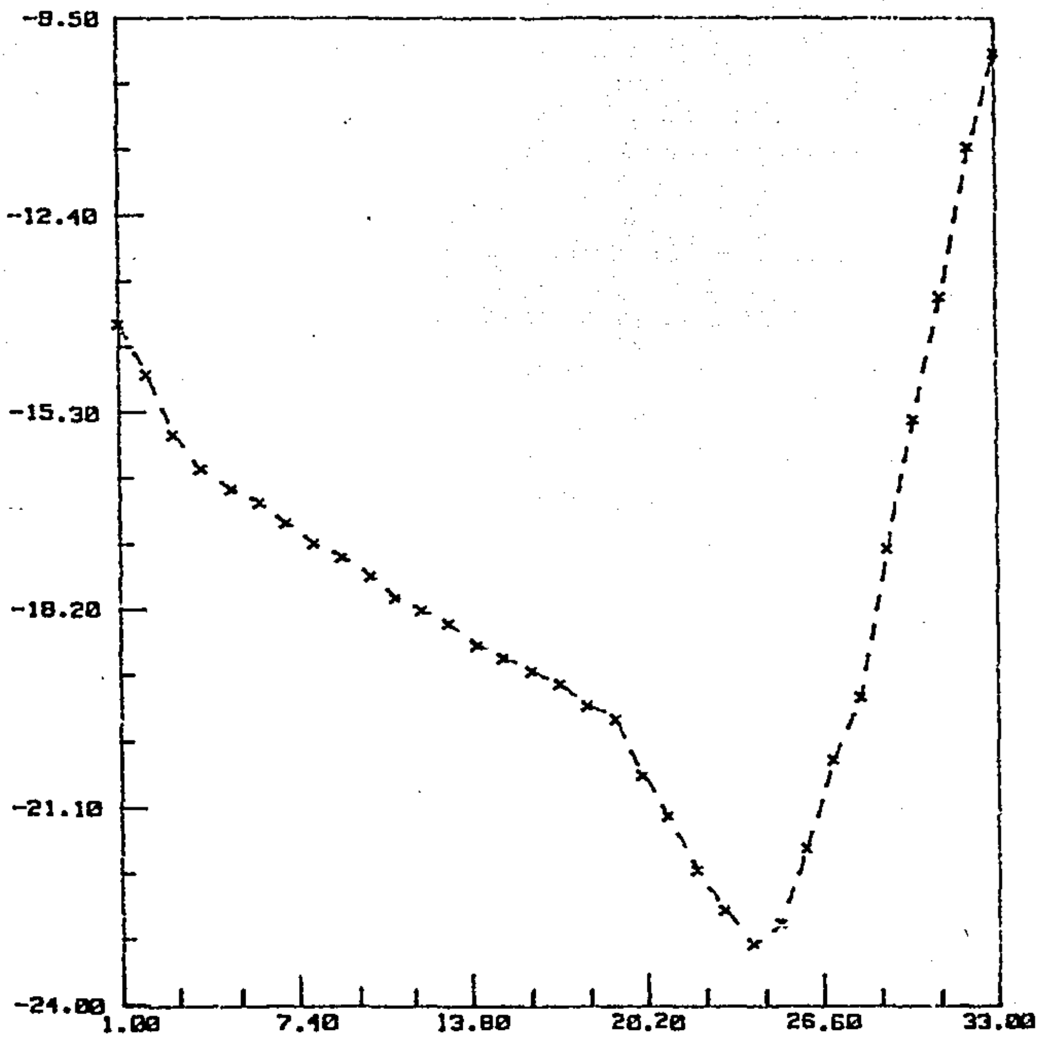


Fig.36 Perfil gravimétrico residual AA'

Valores en miligales

En la figura 37 se puede observar el mapa de anomalía residual del campo total continuado 2 kilómetros sobre el nivel de la superficie. La figura 38 representa la anomalía magnética de campo total, a este nivel, del perfil AA'. [Flores Luna, et. al.,1977-1978].

4.1.5. OPERADORES Y PSEUDOANOMALIAS

En base a las diferentes interpretaciones que se han tenido sobre la anomalía en cuestión, se diseñaron dos operadores, los cuales al ser convolucionados en el espacio con la anomalía gravimétrica nos proporcionarón las dos pseudoanomalías correspondientes de la siguiente forma:

a) El primer operador, figura 39, se diseño con las caracterìticas magnéticas del cuerpo propuesto por Flores et. al.,[1977-1978] que són de: declinacion e inclinación del campo geomagnetico (De,In) iguales a 8.5 y 35 grados respectivamente, declinacion e inclinacion de polarizacion (θ,σ) de 8.5 y 31 grados respectivaemnte. La pseudoanomalía magnetica del campo total obtenido, figura 40, se calculo con una magnetización efectiva de 16.8x10^{-3}cgs y una densidad del cuerpo de 2.4 gr/cm^3, proporcionados por Florez et. al.,[1977-1978] y Meta y Gonzalez [1977-1978], respectivamente.

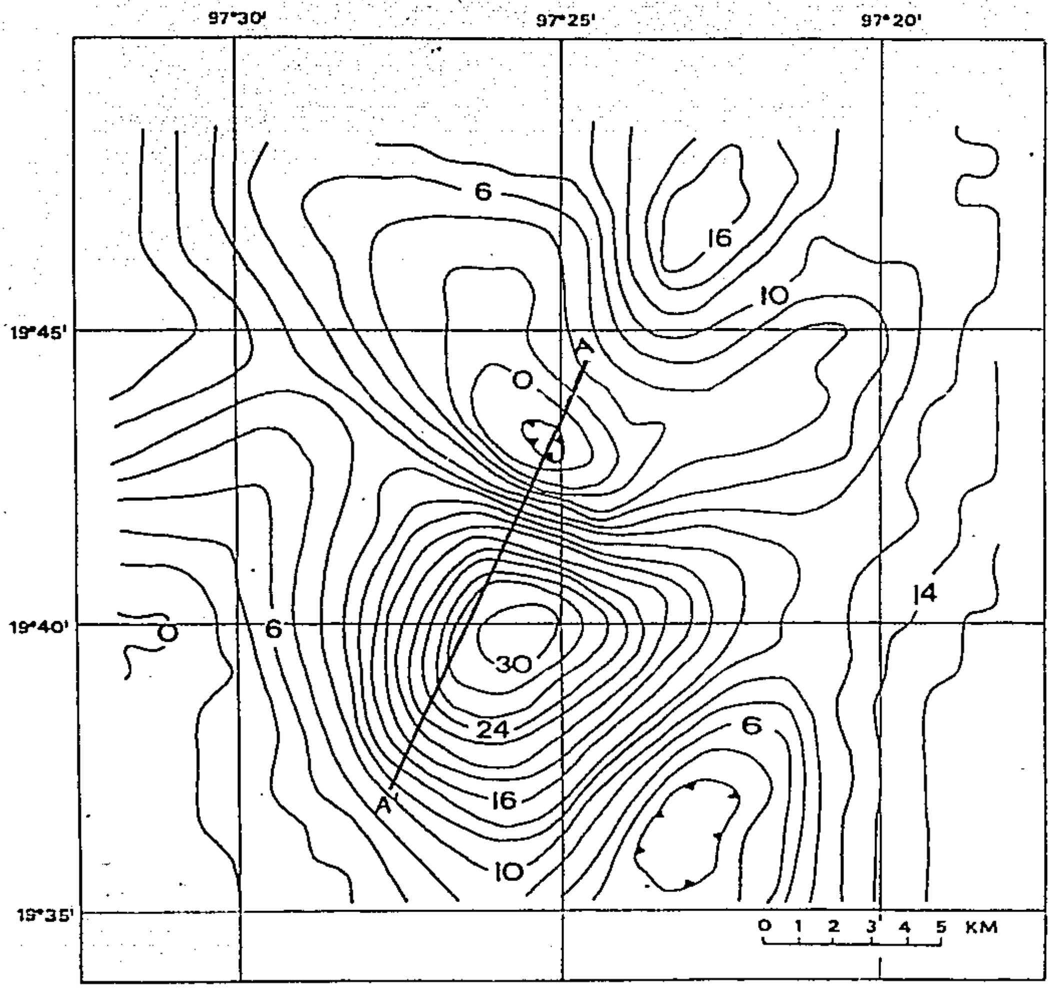


Fig. 37 Mapa de anomalía de campo total con una continuación ascendente de 2 Km. sobre la superficie. Valores en Gammas.

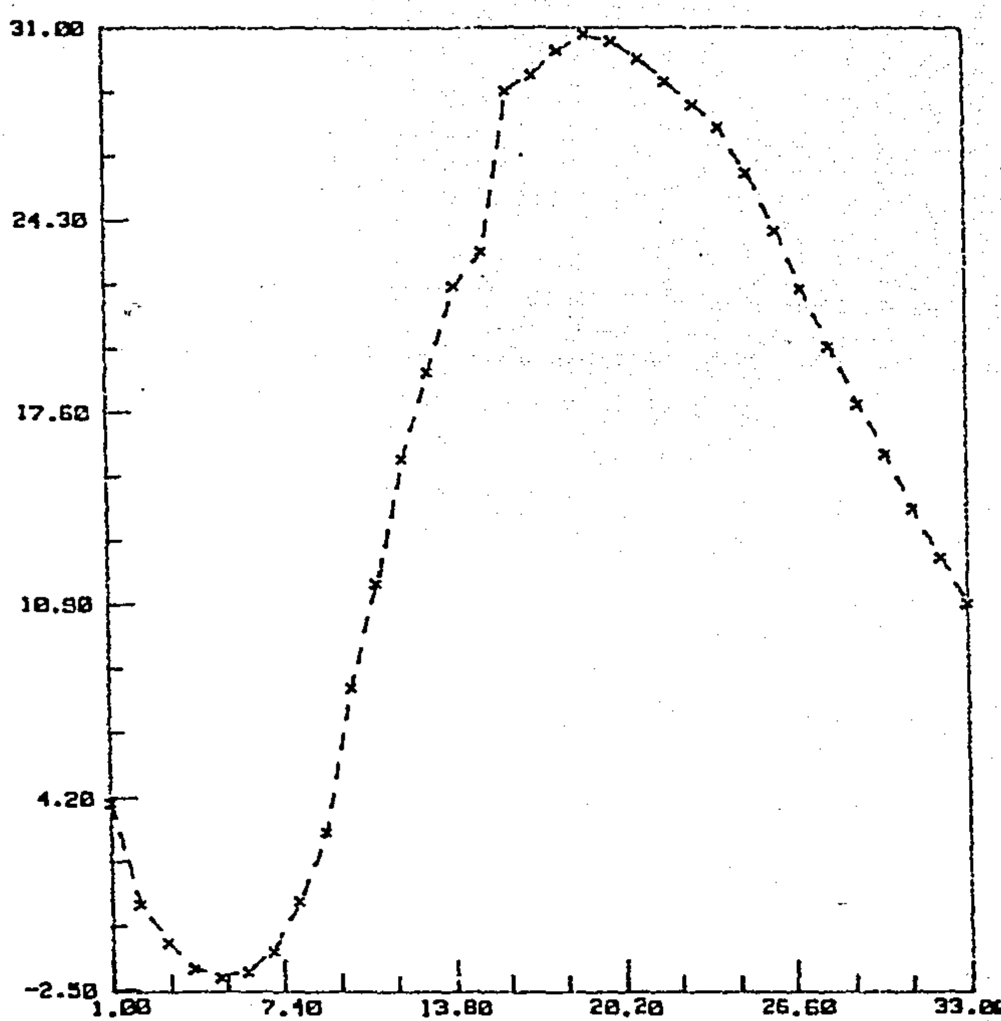


Fig.38 Perfil magnético AA'

Valores en Gammas

b) El segundo operador, figura 41, se diseño de a cuerdo a los estudios realizados por Urrutia [1979], y tomando los valores de declinacion e inclinacion remanente e inducida en la misma direccion, para De=48^{o} y para In=8^{o}. La pseudoanomalia magnetica de campo total, figura 42, se calculo con una magnetizacion de 0.735x10^{-3} cgs y una densidad del cuerpo de 2.4 gr/cm^{3}. En los dos casos el valor del campo inducido terrestre se tomo igual 43500 gammas.

4.1.6. INTERPRETACION

El estudio paleomagnetico realizado por Urrutia [1979] nos muestra las caracteristicas magneticas de los cuerpos en las areas estudiadas, las cuales difieren considerablemente de los utilizados por Florez et. al.,[1977-1978] para el cálculo de la anomalia en consideracion.

La aplicacion de los datos paleomagneticos en el cálculo de la pseudoanomalia magnetica de campo total, junto con las caracteristicas consideradas por Mena y Gonzalez [1977-1978], nos define una estructura de baja densidad, de aproximadamennte 1.25 km. de ancho y con una profundidad de 500 metros.

De esta forma se confirma el análisis hecho por Gonzalez et.al., [1982] donde tambien se caracteriza la anomalia bipolar discutida.

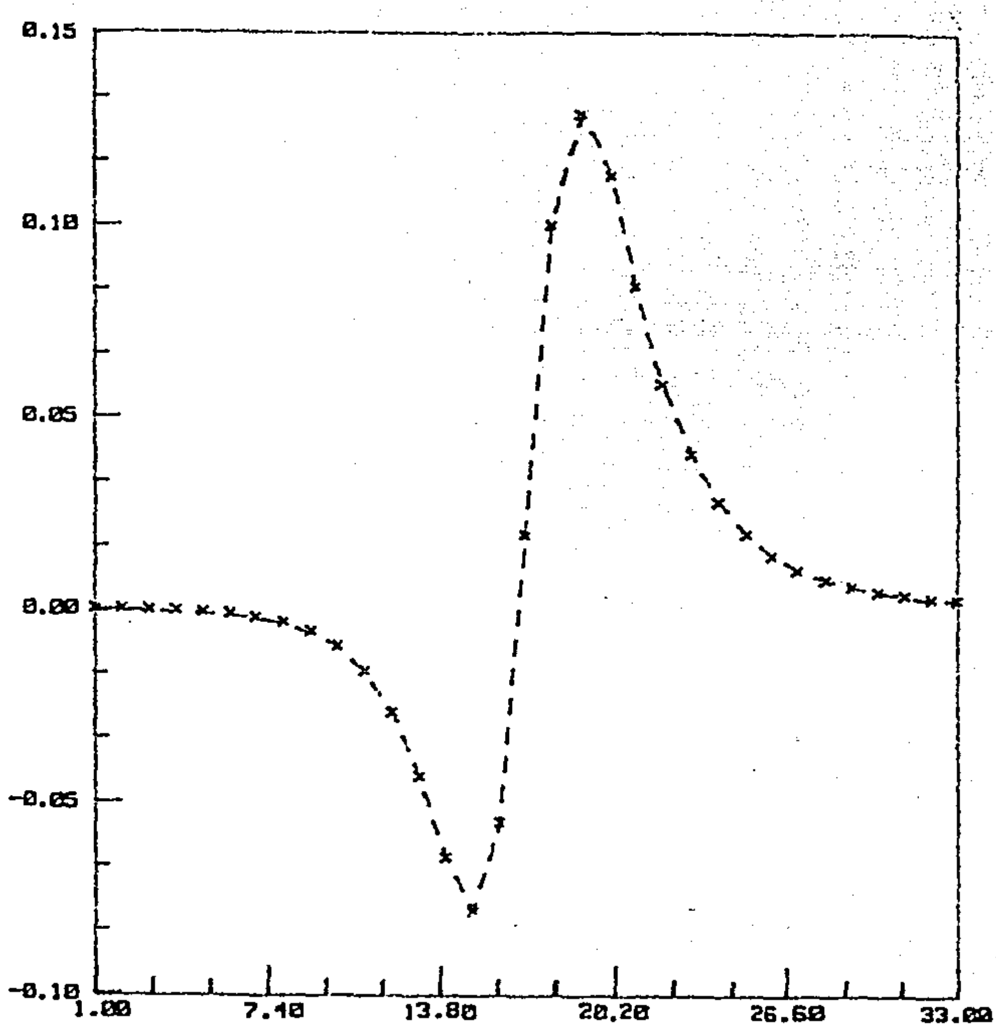


Fig.39 Operador (a). 33 puntos

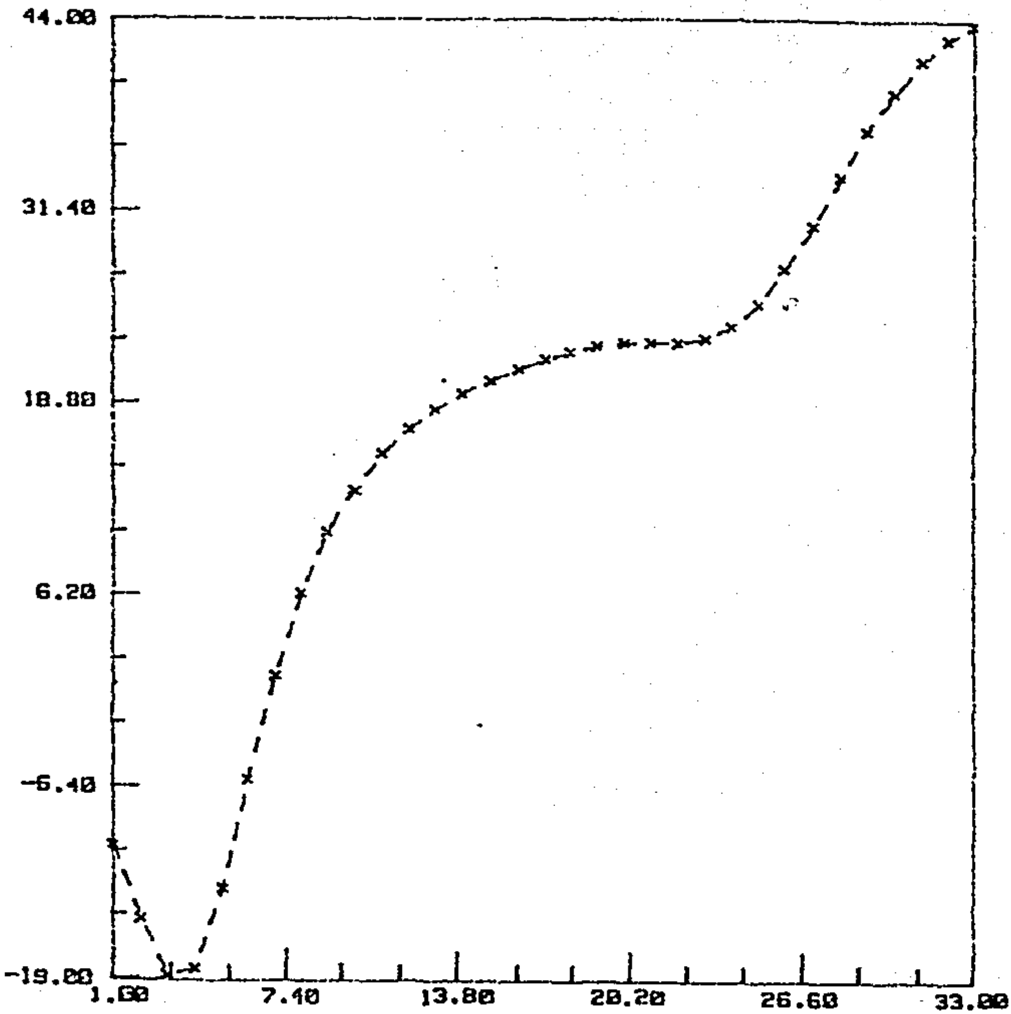


Fig.40 Pseudoanomalía (a). Valores en Gammas

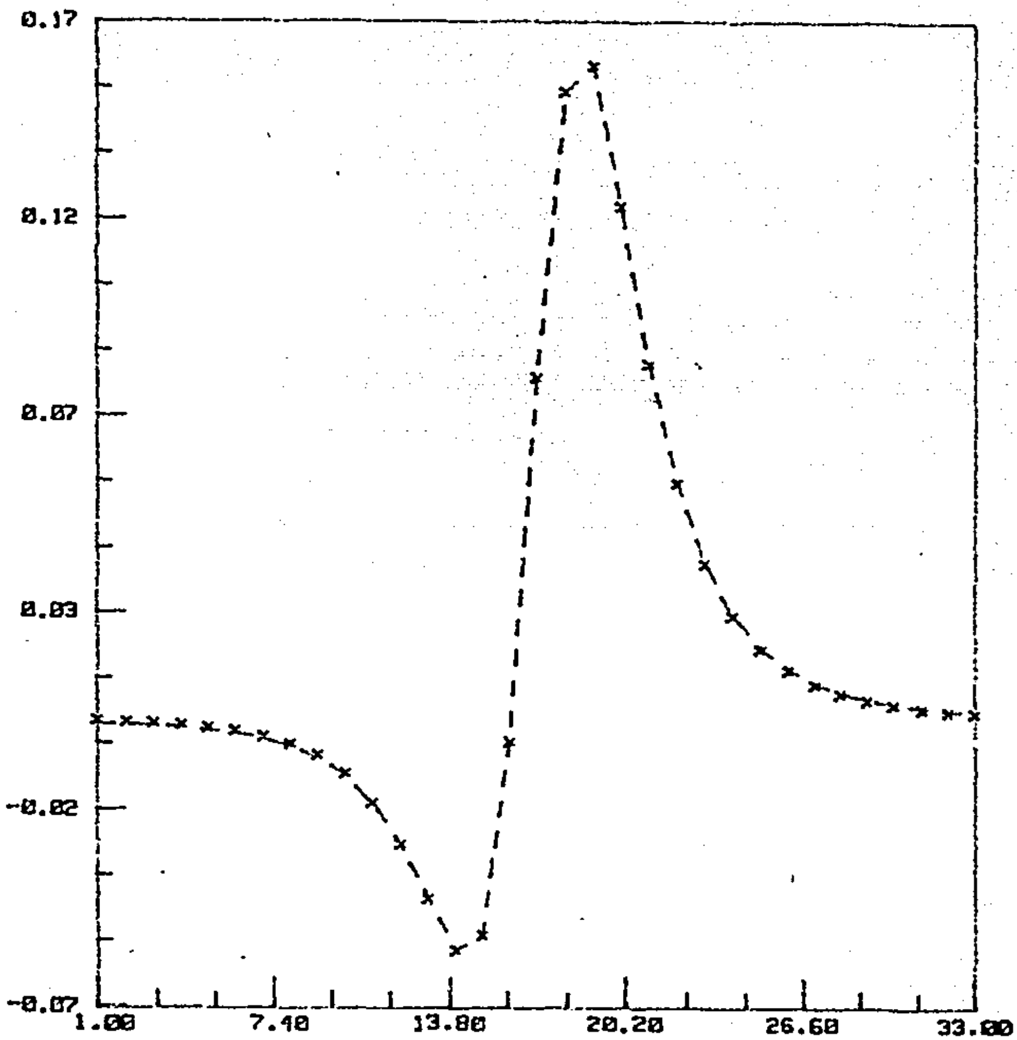


Fig.41 Operador (b). 33 puntos

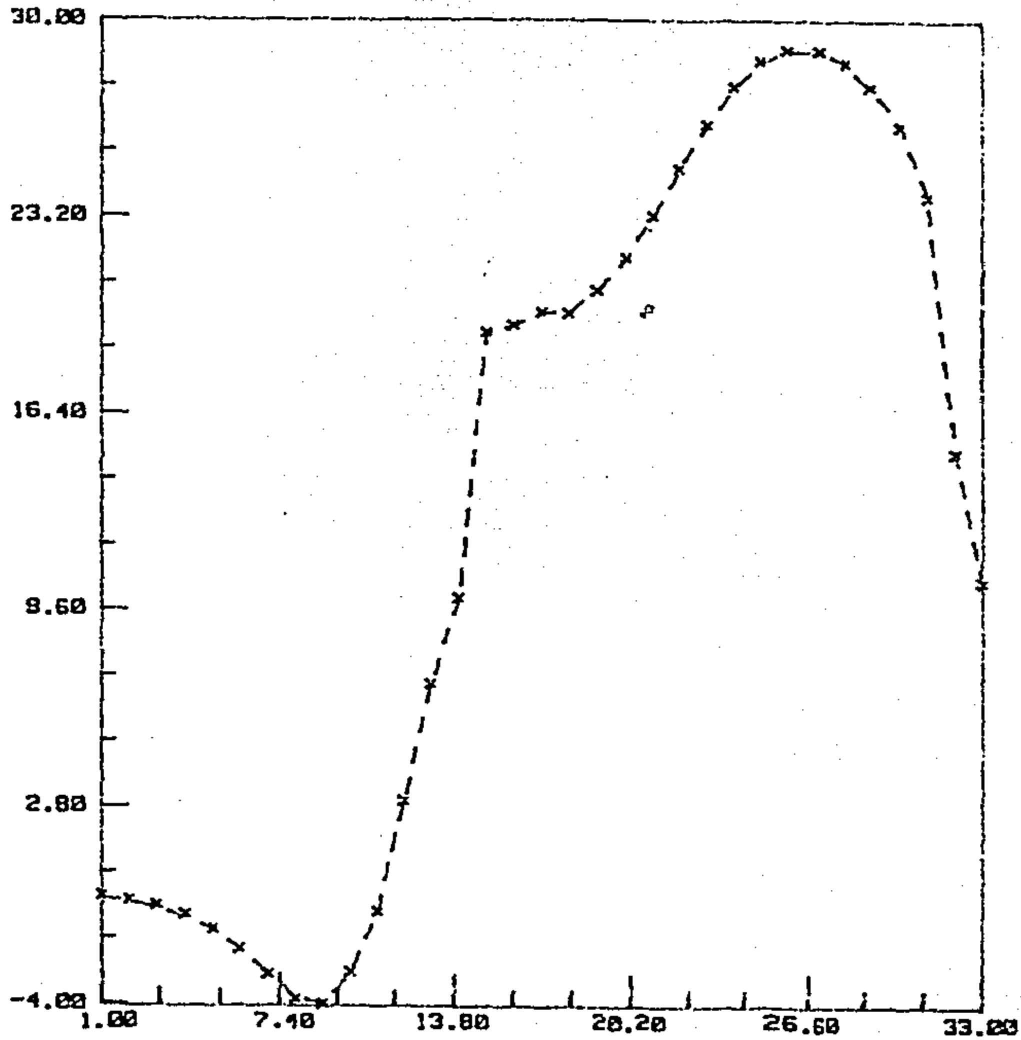


Fig.42 Pseudoanomalía (b). Valores en Gammas

CONCLUSIONES

La posibilidad teórica de calcular la pseudoanomalía magnética de campo total a partir del campo gravimétrico se demuestra en la ecuación 2.3.9. El operador obtenido se atenúa suavemente, de forma tal que el operador es más efectivo cuando la anomalía gravimétrica se atenúa suavemente.

Para una longitud del operador equivalente a la mitad o mayor de la anomalía gravimétrica y para un retrazo mínimo en la fase del operador, determinado por el ángulo de inclinación del campo, los resultados obtenidos son de gran aproximacion. Una distorción significativa se obtiene cuando la anomalía gravimétrica se extiende en tamaño mucho mayor que el operador como se muestra en la figura 43. Igualmente cuanto mas completa sea la anomalía gravimetrica y el operador, se disminuye el error final. En la tabla 2 se puede ver como al aumentar de 32 a 64 las longitudes de la anomalía gravimétrica y del operador, se reduce el error cuadrático medio (RMS).

Por otro lado se pudo comprobar como la aplicación del operador en el dominio del espacio es más efectiva, que el mismo proceso en el dominio de las frecuencias. Sin embargo el análisis de los datos a traves de la transformada de Fourier nos proporciona mayor información del problema en consideración.

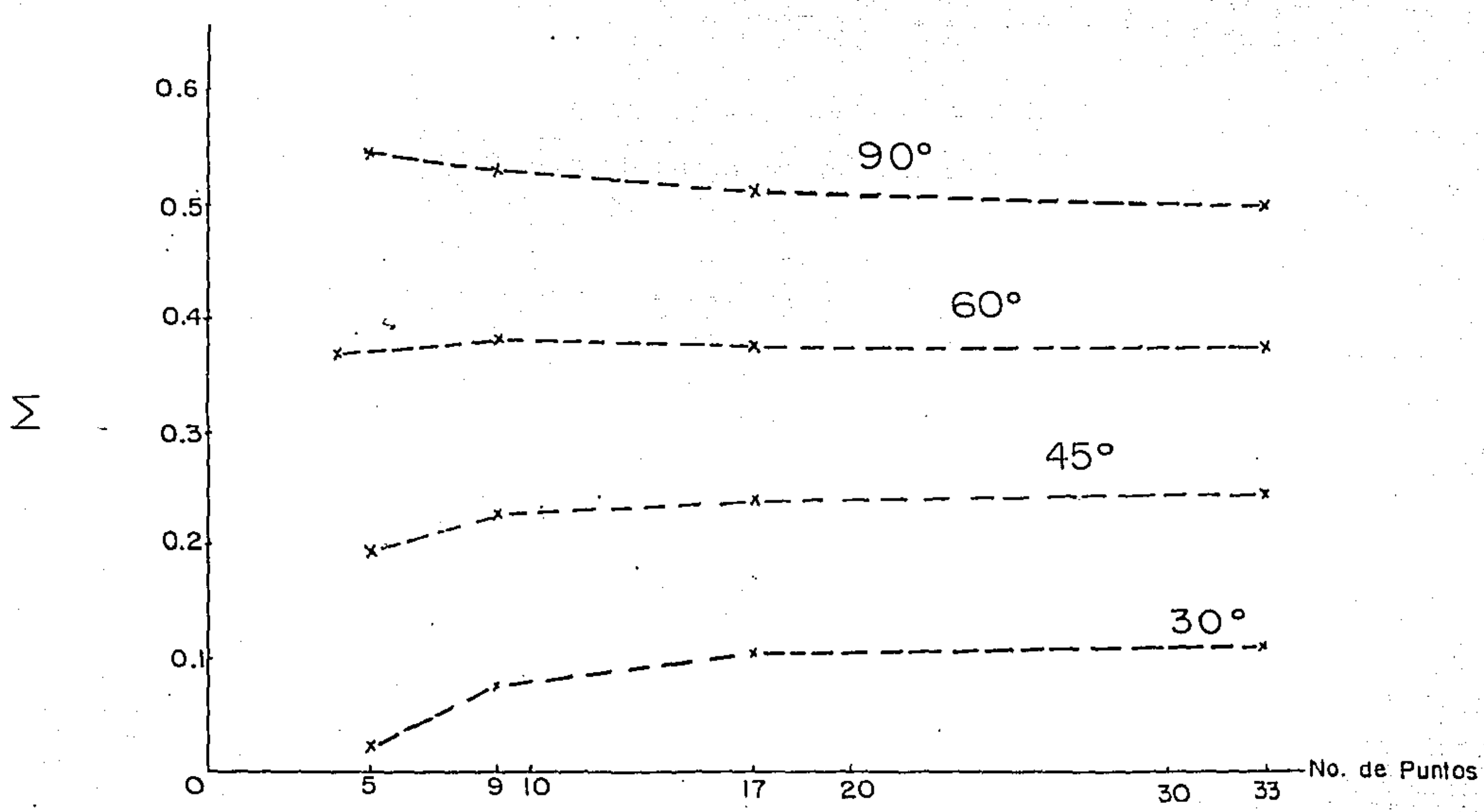
Es importante recalcar que la documentación geológica del problema en la interpretación fué fundamental en la aplicacion del caso real, en La Caldera de los Humeros.

Como elemento auxiliar en la interpretación de campos potenciales el método puede ser aplicado, teniendo siempre en cuenta que la misma estructura o cuerpo es responsable de ambas anomalías, la gravimétrica y la magnética.

TABLA 2

ANGULO	No. de Puntos: 32	64
90^{o}	0.554	0.413
45^{o}	0.718	0.515
30^{o}	1.471	1.042

FIG. 43 Σ DEL OPERADOR vs. No. DE PUNTOS



ANEXO 1

Se presenta el desarrollo matemático del operador para un caso general donde se consideran diferentes las direcciones de remenencia e inducción.

De la ec.(2.3.9) tenemos que:

$$T(r) = \frac{J}{2\pi G\rho} \int_{+\infty}^{-\infty}\int \Delta g(x',y',0) \frac{\partial^2(1/R)}{\partial t_o \, \partial\zeta} dx'dy'$$

Considerando t_o diferente de ζ y sobre los planos x-y-z se tiene que las derivadas con respecto a las direcciones serán:

$$\frac{\partial}{\partial t_o} = \cos(In)\cos(de) \frac{\partial}{\partial x} + \cos(In)\mathrm{sen}(De) \frac{\partial}{\partial y} + \mathrm{sen}(In) \frac{\partial}{\partial z}$$

$$\frac{\partial}{\partial t_o} = \frac{\partial}{\partial t_o} \left[\frac{1}{[\,(x-x')^2 + (y-y)^2 + (z-z')^2]^{1/2}} \right]$$

$$= \frac{\partial}{\partial x}\left[\frac{\cos(In)\cos(de)}{R} \right] + \frac{\partial}{\partial y}\left[\frac{\cos(In)\mathrm{sen}(de)}{R} \right] + \frac{\partial}{\partial z}\left[\frac{\mathrm{sen}(In)}{R} \right]$$

$$= \cos(In)\cos(De) \frac{-(x-x')}{R^3} - \cos(In)\mathrm{sen}(de) \frac{(y-y')}{R^3} - \mathrm{sen}(In) \frac{(z-z')}{R^3}$$

$$\frac{\partial}{\partial\zeta}\left[\frac{-(x-x')\cos(In)\cos(de)}{R^3} - \frac{(y=y')\cos(In)\mathrm{sen}(de)}{R^3} - \frac{(z-z')\mathrm{sen}(In)}{R^3} \right]$$

$$= \cos(\theta)\cos(\sigma)\ \frac{\partial}{\partial x}\left[\frac{-(x-x')\cos(In)\cos(De)}{R^3}\right.$$

$$\left. - \frac{(y-y')\cos(In)\operatorname{sen}(De)}{R^3} - \frac{(z-z')\operatorname{sen}(In)}{R^3}\right]$$

$$+ \cos(\theta)\operatorname{sen}(\sigma)\ \frac{\partial}{\partial y}\left[\frac{-(x-x')\cos(In)\operatorname{sen}(De)}{R^3}\right.$$

$$\left. - \frac{(y-y')\cos(In)\operatorname{sen}(De)}{R^3} - \frac{(z-z')\operatorname{sen}(In)}{R^3}\right]$$

$$+ \operatorname{sen}(\theta)\ \frac{\partial}{\partial z}\left[\frac{-(x-x')\cos(In)\cos(De)}{R^3}\right.$$

$$\left. - \frac{(y-y')\cos(In)\operatorname{sen}(De)}{R^3} - \frac{(z-z')\operatorname{sen}(In)}{R^3}\right]$$

$$= -\cos(In)\cos(De)\cos(\theta)\cos(\sigma)\frac{\partial}{\partial x}\ \frac{(x-x')}{R^3}$$

$$-\cos(In)\operatorname{sen}(De)\cos(\theta)\operatorname{sen}(\sigma)\frac{\partial}{\partial x}\frac{(y-y')}{R^3} - \operatorname{sen}(In)\cos(\theta)\cos(\sigma)\frac{\partial}{\partial x}\ \frac{(z-z')}{R^3}$$

$$-\cos(In)\cos(De)\cos(\theta)\cos(\sigma)\frac{\partial}{\partial y}\ \frac{(x-x')}{R^3}$$

$$-\cos(In)\operatorname{sen}(De)\cos(\theta)\operatorname{sen}(\sigma)\frac{\partial}{\partial y}\frac{(y-y')}{R^3} - \operatorname{sen}(In)\cos(\theta)\cos(\sigma)\frac{\partial}{\partial y}\ \frac{(z-z')}{R^3}$$

$$- \cos(In)\cos(De)\cos(\theta)\cos(\sigma)\frac{\partial}{\partial z}\ \frac{(x-x')}{R^3}$$

$$-\cos(In)\mathrm{sen}(De)\cos(\theta)\mathrm{sen}(\sigma)\frac{\partial}{\partial z}\ \frac{(y-y')}{R^3} - \mathrm{sen}(In)\cos(\theta)\cos(\sigma)\frac{\partial}{\partial z}\ \frac{(z-z')}{R^3}$$

Desarrollando las derivadas se tiene que la doble derivada con respecto a la direccion será:

$$\frac{\partial^2}{\partial t_o \partial \zeta}\left[\frac{1}{R}\right] = \cos(In)\cos(De)\cos(\theta)\cos(\sigma)\ \frac{R^3 - 3(x-x')^2 R}{R^6}$$

$$+ \cos(In)\mathrm{sen}(De)\cos(\theta)\mathrm{sen}(\sigma)\ \frac{3(y-y')(x-x')}{R^5}$$

$$+ \mathrm{sen}(In)\cos(\theta)\cos(\sigma)\ \frac{3(x-x')(z-z')}{R^5}$$

$$+ \cos(In)\cos(De)\cos(\theta)\mathrm{sen}(\sigma)\ \frac{3(x-x')(y-y')}{R^5}$$

$$- \cos(In)\mathrm{sen}(De)\cos(\theta)\mathrm{sen}(\sigma)\ \frac{R^3 - 3(y-y')^2 R}{R^6}$$

$$+ \mathrm{sen}(In)\cos(\theta)\cos(\sigma)\ \frac{3(y-y')(z-z')}{R^5}$$

$$+ \cos(In)\cos(De)\mathrm{sen}(\theta)\ \frac{3(x-x')(z-z')}{R^5}$$

$$+ \cos(In)\mathrm{sen}(De)\mathrm{sen}(\theta)\ \frac{3(y-y')(z-z')}{R^5}$$

$$- \mathrm{sen}(In)\mathrm{sen}(\theta)\ \frac{R^3 - 3(z-z')^2 R}{R^6}$$

y desarrollando los término se obtiene que:

$$\frac{\partial^2}{\partial t_o \partial \zeta}\left[\frac{1}{R}\right] = -\left[\frac{1}{R^3}\right]\cos(In)\cos(De)\cos(\theta)\cos(\sigma)$$

$$+ \frac{3(x-x')}{R^5}\cos(In)\cos(De)\cos(\theta)\cos(\sigma).$$

$$+ \frac{3(x-x')(y-y')}{R^5}\cos(In)\mathrm{sen}(De)\cos(\theta)\mathrm{sen}(\sigma)$$

$$+ \frac{3(x-x')(z-z')}{R^5}\mathrm{sen}(In)\cos(\theta)\cos(\sigma)$$

$$- \left[\frac{1}{R^3}\right]\cos(In)\mathrm{sen}(De)\cos(\theta)\mathrm{sen}(\sigma)$$

$$+ \frac{3(x-x')(y-y')}{R^5}\cos(In)\cos(De)\cos(\theta)\mathrm{sen}(\sigma)$$

$$+ \frac{3(y-y')^2}{R^5}\cos(In)\mathrm{sen}(De)\cos(\theta)\mathrm{sen}(\sigma)$$

$$+\ \frac{3(y-y')(z-z')}{R^5}\ \mathrm{sen(In)cos}(\theta)\mathrm{sen}(\sigma)\ -\ \left[\frac{1}{R^3}\right]\ \mathrm{sen(In)sen}(\theta)$$

$$+\ \frac{3(x-x')(z-z')}{R^5}\ \mathrm{cos(In)cos(De)sen}(\theta)$$

$$+\ \frac{3(y-y')(z-z')}{R^5}\ \mathrm{cos(In)sen(De)sen}(\theta)\ +\ \frac{3(z-z')^2}{R^5}\ \mathrm{sen(In)sen}(\theta)$$

reagrupando términos:

$$\frac{\partial^2}{\partial t_o \partial \zeta}\left[\frac{1}{R}\right] =$$

$$\frac{3}{R^5}\Big[(x-x')(y-y')\Big\{\mathrm{cos(In)sen(De)cos}(\theta)\mathrm{sen}(\sigma)+\mathrm{cos(In)cos(De)cos}(\theta)\mathrm{sen}(\sigma)\Big\}$$

$$+\ (x-x')(z-z')\Big\{\mathrm{sen(In)cos}(\theta)\mathrm{cos}(\sigma)+\mathrm{cos(In)cos(De)sen}(\theta)\Big\}$$

$$+\ (y-y')(z-z')\Big\{\mathrm{sen(In)cos}(\theta)\mathrm{sen}(\sigma)\ +\ \mathrm{cos(In)sen(De)sen}(\theta)\Big\}$$

$$+\ (x-x')^2\Big\{\mathrm{cos(In)cos(De)cos}(\theta)\mathrm{cos}(\sigma)\Big\}$$

$$+\ (y-y')^2\Big\{\mathrm{cos(In)sen(De)cos}(\theta)\mathrm{sen}(\sigma)\Big\}\ +\ (z-z')^2\mathrm{sen(In)sen}(\theta)\ \Big]$$

y finalmente:

$$\frac{\partial^2}{\partial t_o \partial \zeta}\left[\frac{1}{R}\right] = \frac{3}{R^5}\Bigg[(x-x')(y-y')\cos(In)\cos(\theta)\mathrm{sen}(\sigma)\Big[\mathrm{sen}(De)+\cos(De)\Big]$$

$$+ (x-x')(z-z')\Big[\mathrm{sen}(In)\cos(\theta)\cos(\sigma)+\cos(In)\cos(De)\mathrm{sen}(\theta)\Big]$$

$$+ (y-y')(z-z')\Big[\mathrm{sen}(In)\cos(\theta)\cos(\sigma)+\cos(In)\cos(De)\mathrm{sen}(\theta)\Big]$$

$$+ (x-x')^2\cos(In)\cos(De)\cos(\theta)\cos(\sigma) + (z-z')^2\mathrm{sen}(De)\mathrm{sen}(\theta)$$

$$+ (y-y)'^2\cos(In)\mathrm{sen}(De)\cos(\theta)\mathrm{sen}(\sigma) \Bigg]$$

$$\frac{1}{R^3}\Big[\cos(In)\cos(De)\cos(\theta)\cos(\sigma)+\cos(In)\mathrm{sen}(De)\cos(\theta)\mathrm{sen}(\sigma)+\mathrm{sen}(In)\mathrm{sen}(\theta)\Big]$$

BIBLIOGRAFIA

Baranov,V,1957,A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo - gravimetric anomalies, Geophysics,V.22, p.359-383.

Baranov,W,1975,Potential fields and their transformations inapplied Geophysics, Gebruder borntraeger, Berlin,Stuttgart.

Bhattacharyya, B.K.,1965,Two-Dimensional harmonic analysis as a tool for magnetic interpretation,Geophysics,V.30,p.829-857.

Bhattacharyya,B.K. and Lei-Kuang Leu,1975,Sppectral Analysis of gravity and magnetic interpretation,Geophysics,V.40, p.993-1013.

Blakely,R.J. and Simpson R.W.,1986,Aproximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies, Geophysics,V.51, p.1494-1498 (short note).

Bott,M.H.P.,Smith,R.A.,and Stacey,R.A.,1966,Estimation of the direction of magnetization of a body causing a magnetic anomaly using a pseudogravity transformation, Geophysics, V.31,p.803-811.

Cordell.L. and Grauch,V.J.S.,1982,Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin; New Mexico. Presented at the 52nd Ann. Internat. Mtg., Soc. Explor. Geophys., Dallas, abstract and biographies,246-247.

———————— 1985,Mapping basement magnetization zones from aeromagmnetic data in the San Juan Basin, New Mexico.in Hinze, W.J.,Ed.,The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps: Soc. Expl.Geophys.,181-197.

Cordell,L. and Taylor,P.T.,1971,Investigation of magnetization and density of a North Atlantic Seamount using Poisson's theorem, Geophysics,.V.36,p.919-937.

Chandler,V.W.,Koski,J.S.,Hinze,W.J. and Braile,L.W.,1981, Analisys of multisource gravity and magnetic anomaly data sets by moving-window aplication of Poisson's theorem, Geophysics,V.46,p.30-39

Davis,J.C.,1973,Statistics and data analysis in Geology,New York, John Wily and Sons,Inc.

Florez-Luna,C., Alvarez,R., Singh,S.K., and Urrutia,J., 1977-78, Aeromagnetic survey of Los Humeros Caldera, Mexico, Geof. Intern.,17,4,430-445.

Garland,g.d.,1951,Combined analysis of gravity and magnetic anomalies, Geophysics, V.16, p.51-62.

Gonzalea-Moran,T. y Suro-Perez,V.,1982, Obtencion de parametros fisicos de las estructuras principales localizadas en la Caldera de los Humeros, Mexico, Geof. Intern., 17,4, 430-445.

Grant,F.S.,and West,G.F.,1965,Interpretation theory in applied Geophysics, New York, McGraw-Hill Book Co.

Instituto Mexicano del Petroleo, Septiembre 21-24 1976, Gravity and magnetic exploration handout material.

Kanasewich,E.R., and Agarwal,R.G.,1970, Analysis of conbinet gravity and magnetic fields in wave number domain. Journal of Geophysical Reserch, V.75, p.5702-5712.

Mena,M. and Gonzalez -Moran,T.,1977-78, Regional gravity of Los Humeros Caldera Volcanic Area. Geof. Intern., 17, 4, 416-429.

Mesko, A. Dsc.,1984, Digital Filtering Aplications in Gephysics Exploration for Oil, Budapest, Pitman Publishing Inc.

Mironov,V.S.,1977,Curso de prospeccion gravimetrica, España, Editorial Reverte,S.A.

Nettleton, L.L. and Elkins, T.A.,1944, Assoiciation of magnetic and density contrasts with igneous rock classifications, Geophysics,V.9,p.60-78.

Parker, R.L.,1977.,Understanding inverse theory, Annual reviews of Earth planetary Sciences 5,35-64.

Proyecto Geotermico Los Humeros-Derrumbadas, 1981, Informe Geofisico, Comision Federal de Electricidad.

Robinson,E.S.,1971,The use of Poisson's realtion for the extraction of Pseudototal magnetic field intensity from gravity observations,Geophysics,V.22, p.605- 608. (short notes)

Shuey,R.T.,1972,Aplication of Hilbert transfors to magnetic profiles, Geophysics, V.37, p.1043-1045.

Skeels,D.C. and Watson,R.J., 1947, Derivation of magnetic and gravitational quantities by surface integration, Geophysics,V.14,p.133-150.

Talwani,M.,1965, Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape.Geophysics,V.25,p.203-225.

Thelfor, D.W.M., Geldart,L.P., Sheriff,R.E., Keys,D.A., 1976, Applied Geophysics, New York, Cambrige University Press.

Urrutia, J.,1979, Reconnaissance paleomagnetic survey of a late cenozoic caldera of the mexican volcanic belt, 4th Latin American Geological Congress, Trinidad y Tobago, V. 1,p.1-15.

Vacquier V. and Affeck J.,A computation of the average deph to the bottom of the earth's magnetic crust, based on a statistical stufy of local magnetic anomalies. Transactions of 1941 of the American Geophysical Union, p.446-450.

Yfantis .E.A., 1981, Fast Fourier Transform 2-3-5, Computer and Geosciens, V.7, p.99-108.