

**ESTUDIO GRAVIMETRICO EN LA ZONA
GEOTERMICA DE LA PRESITA, CULIACAN, MEXICO**

J. GARCIA*

R. FERNANDEZ**

R. VAZQUEZ**

(Recibido: 7 de octubre, 1982)

(Aceptado: 14 de abril, 1983)

RESUMEN

En 1981 se llevó a cabo un levantamiento gravimétrico en la zona geotérmica de La Presita, cerca de la ciudad de Culiacán, Sinaloa, México. Se estableció un total de 306 puntos de medición en una área aproximada de 290 km². Los datos fueron reducidos y procesados mediante una serie de algoritmos computacionales que se describen con detalle en este trabajo.

La interpretación se llevó a cabo utilizando una técnica de inversión bidimensional. Inferimos de ella la presencia de un pilar de rumbo N-NO, que domina estructuralmente a la zona. Hacia el oeste de la zona, el relieve de la estructura del basamento sugiere la presencia de una falla normal que no tiene evidencia superficial, pero concuerda con los sistemas de fallas y fracturas que se observan regionalmente. Hacia el E, el pilar se encuentra limitado por la cuenca (Fosa) del río Humaya, donde se estima un grosor de sedimentos de hasta 1 km. Tenemos poca evidencia, pero estimamos que esta estructura se continúa hacia el sur de la zona.

La zona geotérmica de La Presita está caracterizada por un sistema de fallas normales que sirven de conducto a la superficie, a las aguas termales. Sin embargo, no tenemos suficiente evidencia geofísica para poder inferir la presencia de un cuerpo anómalo a profundidad.

* *Universidad de Colima, Manzanillo, Col., MEXICO.*

** *Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Espinoza 843, Ensenada, B. C. N., MEXICO.*

ABSTRACT

A gravity survey was conducted in 1981 in La Presita geothermal area near the city of Culiacán, Sinaloa, México. A total of 306 stations were occupied in an area of approximately 290 km².

The data have been reduced and processed by means of a series of algorithms fully described in this work.

A two-dimensional inversion scheme to interpret the data was used. From the results of the inversion we infer the presence of a N-NW trending "horst"-type structure, predominant in the surveyed area. To the west of the area of interest, the basement structure suggests the presence of a normal fault not shown at the surface but consistent with the fault system and fractures occurring regionally.

To the East, the horst is limited by the large basin of the Humaya river whose sediment thickness is near 1 km. Poor evidence exists as to the southern extension of this "horst-like" structure.

We believe that the geothermal zone of La Presita is characterized by a system of normal faults that allows thermal waters to rise to the surface. However, little geophysical evidence exists to infer the presence of a large anomalous zone in depth.

INTRODUCCION

Durante los meses de mayo y junio de 1981 el grupo de exploración del departamento de geofísica del CICESE, contando con apoyo de la CFE realizó un levantamiento gravimétrico de detalle, con el propósito de aportar información geofísica en la zona geotérmica de La Presita, situada al noroeste de Culiacán, en el estado de Sinaloa. Se estableció un total de 306 puntos de medición en un área aproximada de 290 kilómetros cuadrados.

El objetivo del presente trabajo consistió en interpretar en forma cuantitativa las mediciones de gravedad con el objeto de determinar el tipo de estructura geológica presente en el campo geotérmico de La Presita.

Para lograr esto se realizó una serie de programas de computadora que permiten efectuar la reducción, procesado y modelado de datos de gravedad.

Igualmente, hemos incluido en la sección de reducción y procesado de datos, una discusión acerca del problema que representa la separación de la anomalía de Bouguer, en sus componentes regional y residual. Se presentan dos métodos para hacer la separación: ajuste con superficies polinomiales y filtrado en el dominio de las frecuencias.

Para interpretar los datos de gravedad se utilizó un modelo bidimensional compuesto por una serie de prismas de longitud infinita (Pedersen, 1977), utilizando la técnica de inversión conocida como "Ridge Regression" (Inman, 1975).

Los resultados obtenidos son congruentes con el patrón estructural dominante en la región.

LOCALIZACION Y GEOLOGIA

La zona estudiada se localiza en la porción central del estado de Sinaloa, dentro del municipio de Culiacán (figura 1), abarcando una área aproximada de 290 km² y situada entre los 24°46' - 24°56' de latitud norte y los 107°22' - 107°35' de longitud oeste. El área en estudio cuenta con una extensa red de comunicaciones. De acuerdo con la clasificación de provincias fisiográficas de Alvarez (1961), el área estudiada pertenece a la denominada Llanura Costera de Sinaloa, limitada al noroeste por la zona desértica de Sonora, al nor-noreste por la Sierra Madre Occidental y al oeste por el Océano Pacífico.

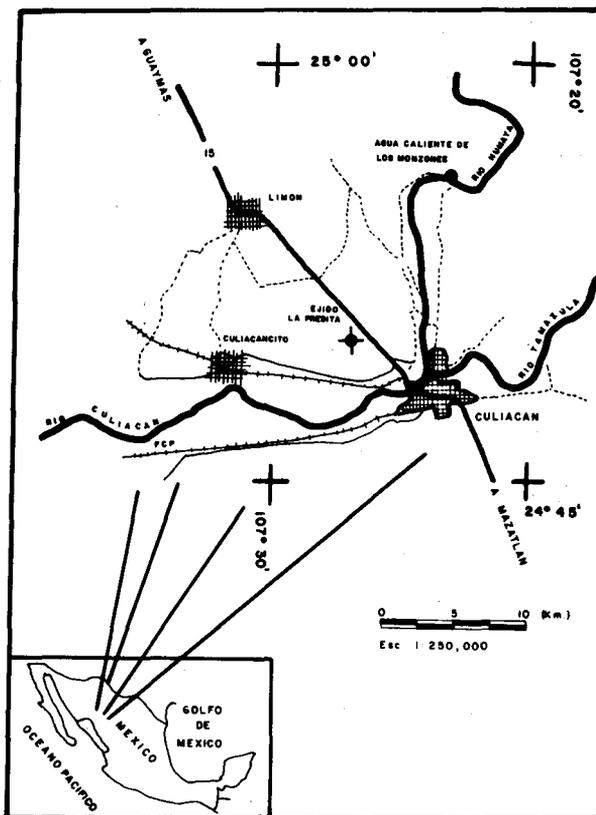


Fig. 1. Plano de localización del área en estudio.

El drenaje principal del área lo constituyen los ríos Humaya y Tamazula, los cuales llevan agua todo el año. El río Humaya fluye en la parte norte de la zona con rumbo casi norte-sur, mientras que el Tamazula, en la porción oriente, fluye de Este a Oeste, uniéndose con el Humaya en la parte sur del área para formar el río Culiacán, que sigue un curso casi Este-Oeste hasta llegar a Navolato, donde toma una dirección Norte-Sur y desemboca al Océano Pacífico.

En el estado de Sinaloa, afloran rocas cuya edad varía desde el Precámbrico al Reciente. Esta inmensa amplitud temporal está representada por rocas de litología sumamente variada, que han sido afectadas a lo largo de su historia por diversos movimientos tectónicos. En la figura 2 se muestra un mapa geológico de la zona en estudio.

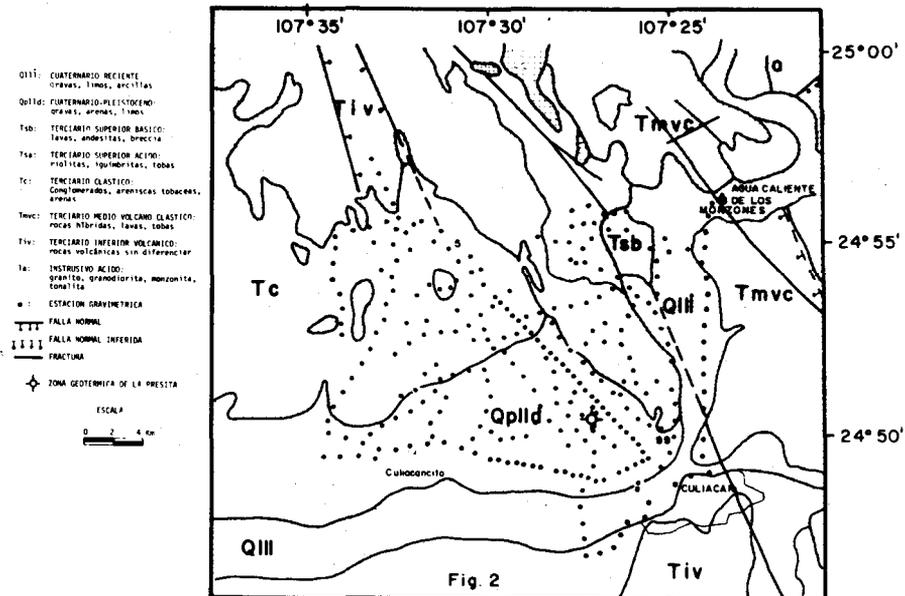


Fig. 2. Plano geológico de la zona en estudio.

Los rasgos estructurales más antiguos, deformaciones y plegamientos, son debidos a esfuerzos de compresión, que estuvieron actuando desde el Precámbrico al Cenozoico, disminuyendo en intensidad hacia edades recientes. Las rocas metamórficas asociadas al Precámbrico sufrieron cuando menos 3 épocas de deformación. Las rocas paleozoicas muestran cuando menos un período de deformación, lo que originó plegamientos de tipo anticlinal y sinclinal. Las rocas mesozoicas presentan estructuras producidas por esfuerzos de compresión de menor intensidad que en los niveles anteriores. Las rocas volcánicas del Terciario Inferior se encuentran deformadas principalmente por esfuerzos de compresión vertical debido al empuje producido por la intrusión del batolito Sinaloa (Aguilar *et al.*, 1980).

A partir del Terciario medio, los rasgos estructurales consisten en fallas de tipo normal y fracturas con orientación preferencial noroeste-sureste casi paralelas a la costa del Pacífico. Los esfuerzos tensionales fueron favorecidos por el enfriamiento del Batolito de Sinaloa y por reacomodos corticales isostáticos, caracterizándose por un escalamiento descendente hacia la costa, que originó configuraciones de Fosas y Pilares.

ZONA GEOTERMICA

La zona geotérmica de La Presita se localiza a 6 km al noroeste de Culiacán. Las manifestaciones termales consisten en hervideros y manantiales. En los hervideros se ha medido una temperatura máxima de 90.8°C y en los manantiales varía de 30 a 70°C. Los centros de emanación están ligados por una serie de fracturas que presentan un patrón preferencial orientado de noroeste a sureste, en una roca clasificada como pórfido andesítico, con alteración hidrotermal y cubierta por una costra de sales (Aguilar *et al.*, 1980).

Con la ayuda de la perforación de pozos someros, se logró determinar que el área mínima de influencia termal es de 4 hectáreas, tomando en cuenta las limitaciones de la perforadora utilizada (Aguilar *et al.*, 1980).

En las cercanías del área estudiada existen otras manifestaciones hidrotermales, a saber: Agua caliente de los monzones, al norte de Culiacán y El Carrizalejo e Imala, al este de Culiacán.

ADQUISICION DE DATOS GRAVIMETRICOS

El levantamiento gravimétrico del prospecto La Presita, se realizó utilizando el gravímetro "La Coste" y "Romberg" Modelo G, No. 599, el cual permite una precisión en las lecturas de ± 0.01 miligales.

El trabajo de campo se inició haciendo una liga de bases entre la estación gravimétrica pendular (establecida por PEMEX OF OP-43703), localizada en el aeropuerto de la ciudad de Culiacán, Sin., y las estaciones 5 y 99 (figura 2) establecidas por la brigada topográfica b.t. de la CFE. Posteriormente, el trabajo de campo se dividió en dos partes. La primera consistió en ocupar 169 estaciones previamente establecidas por la b.t. de la CFE. Dichas estaciones están distribuidas en la parte central del área estudiada y se localizan a lo largo de veredas y caminos transitables por vehículos. El espaciamiento entre estaciones fue de 800 m en terracerías y veredas, y de 400 sobre las carreteras Culiacán-Nogales y Culiacán-Culiacancito. En la segunda parte del levantamiento, se intentó dar un carácter más regional al estudio. Para lograr esto se ocuparon 137 estaciones situadas en los bordes del área.

La localización de éstas se hizo con ayuda del mapa topográfico del valle de Pericos (levantado por la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, SARH) y fotografías aéreas.

REDUCCION DE DATOS

Para la reducción de datos gravimétricos se utilizó información de diversas fuentes, a saber: el plano de localización de estaciones y bancos de nivel (levantado por la b.t. de la CFE, escala 1:20,000), el mapa topográfico del valle de Pericos (levantado por la SARH, escala 1:50,000), la carta de navegación aérea, hoja (HG-12) (publicada por la Dirección de Estudios del Territorio Nacional (DETENAL) escala 1:250,000) y fotografías aéreas (escala 1:20,000). Con base en esta información se integró un mapa topográfico, escala 1:100,000 (figura 2), que incluye las estaciones gravimétricas.

La corrección por deriva instrumental y efecto lunisolar se hizo considerando que la deriva fue lineal entre la primera y última lectura, en un cierre de bases. La corrección por latitud se hizo a partir de la estación base No. 5, para la cual se calculó un factor de corrección de 0.6197 mgls/km (Telford *et al.*, 1978, p. 17). La corrección por aire libre y de Bouguer se hizo empleando como nivel de referencia el del mar, utilizando el factor combinado de 0.2122 mgls/m, que corresponde a una densidad de 2.3 gr/cm³ (Nettleton, 1976, p. 90). Este valor se encontró al calcular el perfil de densidad mostrado en la figura 3, utilizando la técnica descrita por Nettleton (1976, p. 91). La corrección por efecto del terreno fue hecha hasta la zona I (4360 m), empleando una densidad de 2.3 gr/cm³ por medio del programa TERRENO, desarrollado en el presente trabajo, el cual se describe brevemente a continuación.

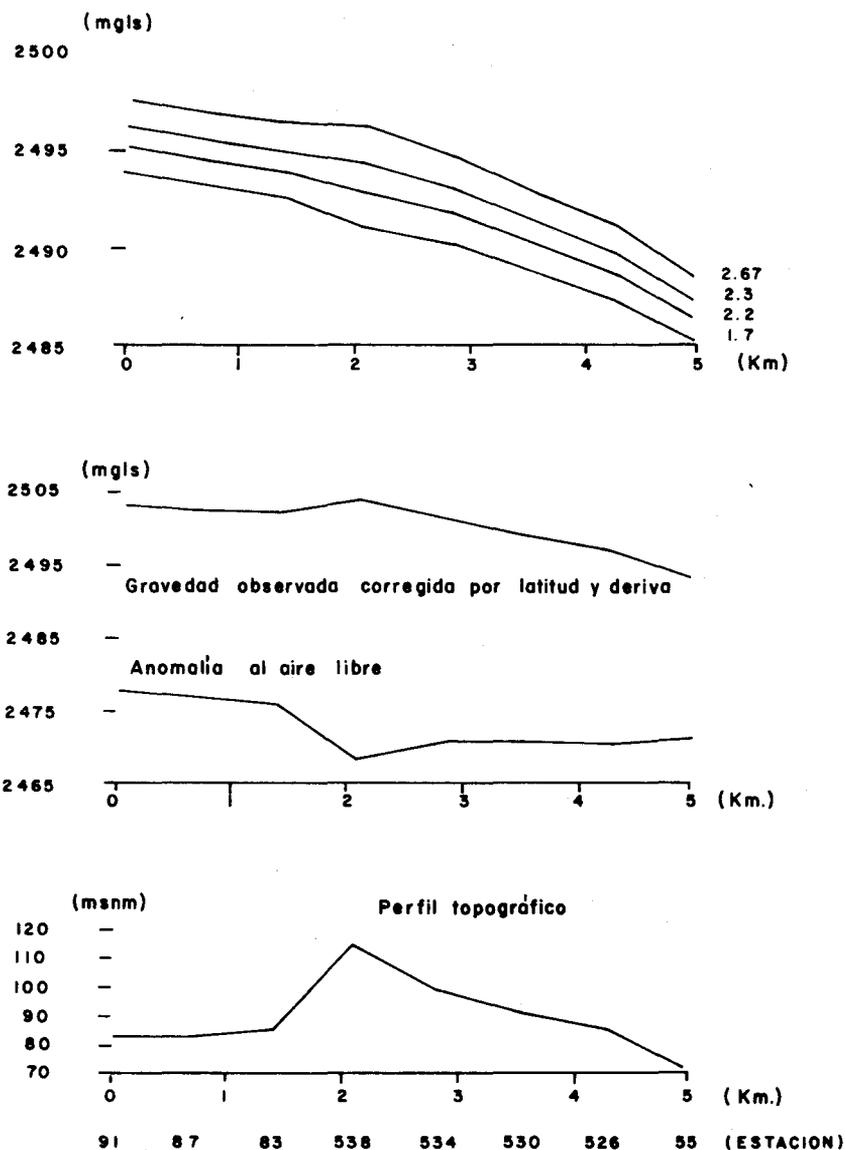


Fig. 3. Perfil de densidad a través de un accidente topográfico local. En la parte superior se muestran varios perfiles empleando la densidad de Bouguer. El indicado, con una densidad de 2.3 gr/cm^3 es el que mostró una correlación mínima con la topografía.

CORRECCIONES TOPOGRAFICAS

Originalmente se cuenta con datos $h(x, y)$ de elevación en puntos sobre la superficie topográfica, al igual que la posición de las estaciones gravimétricas (x, y) y su elevación correspondiente $h_e(x, y)$. Para corregir la i -ésima estación, se genera una malla regular, cuyo centro coincide con las coordenadas (x, y) y se interpola en los nodos de la malla la elevación de $h(x, y)$ y $h_e(x, y)$. Hecho esto, el relieve del terreno es modelado con la superposición de acumulaciones básicas, cuyo modelo matemático es la curva de distribución normal o Gaussiana (Pérez, 1979), centradas en los nodos de la malla. Un sistema de n gaussianas está dado por:

$$Z_j = \sum_{i=1}^n C_i \exp\left\{-\frac{[(x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2]}{\Delta^2}\right\} \quad (1)$$

$j = 1, 2, \dots, n$

en donde x, y es el par de coordenadas que definen la posición en el nodo j de la acumulación básica de altura Z , y es la distancia entre nodos. A fin de encontrar el valor de los coeficientes C se calcula la expansión (1). Esto se reduce a resolver un sistema lineal de ecuaciones de la forma:

$$AC = Z$$

en donde:

$$A = [a_{ij}] = \exp\left\{-\frac{[(x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2]}{\Delta^2}\right\}$$

$$C = [c_j] \quad y \quad Z = [z_i]$$

Después de resolver para C el sistema $AC = Z$, la elevación Z del modelo topográfico en cualquier punto (x, y) puede ser calculada usando

$$Z(x, y) = \sum_{i=1}^n C_i \exp\left\{-\frac{[(x_i - x)^2 + (y_i - y)^2]}{\Delta^2}\right\} \quad (2)$$

La superposición de acumulaciones básicas define una superficie suave, que pasa por todos los puntos de la malla. Debido a esto, el modelo topográfico es bastante bueno, sobre todo en la zona cercana a la estación que se desea corregir.

La atracción gravitacional del modelo topográfico se calcula de manera análoga al método de plantillas (Hammer, 1939). Los resultados obtenidos fueron congruentes con los valores de corrección calculados, haciendo uso de plantillas y estimando la elevación promedio a ojo.

Todos los valores de gravedad obtenidos en el levantamiento fueron referidos a la estación gravimétrica pendular 9689-62, establecida por PEMEX en el aeropuerto de la ciudad de Culiacán, a la orilla de un helipuerto.

PRECISION EN LOS DATOS

Durante el proceso de adquisición y reducción de datos están involucradas varias fuentes de error que deben ser consideradas antes de procesar e interpretar los datos gravimétricos. La principal fuente de error proviene de la mala localización de las estaciones, tanto en el control horizontal como en el vertical. La imprecisión en el control horizontal provoca errores en la corrección por latitud, cuya variación en la dirección norte-sur para el área estudiada es de 0.6197 mgals/km. Debido a la técnica empleada en la elaboración del plano en que se localizan las estaciones, se estima un error máximo en la localización de las estaciones levantadas por la b.t. de la CFE de ± 50 m, lo cual implica un error en la corrección por latitud de ± 0.03 miligales. Para las estaciones de cubrimiento regional se estimó un error de ± 100 m, lo cual equivale a ± 0.06 miligales. Con respecto al control vertical en las estaciones levantadas por la b.t. de la CFE, se estimó que el error máximo es del orden de ± 24 cm. (Ortiz, 1981), lo cual repercute en un error de ± 0.05 miligales, debido a la corrección de aire libre y Bouguer. La incertidumbre en el control vertical de las estaciones de cubrimiento regional se estima en un máximo de ± 5 m, que es el intervalo de contorno del mapa topográfico del cual fueron estimadas y que corresponde a un error de ± 1.06 miligales, debido a la corrección de aire libre y Bouguer. En cuanto al instrumento empleado, se encontró que repetía lecturas hasta 0.01 miligales cuando se tomaban varias lecturas en una misma estación.

ANALISIS DEL MAPA DE ANOMALIA DE BOUGUER

Una vez completa la reducción de datos, se procedió a representarlos en un mapa de anomalía de Bouguer. Para lograrlo, se interpolaron los datos de gravedad en los nodos de una retícula uniforme de 22 por 23 unidades, con una separación entre nodos de 800 m. A partir de los valores interpolados se configuró el mapa de anomalía de Bouguer, que se muestra en la figura 4, utilizando un intervalo de contorno de un miligal.

Las características más relevantes que presenta el mapa de anomalía de Bouguer son: (a) La presencia de una tendencia regional de rumbo noroeste-sureste, que debe de estar relacionada con el patrón estructural regional; (b) una franja de fuerte gradiente al noreste del área estudiada, de hasta 10 miligales por kilómetro, que puede explicarse por una variación lateral en la densidad de los materiales que constituyen la zona de influencia de la cuenca del río Humaya; (c) un aumento en el espesor del paquete sedimentario hacia el este del área. También se aprecia que esta franja cambia de rumbo, coincidiendo esto con una falla inferida en el mapa geológico de la región (figura 2). Hacia el oeste del área se presenta otra franja con un gradiente de 7.5 miligales por kilómetro, que insinúa un cambio de rumbo equivalente al mencionado anteriormente, pero que no se puede definir completamente

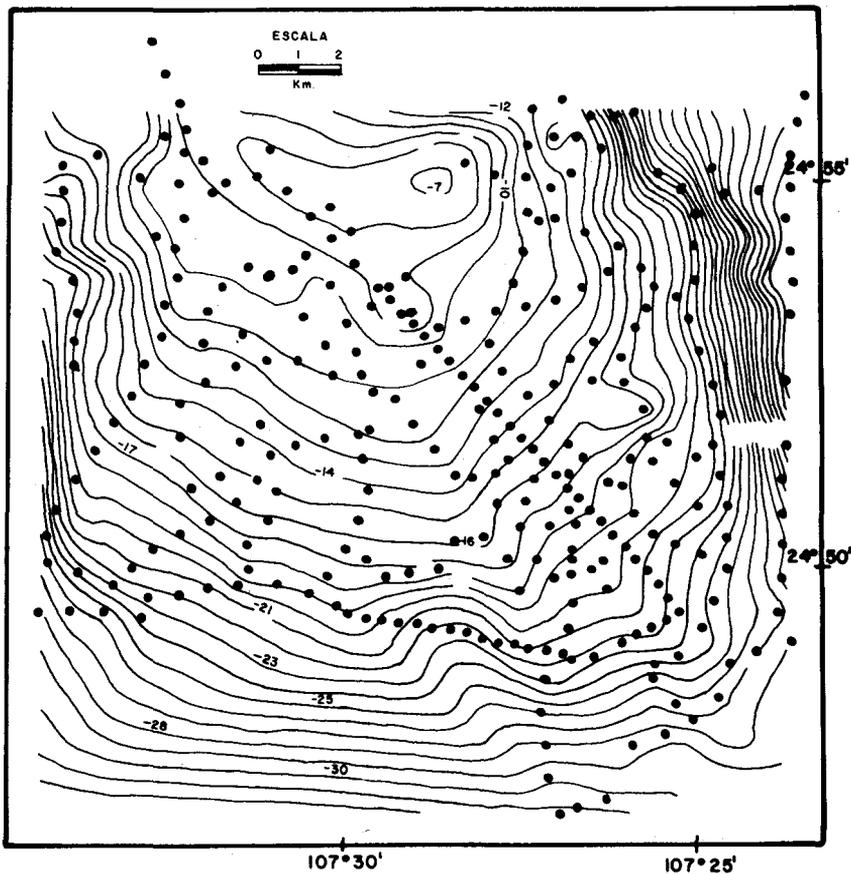


Fig. 4. Anomalía de Bouguer. Intervalo de contorno: 1 miligal. Las cruces indican la posición de las estaciones gravimétricas.

debido a falta de cubrimiento. No se puede asociar a ningún elemento estructural o estratigráfico presente en el mapa geológico. Hacia la parte norte y central del área, se presenta un alto gravimétrico que puede estar asociado con un cierre estructural.

Hay que señalar que la zona de suave gradiente, localizada al suroeste del mapa de anomalía de Bouguer, es el resultado de añadir un dato ficticio de -33 miligales en el extremo suroeste. Este valor fue estimado a partir de un mapa de anomalía de Bouguer configurado a mano previamente, y se escogió con el fin de provocar un cambio suave de la anomalía hacia el suroeste y así, poder generar una retícula rectangular que abarcara toda la región estudiada.

SEPARACION REGIONAL RESIDUAL

En el presente trabajo se utilizaron dos métodos para descomponer la anomalía de Bouguer en sus componentes regional y residual. El primero fue el de regresión múltiple con superficies polinomiales de bajo grado. El segundo método consistió en alterar el espectro de frecuencia de los datos de gravedad $G(k, l)$ convolucionándolo con un filtro $F(k, l)$, cuyas características sean tales que nos permita suprimir efectos indeseables presentes en los datos o enfatizar otros no muy evidentes, que puedan estar enmascarados por efectos locales o regionales.

REGRESION LINEAL

Se experimentó con superficies de primero a quinto grado. A partir del ajuste con superficies de segundo grado, la anomalía fue reproducida casi totalmente y por lo tanto, los residuales fueron mínimos. Debido a esto, teniendo en cuenta lo reducido del área en estudio y a que se utilizó el concepto de regional suave (o sea, de pendientes suaves), se consideró a la superficie de primer grado como la más adecuada. De esta forma, el regional es un plano que buza hacia el S 23 E a razón de 1 miligal por kilómetro y se muestra en la figura 5.

El mapa residual I mostrado en la figura 6, es el resultado de tomar la diferencia entre la anomalía de Bouguer y la componente regional que se obtuvo con la superficie de primer grado. Como puede apreciarse, se han preservado las franjas de alto gradiente descritas anteriormente, se conserva aún una tendencia cuyo eje coincide con el rumbo de la componente regional y se ha puesto de manifiesto la presencia de una anomalía positiva, cuyo eje tiene un rumbo Norte-Sur y ocupa la parte central del área estudiada.

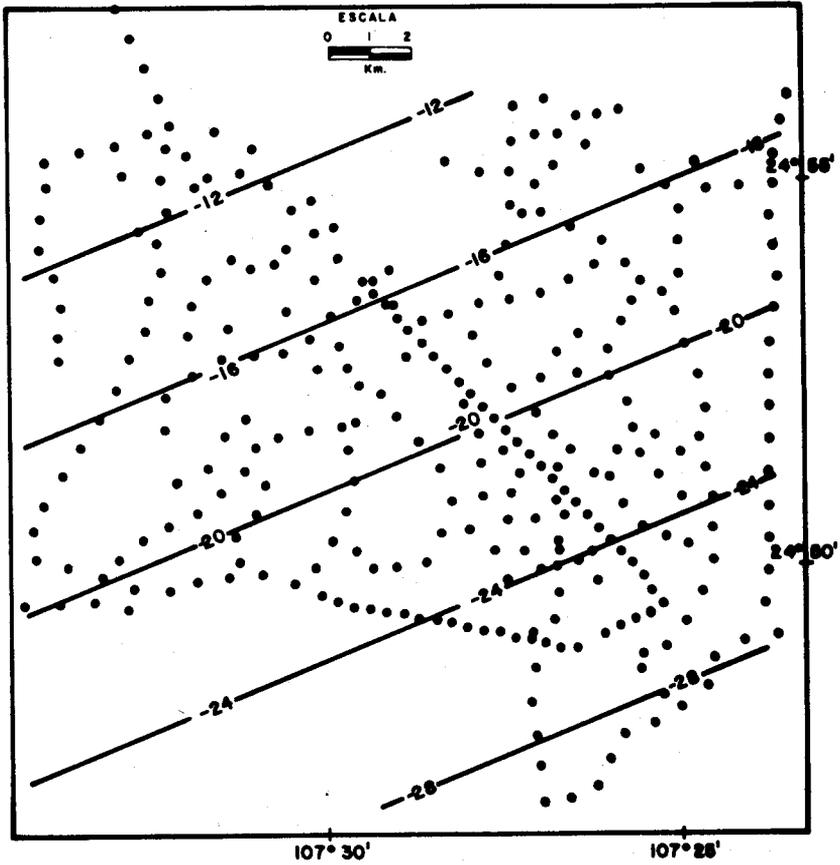


Fig. 5. Componente regional de la anomalía de Bouguer. Intervalo de contorno: 4 miligales.

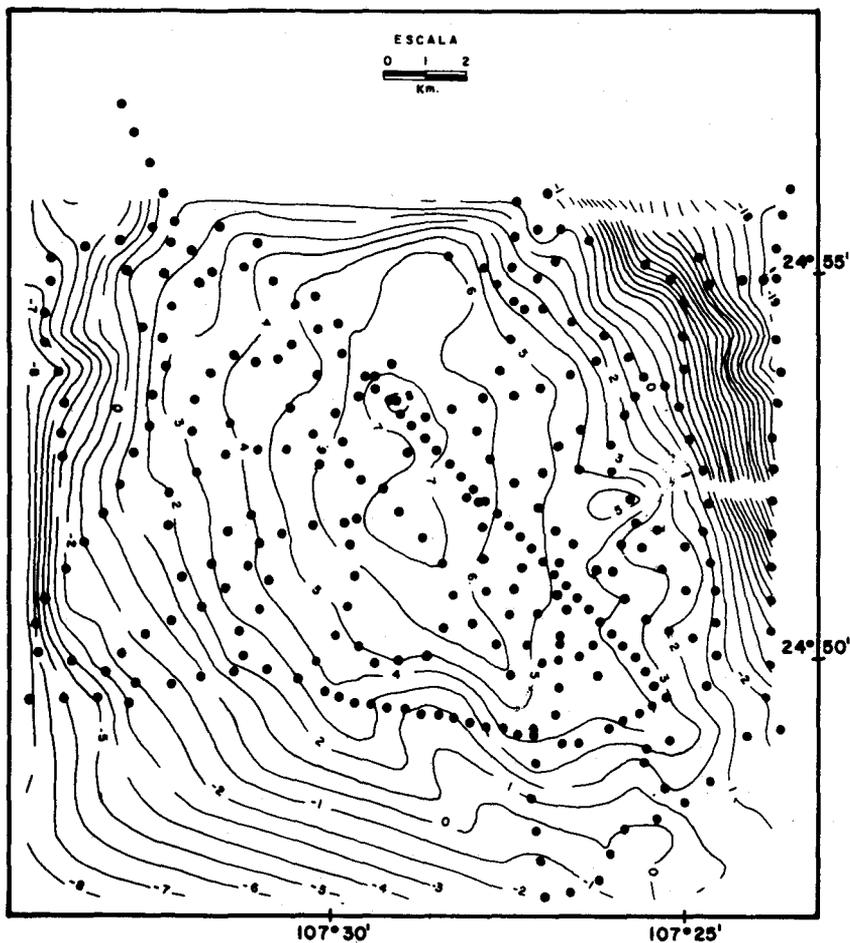


Fig. 6. Anomalía residual I. Intervalo de contorno: 1 miligal.

ANALISIS ESPECTRAL

En el dominio de la frecuencia, los efectos regionales corresponden a las bajas frecuencias, mientras que los residuales a las altas. El filtrado en el dominio de la frecuencia es simple, ya que se reduce al cálculo de un producto de funciones. Queda, sin embargo, a criterio del interpretador, escoger las frecuencias de corte adecuadas. El proceso de filtrado utilizado en este trabajo ha sido descrito por Fuller (1967).

Con el fin de reducir los efectos de borde, provocados por la extensión finita de los datos, se repitieron cuatro veces todos los valores de gravedad situados en los bordes de la retícula inicial de 22×23 puntos. A los datos así constituidos, se les aplicó una campana cosenoidal. A la nueva retícula de 30×31 puntos se le añadieron ceros, para obtener finalmente una retícula de 32×32 puntos.

El par de transformadas de Fourier en 2-D fue obtenido utilizando un algoritmo de transformada rápida de Fourier, en la forma descrita por Mersereau y Dudgeon (1975). Con el objeto de apreciar en qué frecuencia está contenida la potencia de la señal, se calculó el espectro de potencia de la anomalía de Bouguer, tomando el cuadrado del valor absoluto de la transformada de Fourier en 2-D.

El espectro de potencia mostrado en la figura 7, es real y simétrico, respecto a la frecuencia cero localizada al centro de la figura y ha sido graficado tomando el logaritmo de la potencia contra la frecuencia.

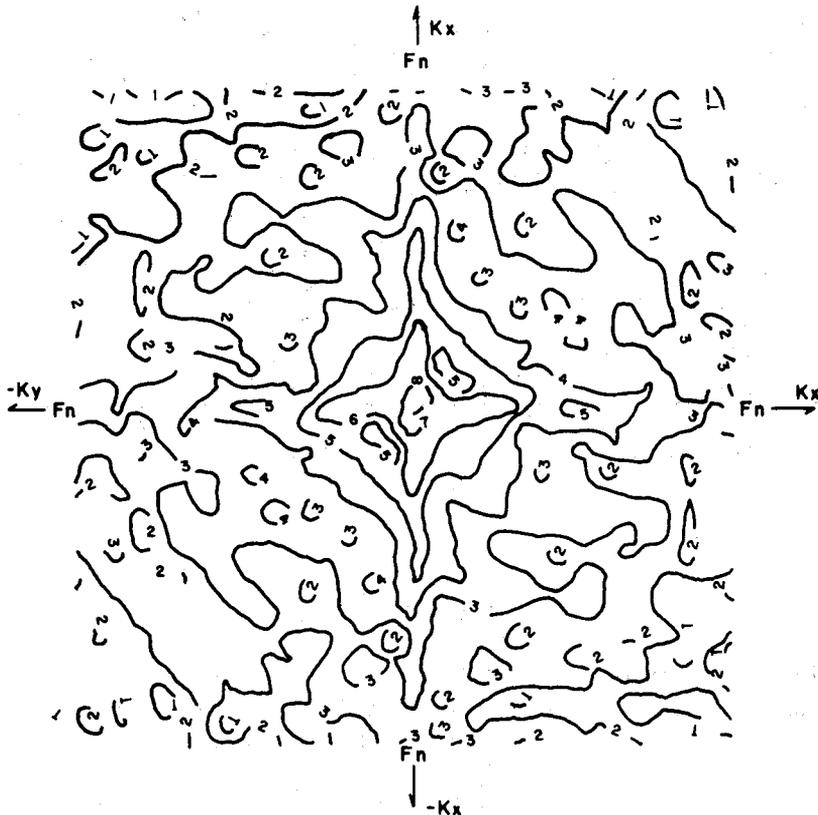


Fig. 7. Espectro de potencia de la anomalía de Bouguer (frecuencia de Nyquist $F_n = 0.625$ ciclos/km).

El espectro de potencia es una representación del efecto integrado de las componentes regional, residual y de ruido. A este respecto Syberg (1972) menciona que la separación del espectro de potencia en varias componentes puede estar relacionado con la forma en que la densidad (ρ) está distribuida en la columna geológica.

Las señales que interesan deberán tener una estructura bien definida en el espectro y el ruido aparecerá en forma dispersa hacia la zona de alta frecuencia. La interpretación del espectro de potencia puede hacerse en forma cualitativa con base en la dirección y amplitud de sus componentes. La mayor parte de la energía de la señal se localiza hacia las bajas frecuencias y forma una estrella de cuatro puntas, orientadas en las direcciones N-S y E-O. Nettleton (1976), señala que la dirección de las componentes espectrales de baja frecuencia es perpendicular a la tendencia regional de la anomalía de Bouguer. La forma más sencilla de ilustrar esto (figura 8), es considerando un listón de altura unitaria a lo largo del eje X, que en el eje Y corresponde a una función delta situada en el origen. En el dominio de la frecuencia o número de onda, el listón, en el eje X se transforma en una función delta, a su vez, en el eje Y se transforma en un listón (Bath, 1974). Con base en lo anterior, y considerando que las componentes de baja frecuencia son causadas por las estructuras geológicas grandes, se puede inferir que los ejes principales de la estructura que da origen a la mayor parte de la anomalía de Bouguer están orientados en las direcciones NS y EW, lo cual indica que la estructura es tridimensional.

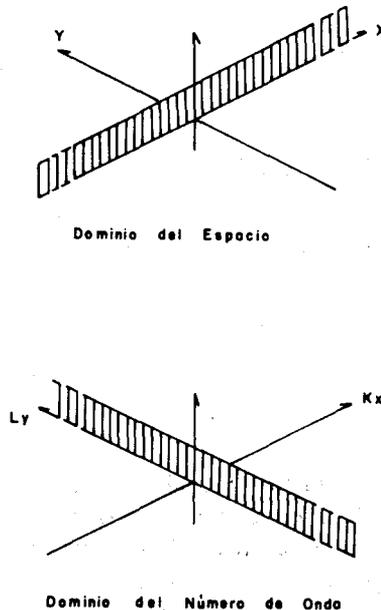


Fig. 8. Ilustra la rotación (90 grados) de una estructura en el dominio espacial al ser transformada al dominio del número de onda.

Con el objeto de apreciar en una forma más clara la distribución de potencia de la anomalía de Bouguer, se trazaron dos perfiles, uno transversal y otro longitudinal, que cruzan por la frecuencia cero y que se muestran en la figura 9. En ésta se aprecian básicamente tres zonas. Hacia las bajas frecuencias, domina la componente directa y conforme nos trasladamos hacia las altas frecuencias se presenta un lóbulo definido entre 0.039 y 0.234 ciclos/km, seguido de otro que se define entre 0.234 y 0.546 ciclos/km. Con base en estas frecuencias, y con el propósito de hacer la separación regional-residual, se diseñaron tres filtros de paso alto (PA), radialmente simétricos.

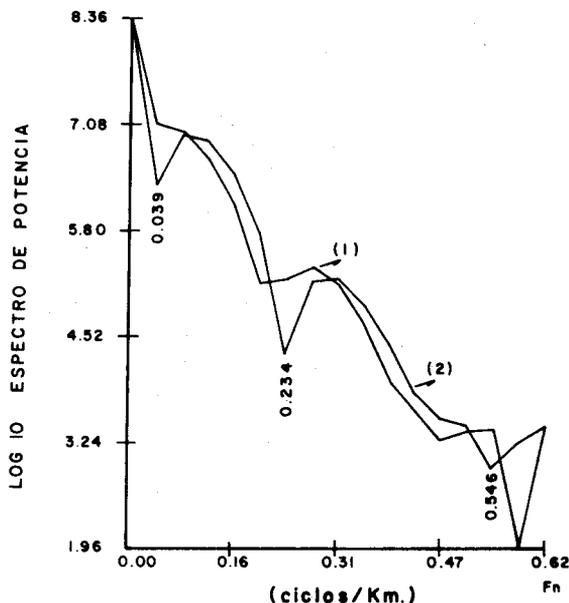


Fig. 9. Espectro de potencia de la anomalía de Bouguer. (1) perfil longitudinal (N-S), (2) perfil transversal(E-O). Frecuencia de Nyquist $F_n = 0.625$ ciclos/km.

El mapa de gravedad residual II obtenido con un filtro PA, cuya frecuencia de corte está a 0.039 ciclos/km, se muestra en la figura 10. La diferencia básica con respecto a la anomalía de Bouguer (figura 4), consiste en un alto situado en la parte norte central, cuyo eje tiene una orientación N-S, conserva las franjas de alto gradiente en los bordes del área y una tendencia regional de rumbo NO-SE. Se observa poca diferencia entre éste y el residual I (figura 6).

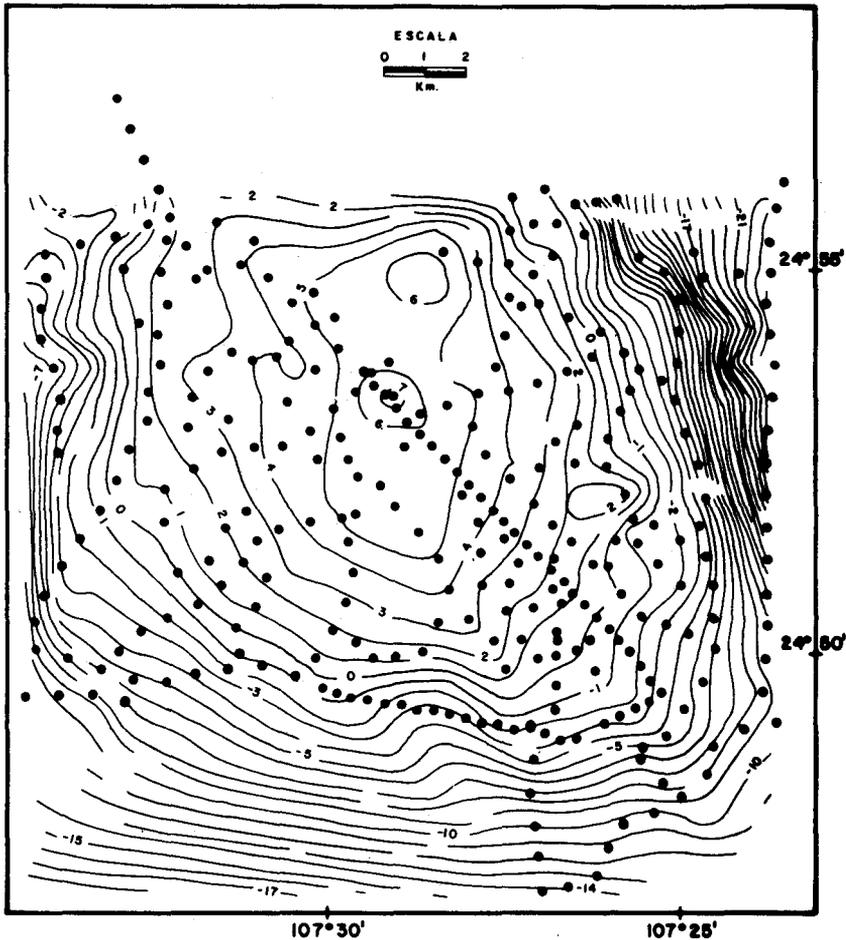


Fig. 10. Anomalía residual II. Intervalo de contorno: 1 miligal.

En la figura 11 se muestra el mapa de gravedad residual III, el cual se obtuvo utilizando un filtro PA con su frecuencia de corte en 0.078 ciclos/km. Al eliminar las componentes espectrales de muy baja frecuencia, se aprecian diferencias sustanciales con respecto a la anomalía de Bouguer. Se conservan aún las franjas de alto gradiente en los bordes del área, ha desaparecido la tendencia noroeste-sureste y se presentan ahora tres altos. Uno situado al noreste del área, está correlacionado con la prolongación al sureste del cerro de La Chiva (Unidad Tiv). Los situados al sur, aunque no muestran correlación alguna con la geología superficial, pueden corresponder a cuerpos enterrados o ser anomalías ficticias creadas durante el proceso de filtrado.

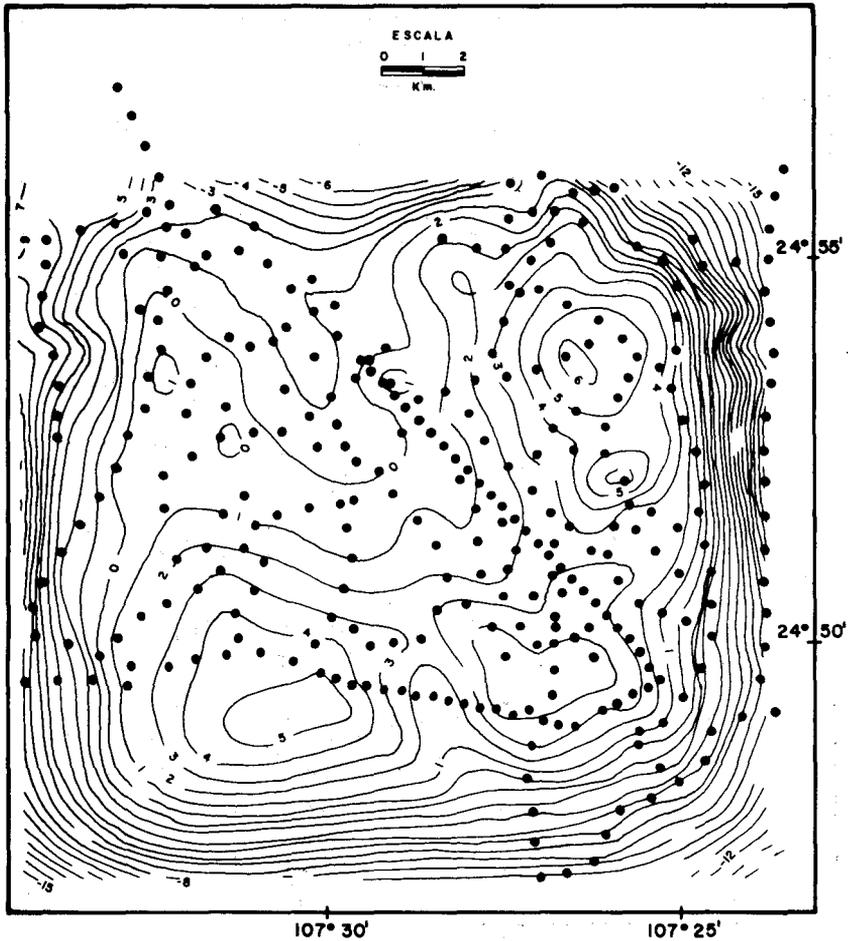


Fig. 11. Anomalía residual III. Intervalo de contorno: 1 miligal.

En la figura 12 se muestra el mapa de gravedad residual IV. Se obtuvo utilizando un filtro PA con una frecuencia de corte a 0.234 ciclos/km. Esta respuesta involucra a las componentes espectrales de muy alta frecuencia, que corresponden a todos los rasgos finos de la anomalía de Bouguer y se deben, esencialmente, a variaciones muy superficiales de densidad y a ruido presente en los datos.

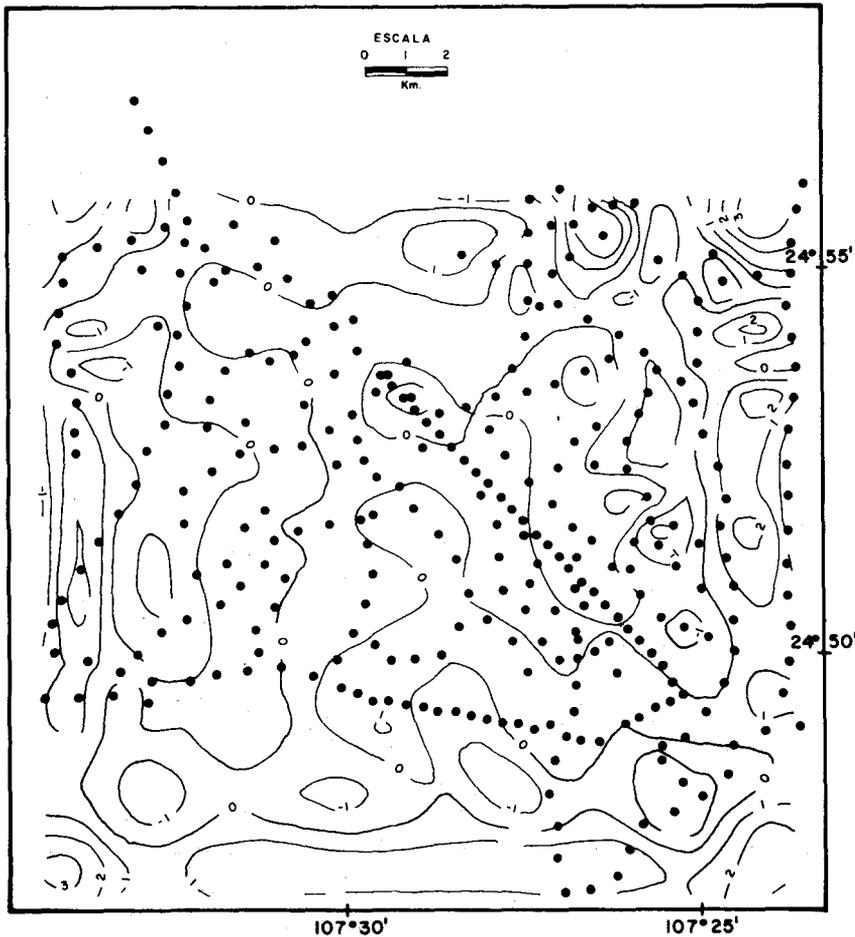


Fig. 12. Anomalía residual IV. Intervalo de contorno: 1 miligal.

DISCUSION DE LOS RESIDUALES OBTENIDOS

La separación de la anomalía de Bouguer en sus componentes regional y residual, es de carácter interpretativo. El método de ajuste de polinomios tiene la ventaja de no permitir ninguna predisposición o prejuicio del interpretador y debido a que los regionales así estimados representan valores promedio, las anomalías residuales tendrán valores positivos y negativos. Con respecto a las técnicas de análisis espectral, nuestra experiencia ha mostrado que la solución no es tan simple como aplicar un filtro para remover las bajas frecuencias, e inevitablemente el residual obtenido de-

pendará del buen juicio del interpretador. Sin embargo, en gravimetría, como en todas las técnicas geofísicas, la herramienta más útil en la interpretación es el conocimiento de la geología local. Debido a esto, se ha tratado de establecer un balance entre la información que proporciona la anomalía de Bouguer y la información geológica disponible. Se concluye entonces, que el residual a interpretar deberá contener las siguientes características: (a) deberá preservar las franjas de alto gradiente presentes en los flancos de la anomalía de Bouguer, de las cuales, al menos la del flanco este, tiene sentido geológico; (b) deberá reflejar el efecto del material volcánico (Unidad Tiv) correspondiente a la prolongación hacia el sureste del cerro de La Chiva; (c) deberá contener información acerca de la estructura geológica profunda.

Los residuales que llenan estos requisitos son el I y el II. De ellos, se eligió el I. El espectro de potencia del residual I se muestra en la figura 13. En ésta, y hacien-

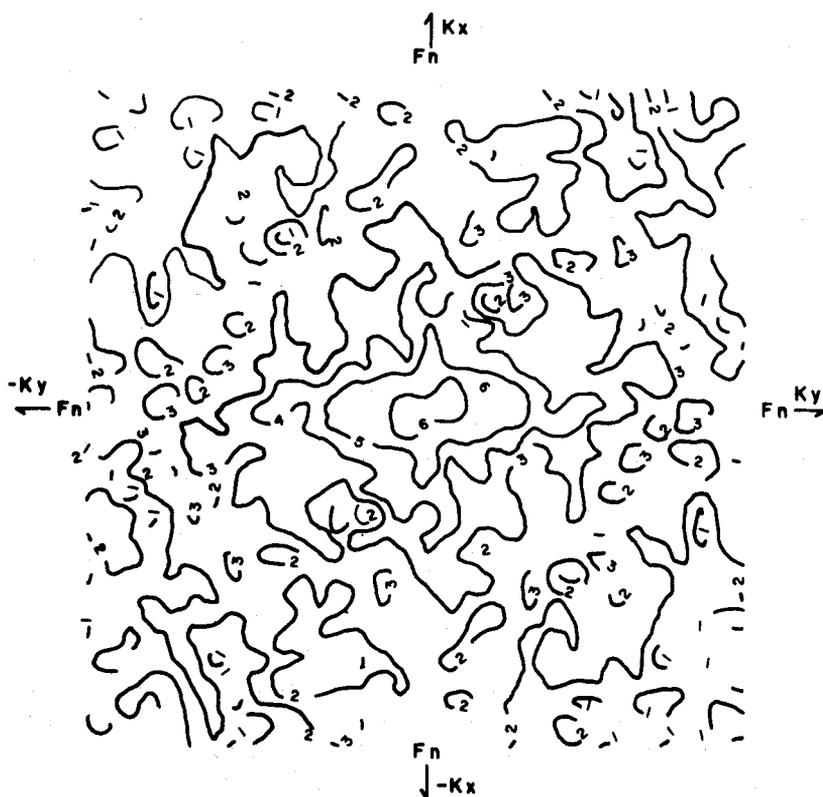


Fig. 13. Espectro de potencia de la anomalía residual I. (Frecuencia de Nyquist $F_n = 0.625$ ciclos/km).

do referencia a lo dicho anteriormente (Nettleton, 1976 y Bath, 1974), se puede interpretar que existe una tendencia regional de rumbo nornoroeste sobrepuesta a otra de rumbo norte sur, lo cual es congruente con la interpretación cualitativa del residual I, hecha anteriormente. Debido a que las variaciones muy rápidas dificultan el ajuste de los datos a la respuesta de un modelo sencillo, se exploró la conveniencia de filtrar una vez más la información, tratando de eliminar las variaciones muy rápidas de la anomalía residual I. Se utilizaron para este fin, filtros de paso bajo radialmente simétricos, a diferentes frecuencias de corte y de ellos se eligió el mostrado en la figura 14 (residual V), que corresponde a una frecuencia de corte $F_c = 0.375$ ciclos/km.

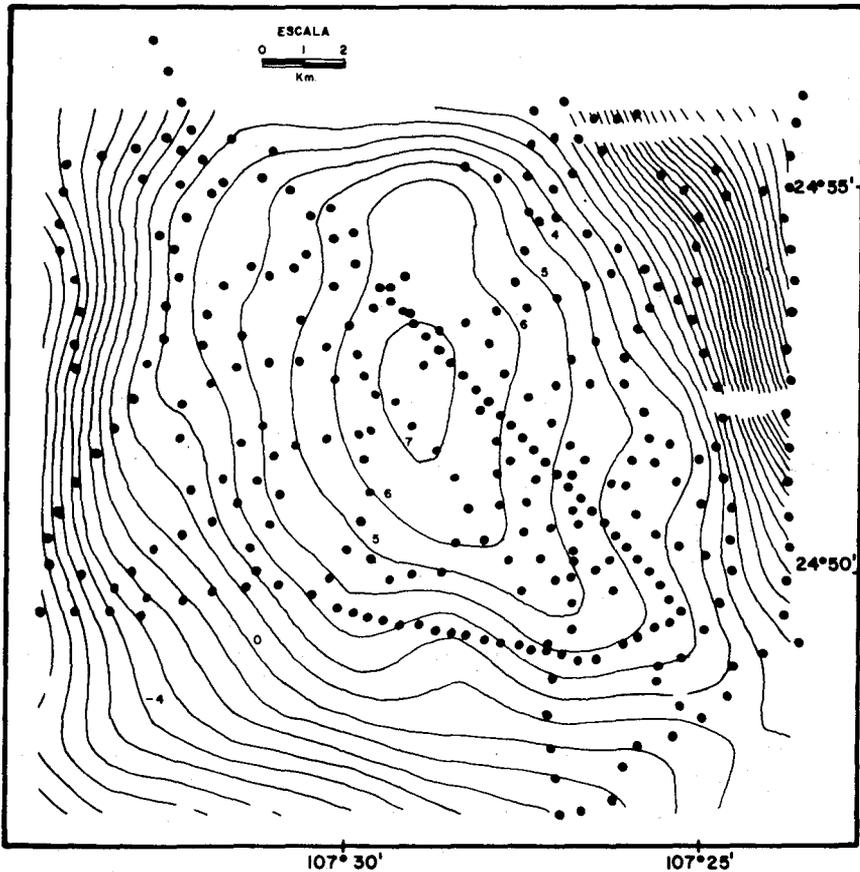


Fig. 14. Anomalía residual V. Intervalo de contorno: 1 miligal.

MODELADO

Existen en la literatura geofísica diversas publicaciones (Grant and West, 1965; Talwani, 1973; Telford *et al.*, 1978) en donde se presenta la expresión analítica que describe la respuesta gravimétrica debida a cuerpos de forma geométrica simple, que pueden ser utilizados para modelar nuestras mediciones de gravedad.

La interpretación de datos geofísicos en forma cuantitativa se divide en métodos directos e inversos. En los métodos directos, el intérprete propone el modelo más adecuado y calcula su respuesta, la cual compara con las mediciones que desea interpretar. En este momento, el intérprete podría decidir cambiar los parámetros del modelo y aproximar su respuesta a las mediciones, empleando la técnica de ensayo y error.

La solución al problema, utilizando el método inverso, se inicia, eligiendo un modelo inicial (problema directo), que se adapte a las características de los datos que se desea modelar. La solución óptima se logra modificando, en forma iterativa y automática los parámetros del modelo inicial, empleando algún criterio de optimización (Marquardt, 1963; Inman, 1975), hasta lograr que la respuesta del modelo sea lo suficientemente parecida a las mediciones que se desea modelar.

Las ventajas del método inverso sobre el directo consisten en: (1) el cálculo de los cambios en los parámetros que definen el modelo, consume poco tiempo; (2) el hecho de que el proceso sea automático disminuye la probabilidad de error en el manejo de la información; (3) el método es flexible, pues permite incluir como parámetros fijos, información geológica o geofísica adicional.

La interpretación cuantitativa de la anomalía residual de la zona geotérmica de La Presita se hizo utilizando el método inverso, aplicando la técnica conocida como Ridge Regression. Esta técnica ha sido utilizada por varios autores para resolver el problema inverso en sondeos de resistividad, entre otros, Inman (1975), Rijo *et al.* (1977), Petrick *et al.* (1977).

El modelo bidimensional, empleado para resolver el problema directo fue tomado de Pedersen (1977). En la figura 15 se presentan las gráficas del modelo y su respuesta. La interfase de los dos medios de densidad ρ_1 y ρ_2 está definida por el techo de prismas rectangulares que se extienden al infinito en la dirección Y. En el apéndice A hemos incluido un breve resumen del algoritmo de inversión empleado.

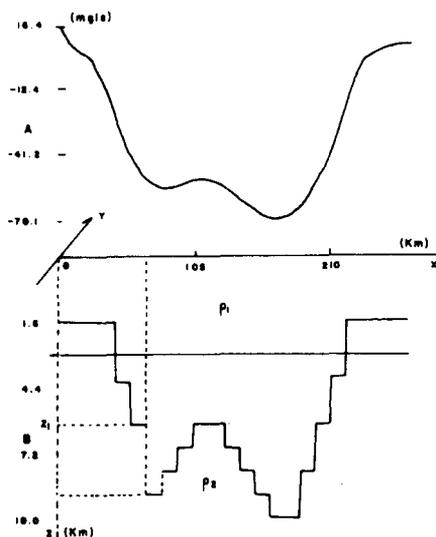


Fig. 15. (A) Geometría del modelo. (B) Respuesta del modelo. Contraste de densidad $\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1$ y Z_0 profundidad de referencia. El eje Y se extiende al infinito hacia adentro y fuera del papel, perpendicularmente al eje X. La escala vertical del modelo ha sido exagerada.

ERRORES EN LA INVERSION

En muchos problemas no geofísicos, el experimento es repetido muchas veces con el objeto de determinar el error presente en las mediciones; sin embargo, en gravimetría, como en otros métodos geofísicos, éste tiene que ser estimado. Para la anomalía de Bouguer de la zona geotérmica de La Presita, se estimó que el error máximo para las estaciones situadas por la b.t. de la CFE, era del orden de ± 0.09 miligales, mientras que para las estaciones regionales fue de 1.6 miligales. Usualmente se considera que el error involucrado en un dato no está relacionado con otro y se introduce en el proceso de inversión una matriz diagonal de pesos, que normalmente representan un porcentaje del valor medio (Inman, 1975; Rijo *et al.*, 1977; Petrick *et al.*, 1977). Sin embargo, la anomalía residual que se está interpretando es el resultado de diversas operaciones de filtrado sobre el mapa de gravedad de Bouguer y un estudio sobre la propagación de errores a través de todos los procesos involucrados, hasta llegar a la anomalía residual, está fuera de los alcances de este trabajo, por lo que la inversión de la anomalía residual fue hecha considerando los datos sin error.

La varianza de los datos se obtuvo del estimador chi-cuadrado reducido para N-M grados de libertad, siendo N el número de datos y M el número de parámetros. A partir de la varianza se puede estimar la desviación estándar de los parámetros del modelo, a través de la matriz de covarianza, que está dada por:

$$\text{cov}(z) = X^2(J^t J^{-1}) \quad (3)$$

y la desviación estándar σ_i del parámetro Z_i se obtiene de:

$$\sigma_i = [\text{cov}(z)]_{ii}^{1/2} \quad (4)$$

(Rijo *et al.*, 1977).

El algoritmo de inversión se llevó a cabo haciendo uso de la librería de matrices MATHLB del sistema PRIME. El programa se diseñó de tal forma que el intérprete pueda analizar los resultados y avances del proceso de inversión en la pantalla de una terminal de video.

La inversión de un perfil gravimétrico de 23 observaciones y utilizando un modelo compuesto por 12 prismas, consume aproximadamente 2 segundos de CPU por cada iteración en la computadora PRIME 750 con el sistema operativo primos IV en la rev. 17.3.

RESULTADOS

Para modelar la anomalía residual V (figura 14) se invirtieron 22 perfiles de rumbo E-O perpendiculares al eje de la anomalía. La separación entre perfiles fue de 800 m. Cada uno de ellos consta de 23 puntos de observación igualmente espaciados, a intervalos de 800 m. El modelo empleado consistió en 12 prismas de ancho constante igual a 1200 m. Para todos los perfiles se utilizó un contraste de densidad de 0.7 gr/cm³ y una profundidad de referencia de 400 m.

Existe un compromiso entre la profundidad de referencia y el contraste de densidad. Cuando el contraste de densidad escogido fue muy pequeño, o el nivel de referencia muy profundo, no se encontró un modelo cuya respuesta se ajustara a las observaciones.

El contraste de densidad se eligió de manera casi arbitraria, suponiendo un basamento con densidad promedio de 2.9 gr/cm³, constituido por rocas intrusivas, metamórficas y basaltos, yaciendo bajo un paquete de rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentos no consolidados, que en promedio dan una densidad de 2.2 gr/cm³. Una vez fijo el contraste de densidad, la profundidad de referencia se escogió haciendo pruebas de ensayo y error, eligiéndose aquella que asegurara la mejor convergencia.

Con el resultado de la inversión de los 22 perfiles se configuró el relieve del basamento (Modelo I) que se muestra en la figura 16. La desviación estándar estimada para cada uno de los parámetros de los modelos fue sumada y restada al modelo I. El resultado se muestra en las figuras 17 y 18, respectivamente. La respuesta del modelo final de cada uno de los perfiles se muestra en la figura 19. La discrepancia entre la anomalía modelada y la respuesta de los modelos se muestra en la figura 20.

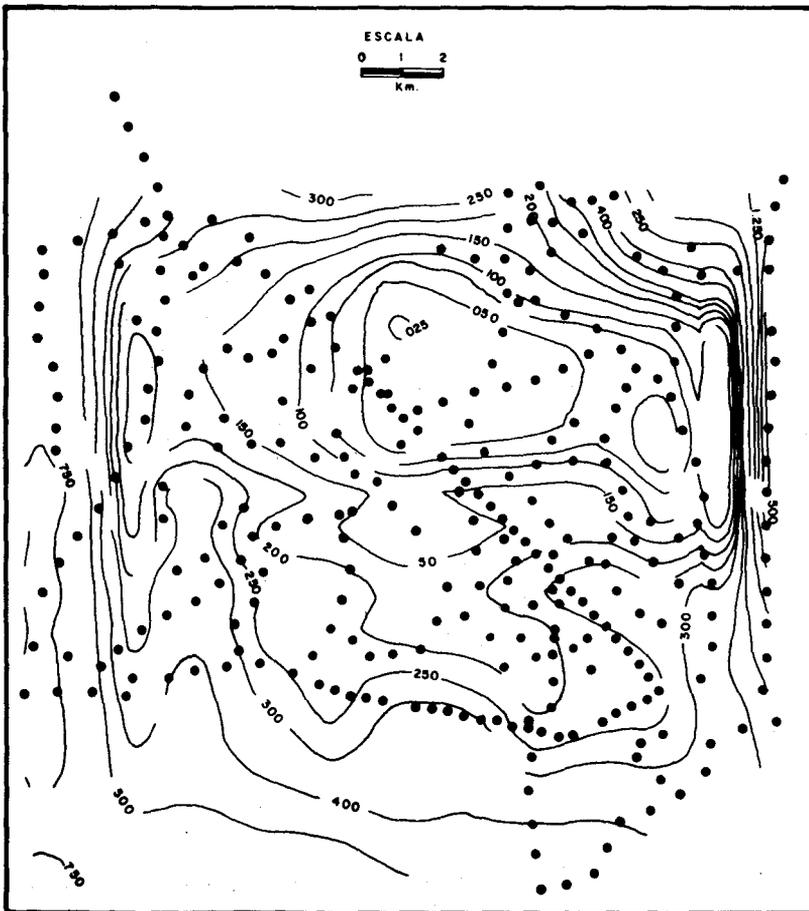


Fig. 16. Relieve del basamento (modelo I). Resultado de invertir la anomalía residual V. Profundidad en km.

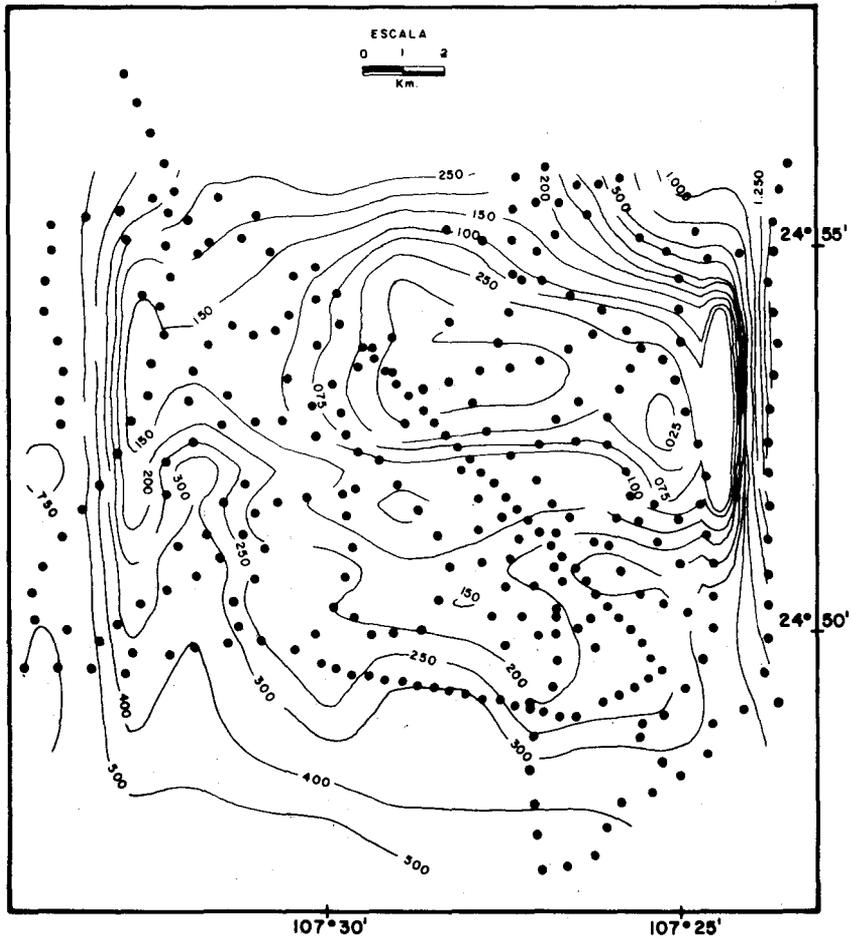


Fig. 17. Relieve del basamento. Profundidad en km (Al modelo I se le sumó la desviación típica).

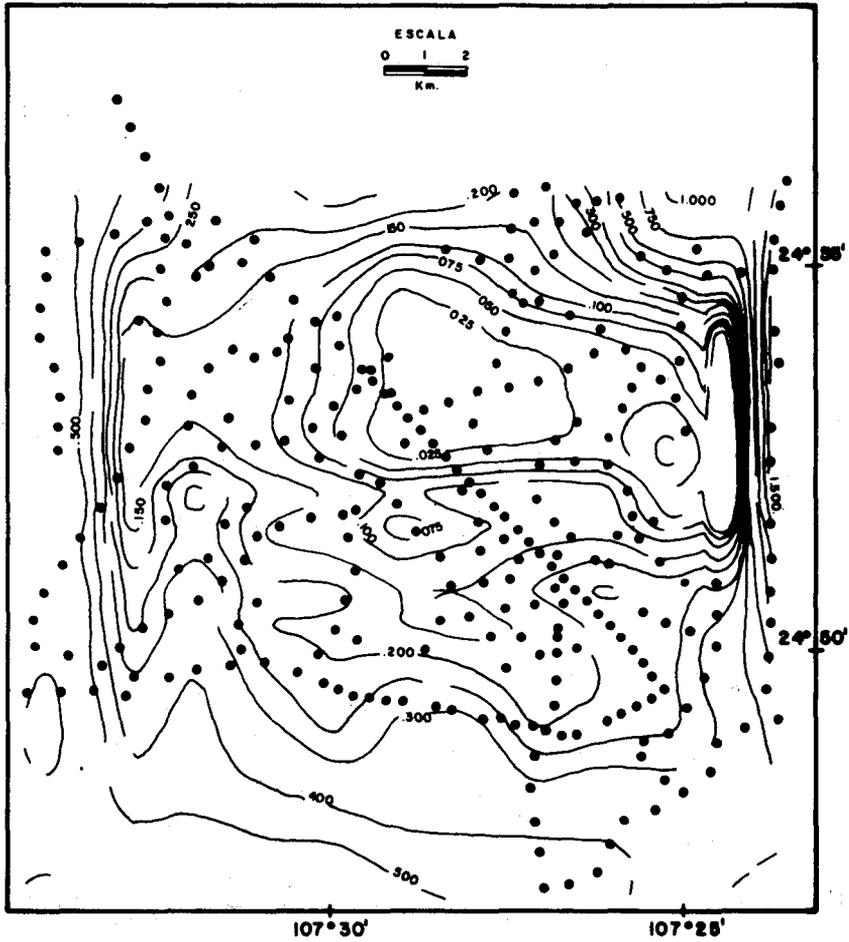


Fig. 18. Relieve del basamento. Profundidad en km (Al modelo I se le restó la desviación típica).

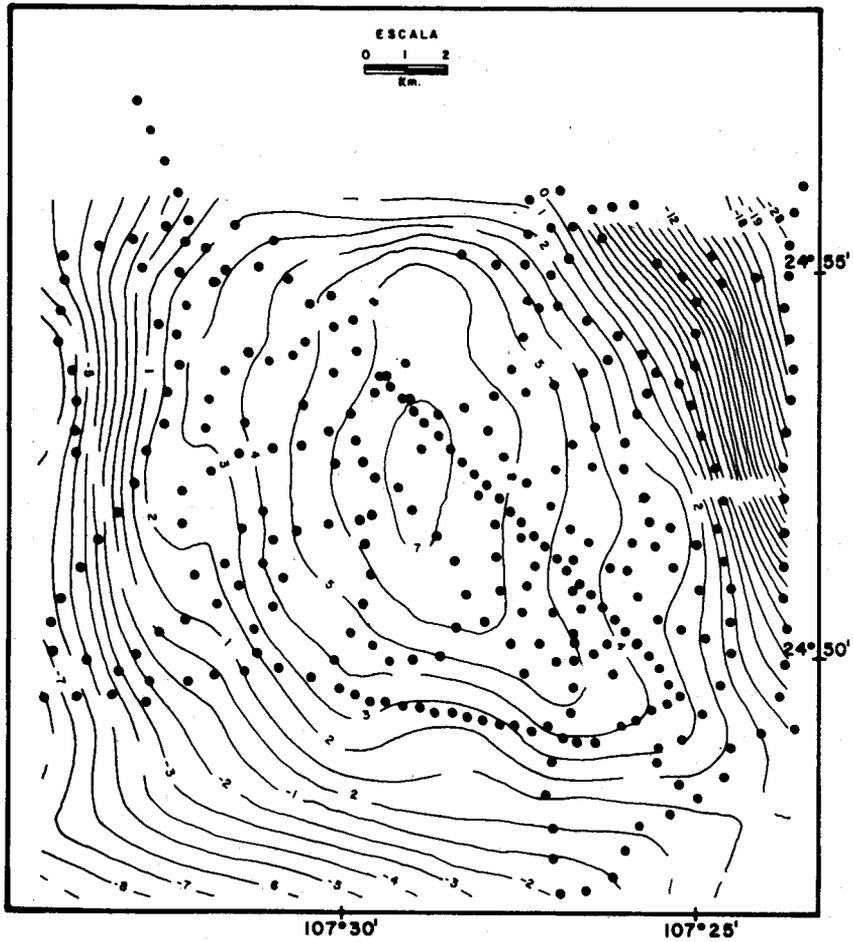


Fig. 19. Anomalía calculada con el modelo I. Intervalo de contorno: 1 miligal.

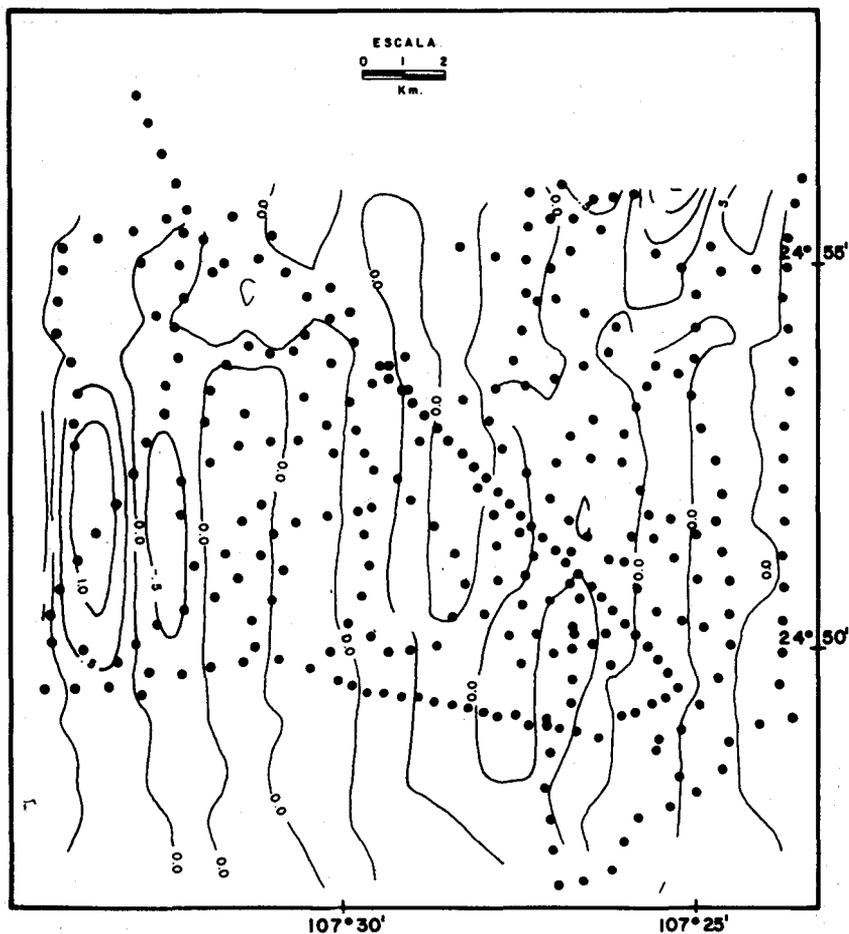


Fig. 20. Discrepancia entre la anomalía residual V y la calculada con el modelo I. Intervalo de contorno: 0.5 miligales.

A continuación, se describen las principales características del Modelo I, así como su relación con la anomalía residual V (figura 14) y con la información geológica disponible (figura 2).

Hacia el borde O del área, se tiene en el relieve del basamento una discontinuidad de rumbo norte-sur, que asociada con el gradiente presente en el residual V, permite inferir la presencia de una falla de tipo normal, quedando el bloque bajo del lado O.

El bloque alto coincide con un afloramiento de la unidad Tiv y hacia el este, se tiene una depresión alargada en la dirección norte-sur, que corresponde a ligeras distorsiones en la anomalía residual. Esta estructura puede representar la continuación al sur de la fosa situada al noroeste de El Limón, o constituir ésta una estructura similar. Hacia el borde sur del área, el relieve está constituido por ligeras ondulaciones que presentan buena correlación con el residual V. Hacia el norte del área se tiene la parte más superficial del relieve, formando una estructura alargada en la dirección E-O. La prolongación hacia el este de la estructura se puede correlacionar con la unidad Tiv, pero es en esta zona donde existe la mayor discrepancia entre el residual y el modelo I. Hacia el borde E del área y marcando el fin de la estructura descrita anteriormente, se tiene una discontinuidad en el relieve del basamento que puede ser atribuida al paso de una falla, sin embargo, el rumbo de ésta difiere del que ha sido inferido por Geología y del que podría esperarse a partir del residual V.

Desde el punto de vista de la calidad del ajuste, se podría decir que el resultado de la inversión ha sido muy bueno. Sin embargo, el modelo I no refleja muchas de las características de la anomalía que ha sido invertida. Es a partir de aquí, que surgen dudas acerca de la validez de los resultados que se han obtenido.

Cuando se eligió la anomalía residual V, se intentó que incluyera, en alguna medida, tanto las características geológicas someras, como las profundas. Debido a que algunos rasgos del Modelo I coinciden con ligeras distorsiones del residual V, se puede suponer que el Modelo I representa estructuras someras y profundas. Para poder evaluar en qué medida las variaciones rápidas en el residual V pueden corresponder al modelo I, se decidió filtrar nuevamente la anomalía residual V. Con el objeto de enfatizar la respuesta, debida a fuentes someras, se utilizó un filtro de continuación analítica hacia abajo. A la vez, con el fin de eliminar la respuesta asociada a dichas fuerzas someras, se aplicó un filtro de continuación analítica hacia arriba. En ambos filtros se utilizó una altura de continuación de 800 m (equivalente a una unidad de retícula) y se aplicaron en la forma descrita por Fuller (1967).

Los filtros de continuación analítica hacia abajo amplifican las componentes espectrales de alta frecuencia, y los de continuación hacia arriba esencialmente suavizan el espectro.

El residual VI, mostrado en la figura 21, es el resultado de continuar hacia abajo el residual V. Al amplificar las componentes espectrales de alta frecuencia se aprecia en forma clara la estructura fina del residual V. Comparando el Modelo I con el residual VI se aprecia que existe coincidencia en el trazo de los contornos hacia el sur y el borde oeste. Sin embargo, en el centro y en el borde este, la diferencia es muy marcada.

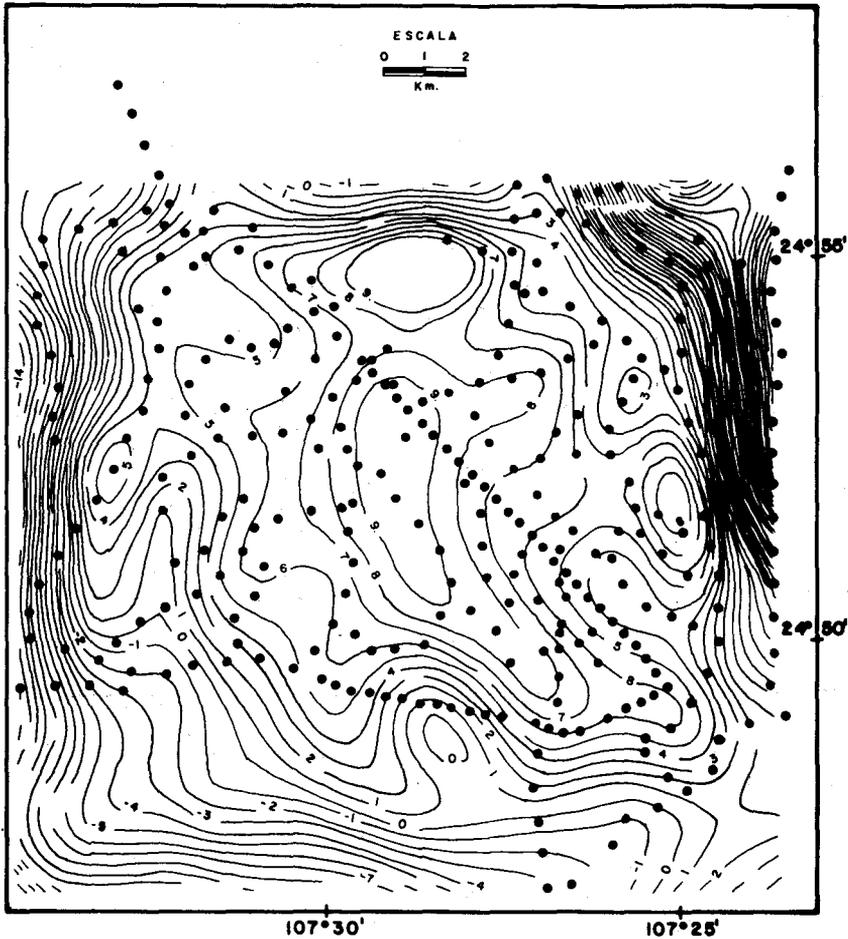


Fig. 21. Residual VI. Resultado de continuar hacia abajo (800 m) la anomalía residual V. Intervalo de contorno: 1 miligal.

El residual VII mostrado en la figura 22, es el resultado de continuar hacia arriba la anomalía residual V. Casi todas las distorsiones del residual V han sido eliminadas y ahora los contornos son más homogéneos.

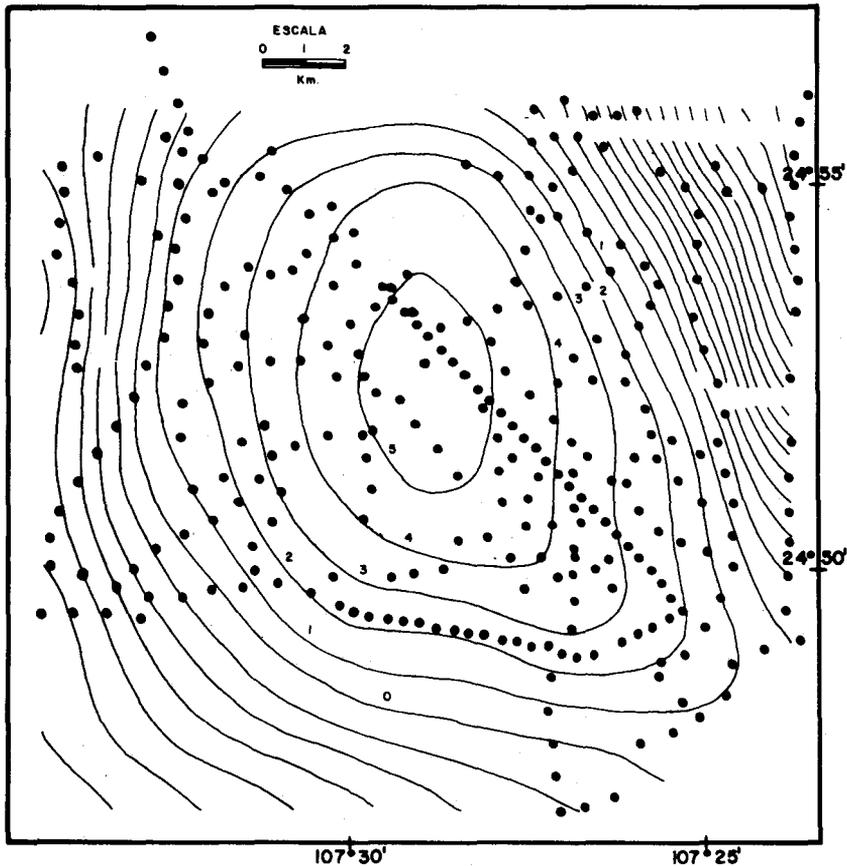


Fig. 22. Residual VII. Resultado de continuar hacia arriba (800 m) la anomalía residual V. Intervalo de contorno: 1 miligal.

La anomalía residual VII se invirtió utilizando un modelo semejante al descrito anteriormente y con los mismos parámetros libres, esto es $\Delta\sigma = 0.7 \text{ gr/cm}^3$ y $Z_0 = 400 \text{ m}$. El resultado de la inversión (Modelo II) se presenta en la figura 23 en forma de relieve del basamento. En las figuras 24 y 25, se presentan las desviaciones estimadas. En la figura 26 se muestra la respuesta del modelo y en la figura 27 la discrepancia entre ésta y el residual VII.

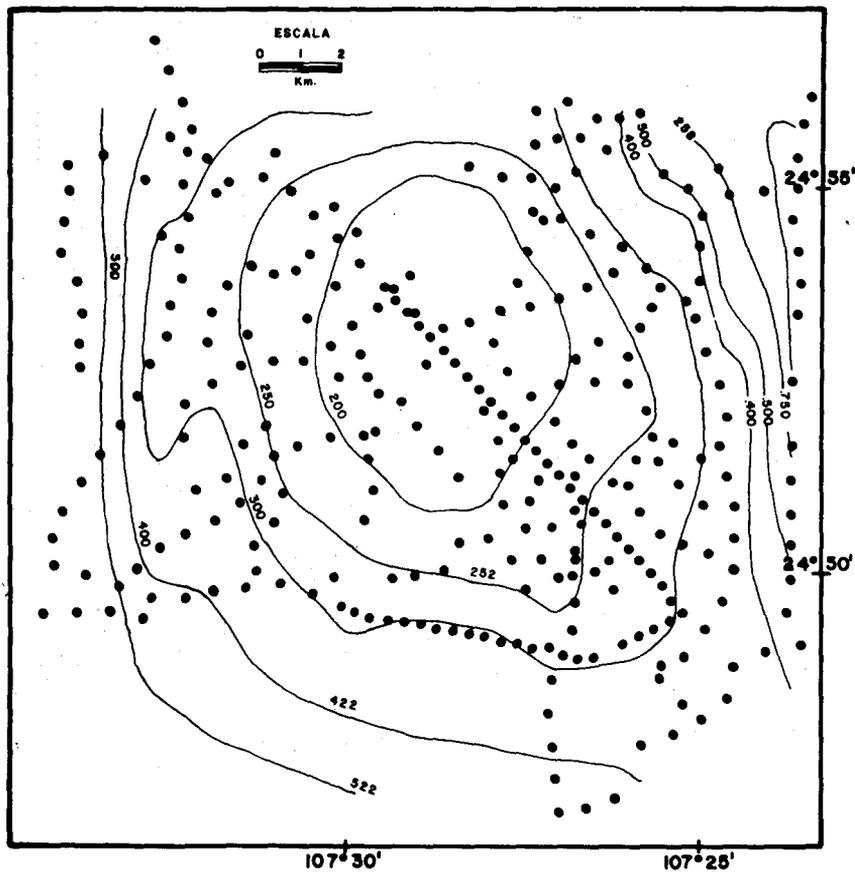


Fig. 23. Relieve del basamento (modelo II). Resultado de invertir la anomalía residual VII. Profundidad al basamento en km.

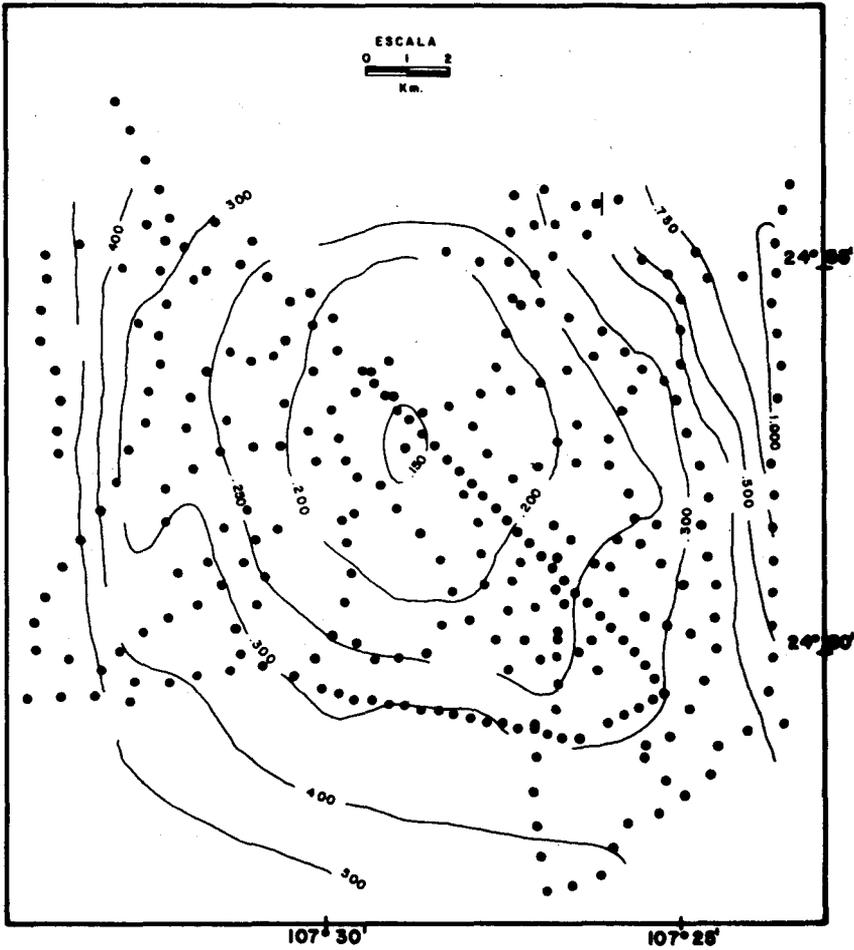


Fig. 24. Relieve del basamento. Profundidad en km. (Al modelo II se le sumó la desviación típica).

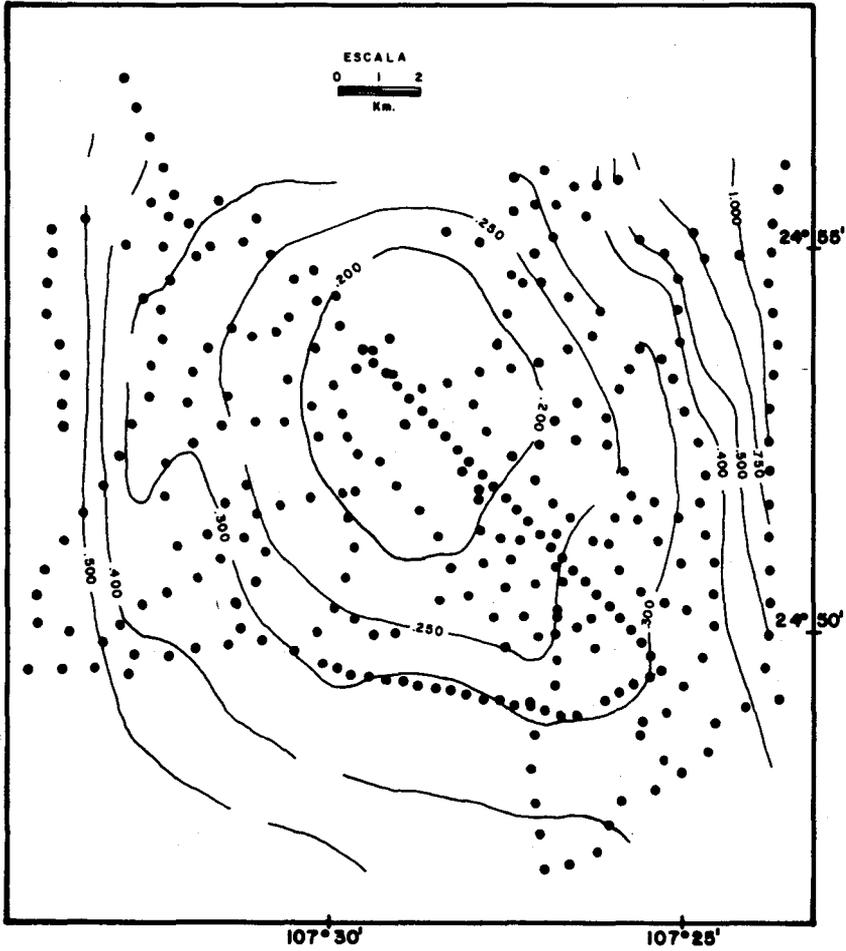


Fig. 25. Relieve del basamento. Profundidad en km. (Al modelo II se le restó la desviación típica).

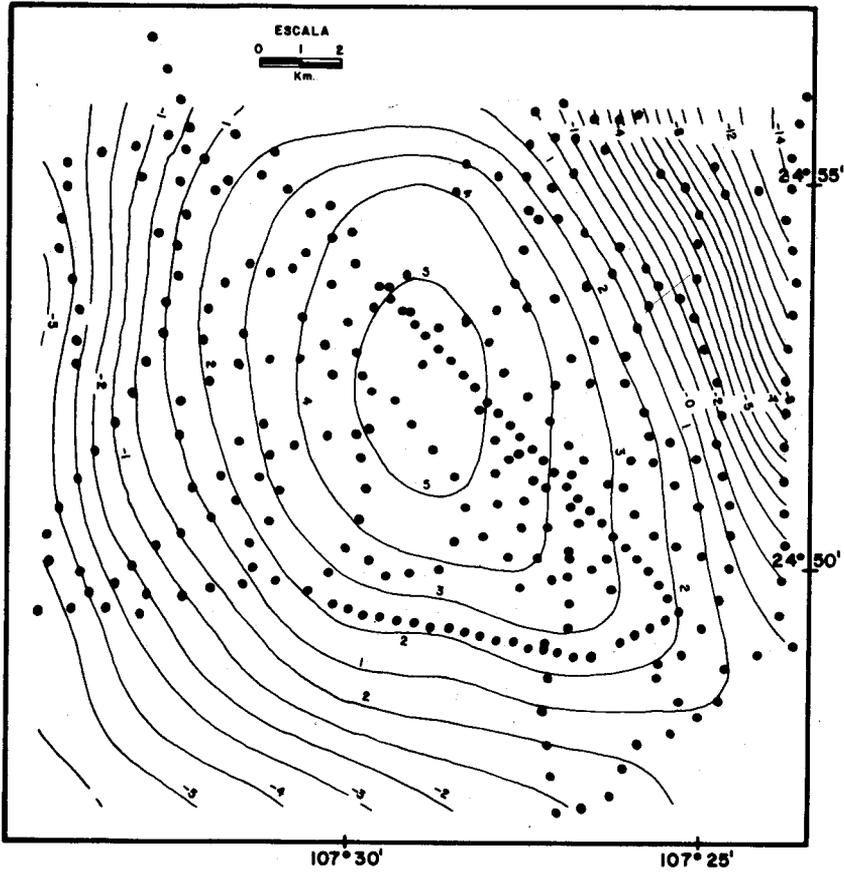


Fig. 26. Anomalía calculada con el modelo II. Intervalo de contorno: 1 miligal.

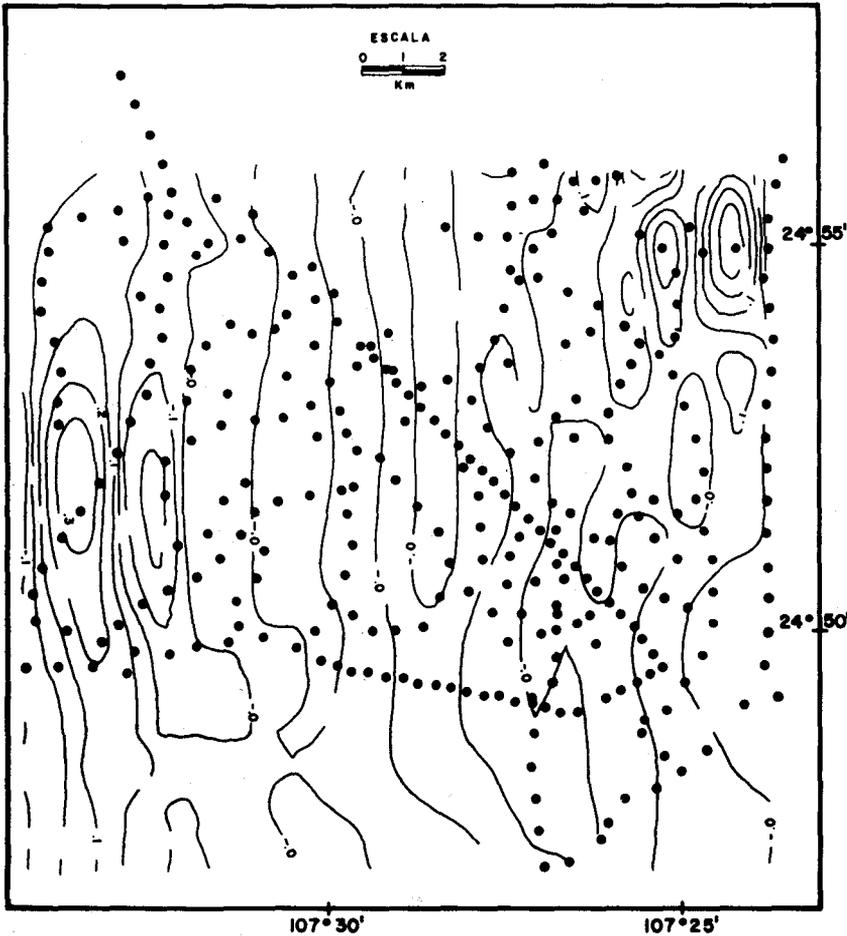


Fig. 27. Discrepancia entre la anomalía residual VII y la calculada con el modelo II. Intervalo de contorno: 0.1 miligales.

Básicamente, el Modelo II puede ser interpretado como un pilar de rumbo N-NO. Hacia el flanco noreste de esta estructura, el basamento alcanza una profundidad mayor de 1000 m. Esto coincide con el fuerte gradiente del residual VII, con la cuenca del río Humaya y con la falla inferida por geología. Hacia el sur, el basamento desciende suavemente, en forma paralela al cauce del río Culiacán, alcanzando una profundidad del orden de 500 m. Hacia el borde oeste, el basamento desciende de 300 a más de 500 m. Aunque esto no tiene evidencia geológica en la superficie, coincide con una zona de fuerte gradiente en el residual VII y puede atribuirse al paso de una falla o a un cambio lateral de densidad.

En la figura 28 se muestran: un perfil que cruza por la zona geotérmica, la respuesta del modelo con el que se consiguió el mejor ajuste y sus barras de error.

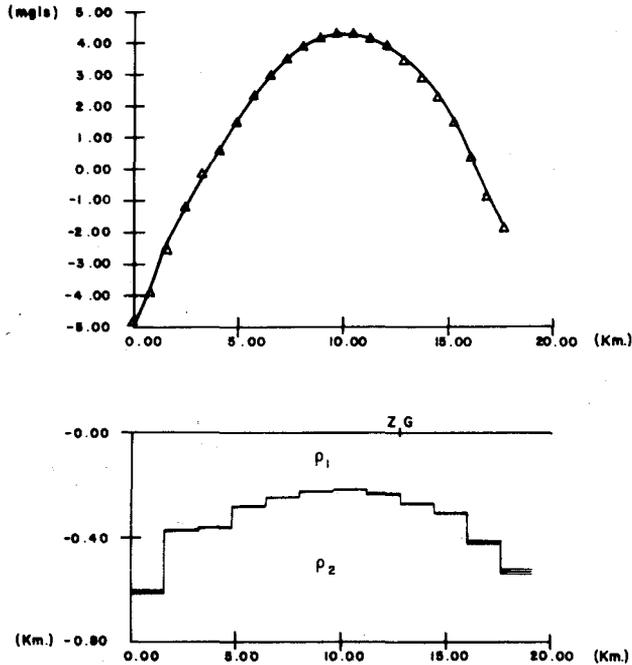


Fig. 28. Perfil cruzado por la zona geotérmica. En la parte superior se muestra, con línea continua, la anomalía medida. Los triángulos representan la anomalía calculada con el modelo mostrado en la parte inferior, las barras de error han sido dibujadas por medio de líneas paralelas al techo de los prismas.

DISCUSION

El propósito de la discusión es aportar elementos que permitan juzgar la validez de los modelos I y II.

Hasta ahora, las soluciones al problema gravimétrico no son únicas (Skeels, 1947). La no unicidad resulta de la existencia de dos parámetros libres: (1) el contraste de densidad entre el cuerpo perturbador y el medio que lo rodea y (2) el nivel de referencia Z_0 . Sin información adicional, que permita constreñir estos dos parámetros, la ambigüedad en la interpretación gravimétrica no puede ser resuelta.

Con el objeto de reducir el rango de soluciones, se han hecho dos suposiciones bastante importantes. (A) se ha asumido que la anomalía es causada por un cuerpo bidimensional y (B) que el contraste de densidad entre éste y el medio que lo cubre es constante. Debido a la complejidad que presenta la estratigrafía de la región, es ideal suponer que un contraste de densidad constante sea adecuado para toda el área estudiada. Un modelo bidimensional como el utilizado, si bien toma en cuenta cambios laterales en su geometría para ajustar las observaciones, tiene el defecto de extenderse al infinito en la dirección norte-sur, lo cual seguramente ocasiona problemas, pues aunque la anomalía modelada tiene su eje orientado en la misma dirección, es claro que el problema es tridimensional.

Con respecto al Modelo I, tenemos que su respuesta es casi idéntica al residual V, sin embargo esto no es un criterio fuerte, para asegurar que el Modelo I sea el correcto. Al comparar el Modelo I con los residuales V y VI se aprecian diferencias fundamentales. Debido a esto, deberá ser considerado con mucha reserva.

Con respecto al Modelo II, se tiene que su respuesta es casi idéntica al residual VII. Al comparar el Modelo II con el residual VII se observa que en general son bastante parecidos.

Considerando la naturaleza escalar del campo gravitacional y que se está utilizando un contraste de densidad constante, es de esperarse que el modelo, y la anomalía que con él se desea representar, sean muy parecidos. Con base en esto, se considera que el modelo más representativo es el II.

CONCLUSIONES

El modelado de las mediciones de gravedad hechas en la zona geotérmica de La Presita, ha permitido delinear las principales características de la estructura geológica.

Se ha detectado la presencia de un pilar de rumbo N-NO (Modelo II), que aparentemente ha controlado el cauce del río Humaya. Hacia el este, está limitado por la cuenca (fosa) en que circula el río Humaya; allí se aprecia un espesor de sedimentos mayor de 1000 m. Hacia el sur, su límite aparente coincide con el cauce del río Culiacán, en donde la profundidad al techo de esta estructura es de 400 m. Sin embargo, suponiendo que el afallamiento que provocó esta estructura es contemporáneo a la depositación de la Unidad Qplld, y debido a que esta unidad no aflora en la fosa del Humaya, pero sí al sur del río Culiacán, es probable que la estructura se continúe hacia el sur. Hacia el oeste, el relieve de la estructura sugiere la presencia de una falla normal, que no tiene evidencia en superficie, pero es congruente con el sistema de fallas y fracturas que se observan regionalmente, permitiendo suponer que hacia el oeste, del lado del bloque caído, hay un espesor de sedimentos superior a 500 m.

En las zonas de vulcanismo reciente, los modelos de agua caliente (como en La Presita) se basan en la consideración de que el agua meteórica circula a profundidad, es calentada en una zona de roca caliente, y regresa a la superficie arriba de la fuente de calor (Healey, 1975). Este hecho concuerda con los resultados preliminares obtenidos mediante sondeos de resistividad hechos por la CFE en la zona geotérmica de La Presita. Las pseudosecciones de resistividad aparente muestran la zona anómala como una columna angosta de baja resistividad, situada por debajo de la zona de manifestaciones termales (Reyes, comunicación personal).

En general, los sistemas geotérmicos están relacionados con rocas porosas y permeables (Mufler, 1975). Sin embargo, la mayor producción de muchos campos geotérmicos se encuentra en las unidades estratigráficas menos porosas, pero fuertemente fracturadas (Grindley y Browne, 1975). Aguilar *et al.* (1980), señalan que los centros de emanación de las manifestaciones termales en la zona geotérmica de La Presita, se encuentran ligadas por medio de fracturas orientadas preferencialmente de noroeste a sureste y por otras de menor dimensión, perpendiculares a éstas. A este respecto, el perfil mostrado en la figura 28, muestra pequeños saltos situados abajo de la zona geotérmica. Sin embargo, debido a la geometría del modelo empleado, este escalonamiento es típico de todos los perfiles, por lo que es aventurado suponer que tengan relación con el sistema de fracturas reportado por Aguilar *et al.* (1980).

APENDICE A

ALGORITMO DE INVERSION

La solución del problema inverso consiste en resolver a partir de datos de gravedad $\{g(x_m)\}$ para $m = 1, 2, \dots, M$, el conjunto de parámetros $\{Z_i\}$ que definen el modelo, en donde $i = 1, 2, \dots, N$. Cada valor de $\{g(x_m)\}$ se relaciona con todas las $\{Z_i\}$ por una relación funcional:

$$g(x_1) = A_1(Z_1, \dots, Z_i, \dots, Z_N)$$

$$g(x_m) = A_m(Z_1, \dots, Z_i, \dots, Z_N)$$

$$g(x_M) = A_M(Z_1, \dots, Z_i, \dots, Z_N)$$

Las funciones $A_m(Z_1, \dots, Z_i, \dots, Z_N)$ no son lineales, pero pueden ser lineari-

zadas expandiéndolas en una serie de Taylor con respecto a una estima inicial $\{Z_i^0\}$ de $\{Z_i\}$ como sigue

$$g(x_m) = A_m(Z_i^0) + \partial A_m / \partial Z_i | Z_i^0 \Delta Z_i + \dots \quad (A1)$$

Ignorando los términos superiores al primer grado en (A1) se llega a:

$$g(x_m) - A_m(Z_i^0) = \partial A_m / \partial Z_i | Z_i^0 \Delta Z_i + \dots \quad (A2)$$

en forma más compacta (A2) se puede expresar como:

$$\Delta g = J \Delta Z \quad (A3)$$

en donde J es la matriz MxN de derivadas parciales que relaciona pequeños cambios en Δg dados por la diferencia entre la respuesta del modelo y los datos, a pequeñas variaciones en los parámetros ΔZ del modelo.

Si J es sobredeterminado, la desviación de la linealidad es pequeña y la estima inicial de los parámetros Z_i^0 es muy cercana a los parámetros Z_i . Se puede obtener ΔZ mediante el algoritmo de mínimos cuadrados:

$$\Delta Z = (J^t J)^{-1} J^t \Delta g \quad (A4)$$

Aunque la solución (A4) es sumamente rápida cuando converge, es muy inestable y usualmente diverge, a menos que los errores en los datos sean pequeños y la estima inicial sea muy buena (Rijo *et al.*, 1977).

Con el objeto de asegurar convergencia al iniciar con una estima inicial pobre, se sacrifica rapidez en la convergencia modificando (A4) como sigue:

$$\Delta Z = (J^t J + IK)^{-1} J^t \Delta g \quad (A5)$$

en donde I es la matriz identidad y K es una cantidad entera positiva (Marquardt, 1963). Si K es muy grande, (A5) se aproxima al método del gradiente (Bevington, 1969), el cual es lento pero siempre converge. En el otro extremo, si K es muy pequeño, (A5) se aproxima a (A4), que es muy rápida pero puede diverger. La técnica de alterar el valor de K durante el proceso de inversión, con el objeto de garantizar estabilidad y rápida convergencia, es conocida como "ridge regression" (Rijo *et al.*, 1977).

La estrategia a seguir en el método de "ridge regression" consiste en iniciar las iteraciones con un valor grande de K. La adición de K a los elementos de la diagonal de $(J^t J)$ incrementa el valor de cada eigenvalor de $(J^t J)$, y al calcular la inversa, el efecto de los eigenvalores pequeños tiende a ser amortiguado de tal forma que solamente serán ajustadas las características gruesas de los datos. Después de cada iteración, el valor de K es disminuido adecuadamente, de tal forma que los eigen-

valores pequeños de $(J^t J)$ sean incluidos y se puedan ajustar los detalles finos, sin causar divergencia.

El modelo bidimensional, empleado para resolver el problema directo fue tomado de Pedersen (1977). En la figura 15 se presentan las gráficas del modelo y su respuesta. La interfase de los dos medios de densidad 1 y 2 está definida por el techo de prismas rectangulares que se extienden al infinito en la dirección Y.

La respuesta del modelo está dada por:

$$\begin{aligned}
 g(x_m) = & -\gamma\Delta\rho \sum_{i=1}^{N-1} \left\{ (x_{i+1} - x_m) \log(Z_i^2 + (x_{i+1} - x_m)^2) \right. \\
 & \left. Z_0^2 + x_{i+1} - x_m)^2 \right. \\
 & - (x_i - x_m) \log[Z_i^2 + (x_i - x_m)^2 / (Z_0^2 + (x_i - x_m)^2)] \\
 & + 2Z_i [\tan^{-1}(x_{i+1} - x_m/Z_i) - \tan^{-1}(x_i - x_m/Z_i)] \\
 & - 2Z_0 [\tan^{-1}(x_{i+1} - x_m/Z_0) - \tan^{-1}(x_i - x_m/Z_0)] \left. \right\} \\
 & - \gamma\Delta\rho \left\{ \pi(Z_i - Z_0) + S_i(x_i - x_m) \log(Z_0^2 + (x_i - x_m)^2) \right. \\
 & \left. Z_i^2 + (x_i - x_m)^2 \right. \\
 & \left. + 2S_i Z_0 \tan^{-1}(x_i - x_m/Z_0) - 2S_i Z_i \tan^{-1}(x_i - x_m/Z_i) \right\} \\
 & i = 1, N
 \end{aligned}$$

en donde $S_i = -1$ para $i = 1$ y $S_i = 1$ para $i = N$, siendo cero para toda i diferente de 1 ó N , γ es la constante de gravitación universal, $\Delta\rho$ es el contraste de densidad y N es el número de prismas que constituyen el modelo.

Las derivadas de la respuesta del modelo con respecto a los parámetros Z_i están dadas por la siguiente fórmula:

$$\frac{\partial g(x_m)}{\partial Z_i} = \begin{cases} -2\gamma\Delta\rho(\tan^{-1}(x_i - x_m/Z_i) - \tan^{-1}(x_i - x_m/Z_i)) \\ \text{para } i = 2, \dots, N-1 \\ -\gamma\Delta\rho(\pi - 2S_i \tan^{-1}(x_i - x_m/Z_i)) \\ \text{para } i = 1 \text{ y } N \end{cases}$$

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Ing. A. Razo, de la Comisión Federal de Electricidad, por el apoyo brindado, así como a los miembros del grupo de Geofísica de Exploración del CICESE por las valiosas sugerencias a este trabajo. (J.G.A.) agradece la ayuda del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, México.

BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, O. D., L. S. ROCHA, S. J. AGUILAR y A. F. CAMACHO, 1980. Estudio geológico del proyecto geotérmico de La Presita, Edo. de Sinaloa, Comisión Federal de Electricidad, Informe 17-80.
- ALVAREZ Jr., M., 1961. Provincias Fisiográficas de la República Mexicana. *Bol. Soc. Geol. Méx.*, 24 (3).
- BATH, M., 1974. Spectral Analysis in Geophysics. Developments in Solid Earth. V. 7, Elsevier Pub. Co., New York, 536 p.
- BEVINGTON, P. R., 1969. Data Reduction and Error Analysis for the Physical Sciences. McGraw-Hill Book Company, New York, 336 p.
- FULLER, B. D., 1967. Two-Dimensional Frequency Analysis and design of grid operators. Mining Geophysics, Vol. 2, Soc. Explor. Geophysicist, Tulsa, p.658-708.
- GRANT, T. S. y G. F. WEST, 1965. Interpretation theory in applied geophysics. McGraw-Hill Book Co., New York, 584 p.
- GRINDLEY, W. G. y R. L. BROWNE, 1975. Structural and Hydrological Factors Controlling the Permeabilities of some Hot-Water Geothermal Fields. Proceedings of the Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, Lawrence Berkeley Laboratory. Vol. 1, p. 377-386.
- HAMMER, S., 1939. Terrain Correction for Gravimeter Stations. *Geophysics*. 4: 184-196.
- HESLEY, J., 1975. Geothermal Fields in Zones of Recent Volcanism. Development and Use of Geothermal Resources. Lawrence Berkeley Laboratory. Vol. 1, p.415-422.
- INMAN, J. R., 1975. Resistivity inversion with ridge regression. *Geophysics*. 40: 798-817.
- MARQUARDT, D. W., 1963. An algorithm for least squares estimation of non-linear parameters. *J. Soc. Ind. Appl. Math.* 2: 431-441.
- MERSEREAU, R. M. y D. E. DUDGEON, 1975. Two-dimensional digital filtering. *Proc. IEEE* (4): 610-623.
- MUFLER, L. P. J., 1975. Summary of Section II, Geology, Hydrology, and Geothermal Systems. Proceedings of the Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources. Lawrence Berkeley Laboratory. Vol. 1, p. XIV-LII.

- NETTLETON, L. L., 1976. Gravity and magnetics in oil prospecting. McGraw-Hill, Inc., New York, 464 p.
- ORTIZ AVILEZ, J., 1981. Levantamiento topográfico para estudios geofísicos en la zona geotérmica de La Presita, Culiacán, Sinaloa, Comisión Federal de Electricidad. Informe 81, 24 p.
- PEDERSEN, B. L., 1977. Interpretation of Potential Field Data - A generalized Inverse Approach. *Geophysical Prospecting*, 25: 199-230.
- PEREZ-ROSALES, C., 1979. Use of normal analysis in the description of heterogeneous reservoirs. Soc. Petroleum Eng. of AIME SPE-8431.
- PETRICK, W. R., W. H. PELTON y S. H. WARD, 1977. Ridge Regression inversion applied to crustal resistivity sounding data from South Africa. *Geophysics*, 42: 995-1005.
- RIJO, L., W. H. PELTON, E. C. FEITOSA, y S. H. WARD, 1977. Interpretation of apparent resistivity data from Apodi Valley, Rio Grande do Norte, Brazil. *Geophysics*, 42: 811-822.
- SYBERG, F. J. R., 1972. A Fourier method for the regional residual problems of potential fields. *Geophysical Prospecting*, 20 (1): 47-75.
- SKEELS, D. C., 1947. Ambiguity in Gravity Interpretation. *Geophysics*, 12: 45-53.
- TALWANI, M., 1973. Computer Usage in the Computation of Gravity Anomalies. *Methods in Computational Physics*, 13: 343-389. Academic Press. New York, p. 473.
- TELFORD, W. M., L. P. P. GELDART, R. E. SHERIFF y D. A. KEYS, 1978. Applied Geophysics. Cambridge University Press. New York, p. 860.