

POSIBILIDADES DEL METODO GRAVIMETRICO A TRAVES DE UN ESTUDIO REALIZADO  
EN LAS PROXIMIDADES DE LA ZONA DE FIRMAT

Antonio Introcaso y Eduardo Huerta

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y Facultad  
de Ciencias Exactas e Ingeniería de la Universidad Nacional de Rosario  
Rosario, República Argentina

RESUMEN

En el presente trabajo se analizan, a través de un ejemplo real (exploración en corteza superior), algunas de las posibilidades del método gravimétrico. El estudio fue realizado en las proximidades de la ciudad de Firmat (sur de la provincia de Santa Fe), dada la existencia de datos sísmicos interpretados.

Comparando el modelo gravimétrico con el modelo sísmico - geológico basado en secciones aisladas, se aprecian las ventajas del método gravimétrico utilizado como interpolación y extrapolación de datos sísmicos.

ABSTRACT

In the present work, some of the possibilities of the gravimetric method are analyzed by means of an actual example (exploration of the upper crust). The work was done near the city of Firmat (south of Santa Fe province) as there were already interpreted data of the said place.

Comparing the gravimetric model with the seismic-geologic one, based on isolated sections, the advantages of the gravimetric method, used as interpolation and extrapolation of seismic data, become evident.

#### UBICACION Y PRINCIPALES CARACTERISTICAS DE LA ZONA ESTUDIADA

La zona estudiada está comprendida entre los paralelos 33°S y 33°45'S y los meridianos 61°05'W y 61°45'W (Fig. 1 y Fig. 2). Se superpone en buena medida con la denominada cuenca estructural de Rosario, originada por eventos tectónicos que pueden ubicarse a fines del jurásico o principios del cretácico (Zambrano, J.J. 1974).

De acuerdo a Padula, E.A. (1972) se tendría para la cuenca de Rosario la siguiente columna estratigráfica:

1. Cubierta cenozoica, integrada por sedimentos continentales y marinos con velocidades sísmicas entre 1,5 km/seg y 2,5 km/seg.
2. Sedimentos triásicos que serían similares a la formación Laboulaye por sus velocidades de 4,4 km/seg a 4,9 km/seg.
3. Basamento cristalino probablemente precámbrico.

Zambrano, J.J. (1974) propone una interpretación alternativa considerando que la capa sísmica con velocidades de 4,4 km/seg a 4,9 km/seg representan esencialmente basaltos cretácicos con sedimentos interpuestos entre las coladas.

#### DATOS GEOFISICOS EXISTENTES EN LA ZONA Y MEDICIONES EFECTUADAS

Se dispuso de:

- Pruebas de refracción sísmica (Y.P.F.), utilizándose resultados ubicados en las proximidades de las ciudades de Casilda y Firmat.
- Perfiles gravimétricos (I.G.M.) coincidentes con las líneas de nivelación de alta precisión N(71), N(73), N(74) y N(76).

Con el fin de obtener una distribución suficientemente uniforme de estaciones de gravedad para el posterior trazado de isonómalas de Bouguer, a continuación se planificó la medición de puntos de relleno en forma areal. Las isonómalas de Bouguer, trazadas de 2 en 2 mgl (Fig. 3) fueron calculadas en base a la expresión internacional de 1930, al gradiente vertical 0,3086 mgl/m, a la densidad 2,67 gr/cm<sup>3</sup> para la corrección por masa, mientras los valores de gravedad observada fueron referidos a la estación fundamental de Miguelsta.

#### POSIBILIDADES DEL METODO GRAVIMETRICO

Los datos gravimétricos por sí solos no pueden ser utilizados para definir estructuras en términos suficientemente confiables, debido a las conocidas ambi-

gDedades de los campos potenciales. No obstante:

- a. Dan indicaciones de máximas profundidades de masas anómalas, a través del empleo de gradientes, derivadas segundas, semi-ancho de máxima anomalía, etc.
- b. Permiten interpolar y extrapolar la estructura a partir de secciones o áreas conocidas (por ej. mediante sísmica, perforaciones, etc.)
- c. Proveen un medio de verificar el modelo (sismico, geológico, etc.)

Estas son las posibilidades que destaca el presente informe, restringido al estudio de corteza superior. Sin embargo el método gravimétrico permite además realizar, entre otros estudios, determinaciones de potencia cortical, análisis de isostasia, contribución a investigaciones de mecanismos geológicos, a predicciones de terremotos, etc., etc.

#### UTILIDADES DE LAS EXPRESIONES DE MAXIMAS PROFUNDIDADES

De entre los numerosos estudios sobre máximas profundidades posibles de masas que satisfacen una dada anomalía gravimétrica (Fisher, J.W. 1941; Bullard, E.C. y Cooper, R.I.B. 1948; Smith, R.A. 1959; Bott, M.H.P. y Smith, R.A. 1958; Skeels, D.C. 1963 ...), hemos tomado algunas expresiones debidas a los dos últimos autores, aplicándolas a la máxima anomalía del perfil AA (Fig. 4) base de la interpretación.

#### Resultados Obtenidos

1. Mediante las expresiones correspondientes a cuerpos tridimensionales y bidimensionales debidas a Bott - Smith (1958), pág. 2 teorema 2 y pág. 3 teorema 5, para  $x = 0$  y  $d = x_1$

a. Caso tridimensional

$$h \leq 1,305 x_1 \quad ; \quad h \leq 14,3 \text{ km}$$

b. Caso bidimensional

$$h \leq x_1 \quad ; \quad h \leq 11,1 \text{ km}$$

Estos resultados pueden mejorarse sólo en el caso particular de anomalías correspondientes a esfera o cilindro horizontal indefinido. En estos casos es ad

misible descontar el radio para obtener el  $h$  correcto.

2. Mediante las expresiones debidas a Bott - Smith (1958), pág. 2 corolario I.I; pág. 3 corolario 4.I.

a. Caso tridimensional

$$h \leq 1,5 \frac{A(x)}{\left| \frac{dA(x)}{dx} \right|} ; \quad h \leq 11,3 \text{ km}$$

b. Caso bidimensional

$$h \leq \frac{A(x)}{\left| \frac{dA(x)}{dx} \right|} ; \quad h \leq 7,5 \text{ km}$$

3. Mediante el método de Skeels (1963)

a. Caso tridimensional (cilindro vertical)

$$D \leq 5,1 \text{ km} ; \quad D = h ; \quad \text{contraste de densidad: } 0,2 \text{ gr/cm}^3$$

b. Caso bidimensional (paralelepípedo indefinido de sección rectangular)

$$D \leq 4,3 \text{ km} ; \quad D = h ; \quad \text{contraste de densidad: } 0,2 \text{ gr/cm}^3$$

En nuestro caso particular, el disponer de profundidades sísmicas hace innecesario recurrir a métodos de máxima profundidad. No obstante es necesario destacar que si no se dispone de otros datos, el menor de los  $h$  máximos elegido entre los obtenidos con distintos procedimientos, puede proporcionar una valiosa pista sobre la ubicación inicial del techo de la masa anómala del modelo que será luego ajustado. Además los métodos de máxima profundidad frecuentemente han permitido descartar causas más allá de determinadas profundidades. Así M.N. Gureshy et al (1968), pág. 457 dicen: "... el gradiente y amplitud de las anomalías son tales que sus causas deben ser consideradas intracorticales. Esto surge claramente a partir de los métodos de Skeels (1963) y Bott - Smith (1958)".

Woolard, G.P. (1959), pág. 1535-36, consigna otro caso. Se tienen como datos: potencia cortical aprox.: 53 km, anomalía de gravedad: -40 mg/l. Estimándose dos posibilidades: o espesamiento cortical local, o cambios en la geología superficial. La elección entre una u otra alternativa puede hacerse en base al estudio de una forma geométrica simple (esfera o cilindro horizontal bidimensional). El medio ancho de la anomalía de -40 mg/l es de 45 km que corresponden a la profundidad de la masa anómala, es decir, está por encima del Moho. Por tanto la causa es probablemente un intrusivo granítico intracortical.

## ELECCION DE LA DENSIDAD

Para interpretar correctamente las anomalías de gravedad en términos de estructura cortical es necesario disponer de por lo menos un punto de partida donde se conozcan la densidad y la profundidad (perforaciones, método sísmico).

A menudo se han utilizado velocidades sísmicas para deducir densidades. La relación entre ambos parámetros está dada por la siguiente relación:

$$\alpha^2 = (k + 4/3\mu)/\delta = \Psi/\delta$$

donde:

$\alpha$  : es la velocidad de la onda de compresión.

$k$  : es el módulo de compresibilidad del medio.

$\mu$  : es el módulo de rigidez del medio.

$\delta$  : es la densidad

$\Psi$  : es el módulo axial del medio

De acuerdo a esta expresión si los módulos elásticos fueran constantes en toda la corteza, la velocidad de propagación de las ondas sísmicas variaría según  $1/\delta$ . De modo que si la densidad crece con la profundidad las velocidades sísmicas decrecerían. Pero por el contrario las velocidades también crecen con la profundidad. Consecuentemente los módulos elásticos crecen en mayor proporción que la densidad. Así la velocidad y la densidad varían aproximadamente en la relación 3 km/seg a 1 gr/cm<sup>3</sup> (Woollard, G.P. 1959).

Para materiales no consolidados la velocidad depende no solo de los constituyentes minerales presentes, sino también de la porosidad y el tipo de material que ocupa el vacío.

La porosidad, directamente relacionada a la compresibilidad, juega un rol importante. Para rocas cristalinas de superficie la velocidad promedio es de alrededor de 5,4 km/seg; pero los valores a profundidades mayores de 5 km son de alrededor de 6,1 km/seg o algo mayores. Estos cambios en velocidad están más relacionados a la eliminación de porosidad, que a cambios en la composición cortical. No obstante si estos cambios crecen demasiado hay que comenzar a pensar en cambios de composición cortical.

Graficando los resultados densidad-velocidad se nota que las relaciones no son simples, dado que hay dispersión no despreciable.

Las curvas velocidades-densidades más conocidas son: Nafe y Drake (1958) que pueden encontrarse por ejemplo en Grant and West (1965) Fig. 7-7 pág. 200 y

Woollard, G.P. (1959) Fig. 7 pág. 1530.

#### INTERPRETACION

La carta de isonómalas de Bouguer usualmente sirve para señalar tendencias, gradientes, zonas de máximos, mínimos, etc., junto al carácter bidimensional o finito de las anomalías, lo cual es muy útil en la cuantificación ulterior.

El mapa de isonómalas de Bouguer obtenido aquí con densidad  $2,67 \text{ gr/cm}^3$  presenta un mínimo gravimétrico cerrado en las proximidades de la ciudad de Firmat, observándose un fuerte gradiente horizontal hacia la ciudad de Casilda, de  $0,85 \text{ mgl/km}$  (en  $27 \text{ km}$ ). Desde Firmat hacia el S.W. se observa también un importante gradiente aunque menor que el ya indicado de  $0,36 \text{ mgl/km}$  (en  $47 \text{ km}$ ).

Sobre la carta de isonómalas de Bouguer se trazó un perfil AA (Fig. 3 y Fig. 4a), en correspondencia con los rasgos indicados, sobre el cual además se dispuso de datos sísmicos de refracción (profundidades y velocidades), y de la interpretación de Padula -A Berros Fig. 4c (1969). Este perfil fue afectado de una corrección adicional de:  $0,0419 \times 0,87 \times h$ , con el fin de descontar el efecto local de masa.

Entre Casilda y Firmat se realizó una interpolación gravimétrica, extrapolándose hacia la zona de Venado Tuerto.

Las velocidades sísmicas de compresión proporcionadas por Alvarez Berros (1972) fueron traducidas a densidades, resultando así:

- Sedimentos Terciarios:  $v: 1,8 \text{ km/seg}$  —  $\delta: 1,8 \text{ gr/cm}^3$
  - Formación Laboulaye:  $v: 4,4 \text{ km/seg}$  —  $\delta: 2,4 \text{ gr/cm}^3$
  - Basamento Cristalino:  $v: 5,1 \text{ km/seg}$  —  $\delta: 2,6 \text{ gr/cm}^3$
- valor adoptado:  $\delta: 2,7 \text{ gr/cm}^3$

Mientras las profundidades del basamento cristalino obtenidas del mismo trabajo fueron:

- Casilda:  $1200 \text{ m}$
- Firmat:  $1300 \text{ m}$

Se supuso además un nivel constante, promediado del modelo sísmico a los  $600 \text{ metros}$  de profundidad para el techo de la formación Laboulaye.

En el modelo gravimétrico resultante (Fig. 4b), los cálculos se basaron en los trabajos de Introcaso A. - Huerta E. 1975-1976.

Finalmente al comparar el modelo sísmico - geológico con el gravimétrico

(Fig. 4b y 4c) se comprobó:

a. Que el modelo gravimétrico entre la zona de Venado Tuerto y Firmat acusa un descenso desde Venado Tuerto que cualitativamente coincide con el modelo sísmico-geológico de Padula, A. Berros (1972). No se descarta pues la interpretación de dicho trabajo.

b. Que entre Firmat y Casilda ambos modelos difieren sensiblemente. En concordancia con el fuerte gradiente gravimétrico habría un brusco cambio en el relieve del basamento cristalino que podría indicar fallamiento. Esto no ha sido interpretado en el modelo sísmico-geológico, dado que fue preparado a partir de pruebas sísmicas aisladas.

#### CONCLUSIONES

Los métodos de máxima profundidad, a menudo útiles para descartar causas a profundidades que exceden el  $h_{max}$  encontrado, pueden utilizarse también, siempre que se los elija adecuadamente, para extraer una idea tentativa sobre la ubicación inicial del techo de la masa anómala que será luego ajustada mediante el método inverso.

Extrapolando e interpolando en corteza superior pruebas sísmicas aisladas mediante gravimetría, fue posible verificar el modelo sísmico, señalando su inconsistencia en buena parte del mismo. Se destacó además la importancia del método gravimétrico (procedimiento rápido y económico) combinado con otros estudios.

#### AGRADECIMIENTO

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas que mediante un subsidio hizo posible la realización de este trabajo.

## BIBLIOGRAFIA

- BOTT, M.H.P. - SMITH, R.A. 1958. The estimation of the limiting depth of gravitating bodies. *Geophysical Prospecting* Vol. 6 p.p. 1-10.
- BULLARD, E.C. - COOPER, R.I.B. 1948. The determination of the masses necessary to produce a given gravitational field. *Proc. Soc. A.* 194 p.p. 332-347.
- FISHER, J.W. 1941. Limiting values of gravitational and magnetic anomalies due to a subterranean structure bounded by a single differential surface. *Geophysics*, Vol. 6 N° 1 p.p. 1-12.
- GRANT, F.S. - WEST, G.F. 1965. *Interpretation theory in applied. Geophysics.* Mc Graw-Hill - 584 p.
- INTROCASO, A. - HUERTA, E. 1975. Cálculo rápido de efectos gravimétricos por medio de placas y varillas verticales. II Congreso Ibero Americano de Geología Económica Vol. VI.
- INTROCASO, A. - HUERTA, E. 1976. Valuación de efectos gravimétricos y sus aplicaciones a la interpretación. *Geocta* Vol. 8 pág. 75-98.
- PADULA, E.A. 1972. Subsuelo de la Mesopotamia y regiones adyacentes. *Geología Regional Argentina.* Ac. Nac. Cs. 213-235 Córdoba.
- QURESHY, M.N. - KRISHNA BRAHMAN, N. - ARAVAMADHN, P.S. y NAQVI, S.M. 1968. Role of gravitic intrusions in reducing the density of the crust, and other related problems as illustrated from a gravity study of the CUDDAPAH BASIN, India. *Proc. Roy. Soc.* 304 p.p. 449-464.
- SKEELS, D.C. 1963. An approximate solution of the problem of maximum depth in gravity interpretation. *Geophysics* Vol. 28 N° 5 p.p. 724-735.
- SMITH, R.A. 1959. Some depth formulae for local magnetic and gravity anomalies. *Geophys. Prospecting.* 7(1): 55-63.
- WOOLLARD, G.P. 1959. Crustal structure from Gravity and Seismic Measurements. *Journal of Geophysical Research* Vol. 54 N° 10 p.p. 1521-1544.
- ZAMBRANO, J.J. 1974. Cuencas Sedimentarias en el subsuelo de la provincia de Buenos Aires y zonas adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina.* Tomo 29 N° 4 p.p. 443-469.

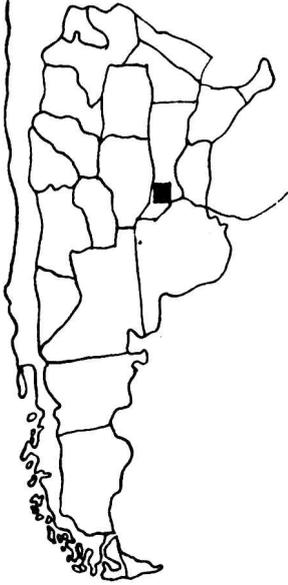
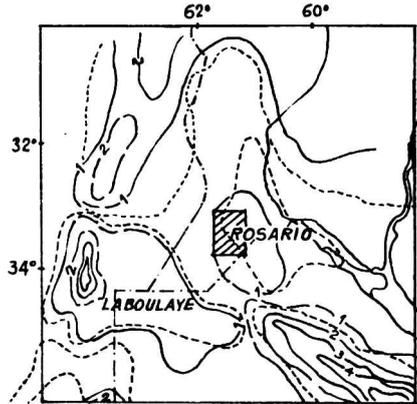
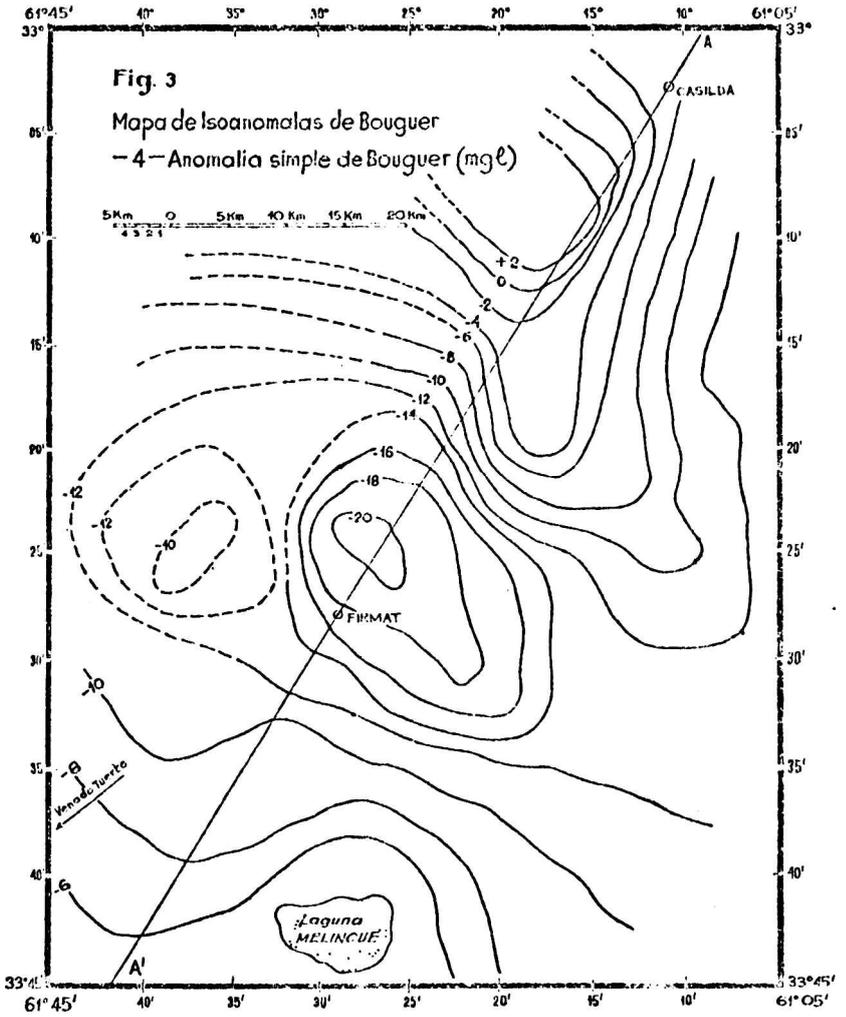


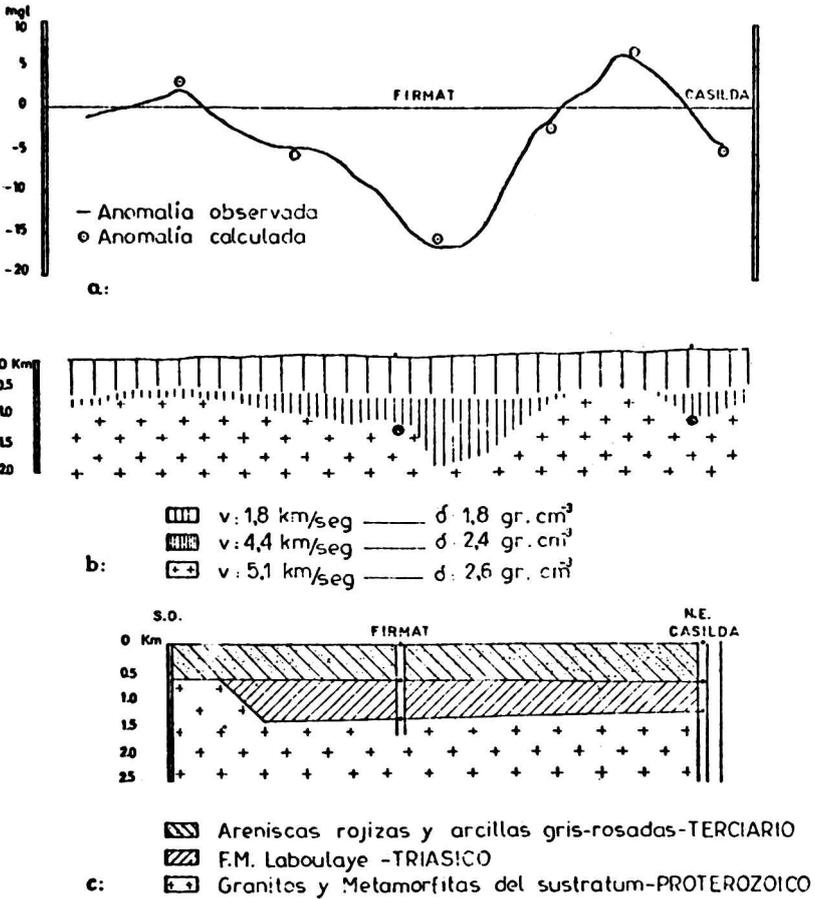
Fig.1  
Mapa de ubicación de la zona en estudio



--- Limite de cuenca sedimentaria.  
 [ ] Isopaca en Kms. de sedimentos sin metamorfismo.

Fig.2 Ubicación de las cuencas sedimentarias cercanas a la zona de estudio (Según Zambrano J.J. 1974)





**Fig 4** a: Anomalia de Bouguer . Perfil  $\overline{AA}$  (Densidad: 1,8 gr/cc)  
 b: Modelo gravimetrico  
 c: Parte del modelo sismico geológico Amenabar Maciel (Padula E 1972)

