

MÉTODOS GRAVI-MAGNETOMÉTRICOS MODERNOS PARA ANALIZAR LAS CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL ARGENTINA.

Antonio Introcaso^{1,a} - *Marta Elba Ghidella*² - *Francisco Ruiz*³ - *Carolina Beatriz Crovetto*^{1,b} - *Beatriz Introcaso*^{1,c} - *Carlos Marcelo Paterlini*⁴

1 - Instituto de Física Rosario (UNR-CONICET) – Av. Pellegrini 250, 2000 Rosario, Santa Fe, Argentina. E-mails: (a) geofisic@fceia.unr.edu.ar.

2 - Instituto Antártico Argentino – Cerrito 1248, 1010 Ciudad Autónoma de Buenos Aires.

3 - Instituto Geofísico Sismológico Ing. Fernando Volponi, Universidad Nacional de San Juan, Av. Ignacio de la Roza y Meglioli, Rivadavia, 5400 San Juan, Argentina. E-mail: ruiz@unsj-cuim.edu.ar

4 - Servicio de Hidrografía Naval. Av. Montes de Oca 2124, C1270ABV Ciudad Autónoma de Buenos Aires. E-mail: cmpaterlini@yahoo.com.ar

RESUMEN

El análisis de la composición y estructura del margen continental argentino implica realizar el estudio de sus cortezas continental y oceánica, de los fallamientos y de las cuencas sedimentarias involucradas (localización, geometría y espesor sedimentario). Como una contribución a COPLA (Comisión Nacional del Límite Exterior de la Plataforma Continental), quien se encuentra abocada al estudio de nuestra plataforma continental, hemos realizado un estudio piloto sobre la cuenca de Claromecó (provincia de Buenos Aires, y su extensión a la plataforma continental). A los métodos gravi-magnetométricos tradicionales que definen modelos desde las inversiones 2D, 2½D y 3D, se agregó para este estudio: -Métodos semi-empíricos: deconvolución de Euler y Werner, señal analítica, gradientes y cambios de gradientes; éstos permiten definir lineamientos, contactos y fallas.

-Estudios de la isoterma de Curie obtenida en base al análisis espectral de las anomalías magnéticas (determinación de las profundidades del basamento magnético, de su techo y fondo a través de la temperatura de Curie). Su ascenso-descenso anómalo es de primera importancia para comprender, desde su historia, el estado cortical actual.

-Estudios de características corticales (espesor y densidad que involucra el estado isostático), a partir de ondulaciones del geode N ; probable movilidad futura en monto y signo.

-Doble inversión de gravedad g y ondulaciones del geode N , para obtener mayor consistencia en el modelado.

-Mediante la aplicación de esta metodología sobre la cuenca de Claromecó, se han encontrado lineamientos de gran importancia y se certificó el balance isostático. Se determinó que la cuenca presenta un espesor sedimentario del orden de la tercera parte del espesor cortical normal de la zona.

Palabras clave: Métodos semi-empíricos – Isoterma de Curie – Modelado – Doble inversión

ABSTRACT

The Argentinean continental shelf will be studied by analysing the continental and the oceanic crusts, the faulting and the neighbour sedimentary basins. In the frame of an academic agreement with COPLA (National Commission on the Limits of the Continental Shelf), which leads to determine the limits of our shelf, a preliminary study on the Claromecó Basin (Buenos Aires province and the continental shelf) was performed. To the traditional gravi-magnetometric methods employed to define the model from 2D, 2½D and 3D inversions, we have incorporated the following ones to our study:

-Semi-empirical methods: Euler and Werner deconvolution, analytical signal and gradients, which allow finding lineaments, contacts and faults.

-Determination of the Curie isotherm from spectral analysis of magnetic anomalies (determination of the basement top and bottom depths and the Curie temperature). Its rises or falls are important to understand the actual crustal state.

-Studies of the crustal characteristics (thickness and densities, isostatic balance) from the geoid undulations N , and the future mobility.

-Double inversion of gravity and geoid, in order to obtain a more consistent model.

-Alter the application of this methodology to the Claromecó basin, very important lineaments were found, and the isostatic balance was certified. The basin was found to present a sedimentary thickness of one third the normal crustal thickness of the area.

Keywords: Semi-empirical methods – Curie isotherm – Modelling – Double inversion

INTRODUCCION

Es de primer interés para nuestro país definir el límite de la plataforma continental Argentina. Ello implica conocer las características de la corteza continental y oceánica, su espesor, los materiales que la componen, los fallamientos, los espesores sedimentarios que a veces aparecen con intrusiones y lavas interstratificadas, y las cuencas sedimentarias que pudieran ser delimitadas. Una combinación de métodos sísmicos y gravi-magnetométricos resulta adecuada para lograr los objetivos previstos. Usualmente, los métodos gravi-magnetométricos empleados utilizan modelos obtenidos desde inversiones de datos convenientemente filtrados. Son bien conocidas las ambigüedades de ambos campos potenciales (magnético y gravimétrico). Por ello es recomendable ampliar la metodología para obtener mayor confiabilidad en los modelos. Consideramos en esta contribución el siguiente conjunto de métodos: (a) Deconvolución de Werner (Dobrin, 1976; Hartman *et al.*, 1971) y Euler (Reid *et al.*, 1990), señal analítica (Nabighian, 1972, 1984; Roest *et al.*, 1992), gradientes y cambios de gradientes (Introcaso, 2006b); (b) ubicación de la isoterma de Curie obtenida a partir de

análisis espectral de anomalías magnéticas (Blakely, 1995; Ruiz e Introcaso, 2001 y 2004); (c) análisis del espesor cortical y estado isostático obtenidos a partir de ondulaciones del geoide N ; (d) inversión simultánea de g y N (Introcaso, 2006a)

Con la serie de métodos semiempíricos citados en (a) es posible encontrar contactos, fallamientos y lineamientos esenciales en un análisis estructural. Con la ubicación de la isoterma de Curie es posible determinar los principales rasgos de la estructura térmica cortical y/o subcortical, de primera importancia para integrar el modelo. Por otro lado se realiza un estudio isostático desde N implica recorrer otro camino distinto del que utiliza anomalías de gravedad. La consistencia entre ambos métodos refuerza la interpretación desde la cual se puede asegurar la estabilidad o bien predecir en monto y signo la movilidad futura. Finalmente la inversión conjunta de g y N otorga mayor consistencia al modelo.

Se presenta aquí un estudio piloto realizado sobre la Cuenca de Claromecó que abarca continente y océano. Este estudio comprende toda la metodología mencionada y permite apreciar las ventajas que estas modernas técnicas pueden aportar al más ambicioso estudio de toda la plataforma continental Argentina.

BASES TEÓRICAS DE LOS MÉTODOS EMPLEADOS

Métodos semi-automáticos

Deconvolución de Euler y Deconvolución de Werner. Mientras los métodos tradicionales en interpretación gravi-magnetométrica requieren, además de expertos en el tema, contar con conocimientos adicionales tanto geológicos como geofísicos para realizar la modelización, existen otros métodos, denominados semi-empíricos, que no requieren ni otros conocimientos ni especialistas. Estos métodos expeditivos se aplican directamente a los datos grillados y mapeados. Son particularmente exitosos para detectar contactos con diferencias de susceptibilidad, estructuras asimiladas a diques, esferas, cilindros horizontales, pipas verticales, etc.

El caso más elemental para gravedad g y magnetismo \vec{Z} se da para una esfera en $x = 0$, $y = 0$, $z \neq 0$, que para gravedad se reduce a una simple masa geocéntrica y para magnetismo (con $\vec{j} \equiv \vec{z}$) a un sencillo dipolo corto geocéntrico. Así se tienen desde $g = Gm/z^2$ y $\vec{Z} = 3\vec{m}/z^3$ respectivamente, con m : masa puntual, G : constante de gravitación universal y \vec{m} momento magnético:

$$\frac{\partial g}{\partial z} = -2 \frac{g}{z} = -N \frac{g}{z} \quad (1)$$

$$\frac{\partial \vec{Z}}{\partial z} = -3 \frac{\vec{Z}}{z} = -N \frac{\vec{Z}}{z} \quad (2)$$

En (1) y (2) los gradientes verticales se relacionan con g/z y con \vec{Z}/z mientras que $N=2$ en (1) y $N=3$ en (2) definen el tipo de modelo simple asumido (en este caso una

esfera). N es, pues, un número que corrientemente se designa como coeficiente estructural. Para resolver (1) y (2) y obtener la profundidad z en el máximo ($x=y=0$) debemos disponer de los valores observados g y \vec{Z} y de sus gradientes $\dot{g} = \partial g / \partial z$ y $\dot{\vec{Z}} = \partial \vec{Z} / \partial z$. Estos gradientes pueden ser obtenidos a partir de la observación o a partir del cálculo (procedimiento más usual).

Generalizando estas relaciones para ambos campos, Reid *et al.* (1990) propusieron la relación:

$$(x-x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y-y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z-z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = -NT(x,y,z) \quad (3)$$

Las incógnitas son x_0 , y_0 , z_0 (ubicación del punto de medición) y N (coeficiente estructural).

Para el caso 2D, con $z = 0$ y $\partial T / \partial y = 0$ el problema se reduce a:

$$(x-x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + z_0 \frac{\partial T}{\partial z} = -NT(x,0) \quad (4)$$

Asumiendo un valor para el índice estructural N , se plantea un sistema sobredimensionado, y contando con valores de T , $\partial T / \partial x$, $\partial T / \partial y$ y $\partial T / \partial z$ observados o calculados se encuentra una solución aproximada del problema (3) ó (4) utilizando ventanas de tamaño variable sobre valores grillados. La calidad de las respuestas obtenidas depende de la posición de las ventanas. Las soluciones más robustas se obtienen para ventanas ubicadas en zonas de máximos (por ejemplo ventanas de 10 puntos de observación). El método pierde eficiencia a medida que las ventanas se alejan de los máximos, aunque se han pensado estrategias para evitar este problema. Usualmente se trabaja explorando los resultados obtenidos con

diferentes índices, por ejemplo $N = 0; 0.5; 1; 1.5; 2$; etc.

Werner (1953) presentó una ecuación semiempírica generalizada para un dique bidimensional en y . En ella el valor magnético observado $T(x)$ depende de cuatro incógnitas A y B (cantidades que dependen del tamaño, susceptibilidad y geometría del cuerpo buscado), (abscisa del punto donde se calcula el magnetismo) y z (profundidad del cuerpo buscado). El desarrollo del método puede encontrarse en Dobrin (1976). Asimismo, Hartman *et al.* (1971), Ku y Sharp (1983) hacen un excelente análisis y proponen generalizaciones.

En efecto, la expresión semi-empírica dada por Werner (1953) para un dique es:

$$T(x) = \frac{A(x - x_0) + Bz}{(x - x_0)^2 + z^2} \quad (5)$$

donde, A , B , y z ya han sido descriptas.

Werner desarrolló en (5) un proceso llamado deconvolución, que lleva su nombre. Dado que las incógnitas son cuatro (A, B, x_0, z), debe disponerse de por lo menos cuatro valores observados de T para armar un sistema y hallar sus valores.

Señal analítica. Es sabido que las derivadas (horizontal y vertical) de las anomalías magnéticas y gravimétricas enfatizan sus efectos. Advertido de ello, Nabighian (1972) presentó la señal analítica en 2D, luego generalizada por Nabighian (1984) y Roest *et al.* (1992) de acuerdo con:

$$|\Delta T(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial \Delta T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta T}{\partial z}\right)^2} \quad (6)$$

donde ΔT es la anomalía magnética o gravimétrica.

La señal analítica 2D ha sido utilizada entre muchos otros por Hansen and Simmonds (1993). Ésta exhibe los máximos sobre los máximos contrastes y en general se disponen simétricamente a ambos lados del contacto. Es independiente de las direcciones del campo magnético terrestre o de la magnetización del cuerpo. Se han encontrado relaciones entre y las profundidades del cuerpo buscado. Como desventaja señalemos que este método es menos sensible que la segunda derivada vertical.

Gradientes y cambios de gradientes. Otro indicador (de lineamientos) es la fase local en 2D:

$$\alpha = \arctan \left| \frac{(\partial \Delta T / \partial z)}{(\partial \Delta T / \partial x)} \right| \quad (7)$$

En 3D, el equivalente a la fase local se calcula a partir del valor absoluto de la siguiente relación de derivadas planas:

$$\alpha = \arctan \left| \frac{(\partial \Delta T / \partial z)}{\sqrt{(\partial \Delta T / \partial x)^2 + (\partial \Delta T / \partial y)^2}} \right| \quad (8)$$

(7) y (8) son buenos indicadores de cortes abiertos (contactos) de acuerdo con Thurston y Smith (1997). Finalmente se usa también como indicador:

$$\sqrt{\left(\frac{\partial \alpha}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \alpha}{\partial y}\right)^2} \quad (9)$$

Profundidad del punto de Curie obtenido por análisis espectral de anomalías magnéticas

El análisis de Fourier de los campos potenciales permite estimar la profundidad de interfaces de la corteza terrestre con contrastes importantes de susceptibilidad o densidad

(Spector y Grant, 1970; Bhattacharyya y Leu, 1975; Blakely, 1995; Ruiz e Introcaso, 2004). Este método, aplicado al campo magnético, utiliza la relación entre el espectro de potencias de las anomalías magnéticas y la profundidad y tamaño de las fuentes causantes de las anomalías.

Mediante análisis espectral es posible estimar la profundidad a la temperatura de Curie desde las anomalías magnéticas (Blakely, 1988, 1995; Tanaka *et al.*, 1999). Es importante señalar que la variación de la profundidad al punto de Curie es un indicador de la distorsión de la estructura térmica litosférica (Ruiz e Introcaso, 2001). Si comenzamos ubicando la profundidad a la temperatura de Curie, y esta presenta una elevación (depresión) respecto de la profundidad regional media, se la asocia de inmediato con un incremento (decrecimiento) de las temperaturas de la litosfera.

Determinación del Punto de Curie: es ampliamente conocido que la base de las fuentes magnéticas en la corteza terrestre está determinada por la isoterma de Curie cuyo valor medio está en el orden de los 600°C (Frost y Shive, 1986). El cálculo de la profundidad a la temperatura de Curie desde las anomalías magnéticas es un problema complejo por razones matemáticas y geológicas. Por un lado, las anomalías magnéticas causadas por fuentes profundas son de larga longitud de onda y de baja amplitud relativa con respecto a las causadas por cuerpos superficiales.

Por otro lado, las técnicas convencionales para estimar la profundidad del fondo de las fuentes magnéticas se basan en examinar las propiedades estadísticas de la configuración de las anomalías relacionando su espectro de potencias con las profundidades de las fuentes. Debemos señalar que en el análisis de Fourier se introducen simplificaciones que pueden enmascarar la realidad geológica (Blakely, 1988). En este sentido, el método usado aquí requiere asumir una distribución de

magnetización cortical aleatoria y no correlacionada. Sabemos que estos factores dependen de la constitución geológica del terreno y de su complejidad estructural por lo que, en general, el grado de variabilidad de la magnetización es muy poco conocido. La corteza magnetizada puede asimilarse a una placa horizontal de extensión lateral infinita, cuyo techo, base y centro se encuentran a profundidades Z_t , Z_b y Z_c , respectivamente. El techo (Z_t) y el centroide (Z_c) del basamento magnético se calcularon desde el espectro radial de potencia de las anomalías magnéticas (Blakely, 1995). Para esto se implementó el método de Tanaka *et al.* (1999) donde la base de la placa (Z_b) (profundidad al punto de Curie) es determinada por la expresión:

$$Z_b = 2Z_c - Z_t \quad (10)$$

La profundidad del borde superior resulta del ajuste logarítmico:

$$\ln \left[\phi_{\Delta T} (k)^{1/2} \right] = \ln A - |k| Z_t \quad (11)$$

Para longitudes de onda menores que dos veces el espesor de la capa, la profundidad del centroide de la fuente magnética, puede obtenerse a partir de:

$$\ln \left\{ \frac{\left[\phi_{\Delta T} (k)^{1/2} \right]}{|k|} \right\} = \ln B - |k| Z_c \quad (12)$$

válida en las mayores longitudes de onda del espectro el primer termino es la densidad del espectro de potencia de las anomalías magnéticas; k es el número de onda; A y B son constantes relacionadas con las masas magnéticas. Las profundidades Z_t y Z_c se estiman por ajuste lineal de las partes de altos números de onda y de los bajos números de onda de los

respectivos logaritmos del promedio del espectro radial. La temperatura de Curie depende de la mineralogía de los cuerpos magnéticos. Así una superficie de Curie puede no ser una superficie isotermal. La intensidad de la magnetización es controlada por la magnetización de las fases magnéticas presentes y también por su fracción de volumen en la corteza. Diferentes minerales tienen diferentes temperaturas de Curie y esto requiere diferentes localizaciones de la isoterma de Curie que limita el espesor de la corteza magnética. No obstante, Frost y Shive (1986) demostraron que en niveles de corteza inferior la magnetita casi pura es la única fuente magnética importante, reportando un valor aproximado de 600°C para el punto de Curie en las condiciones de presión imperantes en corteza inferior.

Isostasia determinada desde las ondulaciones del geoide

Usualmente el estado isostático se determina comparando las anomalías de Bouguer observadas con las anomalías de Bouguer calculadas para un modelo (habitualmente de Airy o de Pratt) perfectamente compensado. Esta comparación se expresa con las bien conocidas anomalías isostáticas.

Otra forma de obtener el estado isostático es trabajar a partir de las ondulaciones del geoide N filtradas de efectos que exceden a la estructura cortical en estudio. Esta manera de operar permite trabajar sin gravímetros si la ondulación proviene de $N=h-H$ (Altitud Elipsoidal – Cota Ortométrica). Observadas las ondulaciones del geoide N generadas por la estructura en estudio, éstas pueden compararse con las ondulaciones del geoide provenientes de un modelo teórico perfectamente compensado. Estas últimas se calculan a partir del potencial gravitatorio V utilizando la fórmula de Bruns:

$$N = \frac{V}{\gamma} \quad (13)$$

En efecto, la fórmula de Green expresa el potencial V en puntos exteriores a una masa m como la suma de potenciales correspondientes a simple capa y a doble capa (ej., Torge, 2001; Introcaso, 2006a). Baranov (1975) destaca que con uno u otro potencial el problema queda resuelto. Para el caso isostático conviene partir de la expresión del potencial de doble capa debido a que la isostasia puede entenderse como un sistema dipolar: $+m, -m$ (zonas montañosas) o $-m, +m$ (cuencas sedimentarias en modelos distensivos). En este caso se tendrán tres posibilidades de obtener V o N : mediante las aproximaciones uni y bidimensionales, y en forma exacta usando expresiones tridimensionales. El caso unidimensional (Haxby y Turcotte, 1978; Turcotte y Schubert, 1982, 2002) establece para las ondulaciones del geoide de cualquier estructura:

$$N = \frac{2\pi G \rho h}{\gamma} d \quad (14)$$

siendo la corrección tradicional de Bouguer, (ρ) es la densidad topográfica en el caso de las elevaciones o el contraste de densidades entre los sedimentos/agua y la corteza para las cuencas), G es la constante de gravitación universal, es la gravedad normal considerada como 980 Gal y es la distancia dipolar para el caso de (zona montañosa) y para (cuenca sedimentaria), h es la altitud topográfica o profundidad de la cuenca, R es la raíz/antirraíz compensadora y es el espesor “normal” de la corteza (por ejemplo 33 km).

Los casos bidimensional 2D y tridimensional 3D han sido analizados en detalle por Crovetto *et al.* (2006). Para el caso bidimensional, dada una estructura compensada isostáticamente, los potenciales de la masa topográfica (o bien del relleno de la cuenca) y de la masa

compensadora respectiva pueden obtenerse dividiendo a la estructura en rectángulos de longitud infinita en dirección transversal a un perfil. El potencial V en un punto sobre el geode que genera cada rectángulo infinito en dirección x puede integrarse como (Chapman, 1979): Ecuación (15) donde son las coordenadas de las caras del rectángulo, y la función H se define en la forma en la ecuación 16.

Sumando todos los potenciales de los rectángulos que representan a las masas visibles y compensadoras y utilizando la fórmula de Bruns (ecuación 13), se obtiene la ondulación del geode isostático que genera esta estructura bidimensional.

Trabajando en tres dimensiones, una forma simple de realizar el cálculo de los potenciales es dividir a cada masa en un conjunto de paralelepípedos rectos, y calcular el potencial como la suma de las contribuciones de todos ellos. El potencial V que genera cada paralelepípedo en un punto puede ser calculado en forma exacta a través de la siguiente expresión (Guspí, 1999, ecuacion 17).

En esta expresión $\Delta x_i = x - x_i$, $\Delta y_i = y - y_i$ son las diferencias entre las coordenadas del punto $P(x, y, z)$ y las caras del paralelepípedo

$(x_1, x_2, y_1, y_2, z_1, z_2)$, $r = \sqrt{\Delta x_i^2 + \Delta y_i^2 + \Delta z_i^2}$ es la distancia entre el punto y cada uno de los ocho vértices del paralelepípedo, G es la constante de gravitación universal y es la densidad volumétrica de masa del paralelepípedo. Una vez calculado el potencial perturbador total sobre el geode como suma de los potenciales de las masas visibles y de las masas compensadoras, se encuentra la ondulación isostática del geode producida por toda la estructura cortical usando la fórmula de Bruns (ecuación 13).

Doble inversión de N y g

Las investigaciones geofísicas, en particular gravimétricas, culminan con la preparación de modelos. Ellos constituyen una aproximación de parte de la realidad (Bunge, 1989). Estos modelos son tanto más ricos y productivos cuánto más complicados son. Sin embargo, esto los hace muy vulnerables. Una forma de aumentar su confiabilidad es realizar la inversión simultánea de N y g filtradas cada una de efectos no deseados.

Un modelo obtenido a partir de esta doble inversión será sin duda más consistente que el obtenido con una u otra fuente de datos.

$$V(x, y, 0) = -G\rho [H(y_2 - y, z_2) - H(y_1 - y, z_2) - H(y_2 - y, z_1) + H(y_1 - y, z_1)] \quad (15)$$

$$H(y, z) = yz \ln [y^2 + z^2] - 3yz + 2y^2 \arctan\left(\frac{z}{y}\right) + (z^2 + y^2) \arctan\left(\frac{y}{z}\right) \quad (16)$$

$$V(x, y, z) = G\rho \left\| \left\| \left\| xy \ln(z+r) + xz \ln(y+r) + yz \ln(x+r) + x^2 \arctan\left(\frac{y+z+r}{x}\right) + \right. \right. \right. \\ \left. \left. \left. + y^2 \arctan\left(\frac{x+z+r}{y}\right) + z^2 \arctan\left(\frac{x+y+r}{z}\right) \right\|_{\Delta x_1} \right\|_{\Delta y_1} \right\|_{\Delta z_1} \quad (17)$$

Pensemos simplemente que aislar tanto N como g de efectos que excedan a la estructura en estudio implica realizar separación de anomalías nunca suficientemente confiable. Obtener un modelo por doble inversión confirmaría así que se operó con adecuados filtrados.

Por simplicidad admitamos disponer de datos de g y N generados por una masa geocéntrica puntual desconocida m , ubicada a una profundidad también desconocida. Así, los valores disponibles en un plano xz ($y = 0$) serán:

$$g(x) = Gm \frac{z_0}{(x^2 + z_0^2)^{3/2}} \quad (18)$$

$$V(x) = \gamma N(x) = Gm \frac{1}{(x^2 + z_0^2)^{1/2}} \quad (19)$$

En donde G es la constante de gravitación universal. Para resolver este sistema debemos reparar en dos casos: (i) si ecuación 18 y 19 son dependientes y (ii) si son independientes.

En el primer caso, g se observa mientras V se obtiene por cálculo (por ejemplo empleando la fórmula de Stokes o trabajando con fuentes equivalentes). Se emplean en este caso anomalías de Faye que contienen los valores de g observados. Ante la dependencia de g y V la única ventaja que podríamos señalar en el caso práctico es que una doble inversión en busca del modelo (o de m y z_0) confirmaría la bondad del procesamiento (por ejemplos del filtrado en uno u otro caso).

Veamos (ii), donde g y V son independientes (es decir provienen de fuentes de datos independientes). En este caso el sistema está determinado y con las dos ecuaciones obtenemos las dos incógnitas (m y z_0) de este problema simplificado. El modelo estructural que se busca en geofísica contiene

cuatro incógnitas, tres de las cuales se asumen o se definen a partir de otros métodos (ej., perforaciones y sísmica).

Para el caso de la cuenca de Claromecó g se obtuvo con gravímetros, mientras que $V = \gamma N$ se obtuvo independientemente a partir de $N = h - H$, con h medida mediante GPS y H aproximada por nivelación geométrica de precisión. H no tiene correcciones por falta de paralelismo de las equipotenciales. En las zonas de montañas, donde estos efectos son más significativos (Baglietto, 1951), los errores son del orden de $3^{\circ}/00$ o menores, según nuestras estimaciones. Esto garantiza la bondad de los cálculos.

ESTUDIO SOBRE LA CUENCA DE CLAROMECÓ

Con el fin de probar la eficiencia de los métodos descriptos, hemos elegido a la cuenca de Claromecó, que se encuentra al sur de la provincia de Buenos Aires, Argentina. La cuenca de Claromecó es también conocida como cuenca inteserrana bonaerense o cuenca paleozoica de la provincia de Buenos Aires. Es asimétrica con rumbo NW-SE, y abarca un área de unos 40000 km^2 (Pucci, 1995). Está ubicada entre las Sierras de Tandilia y Ventania; sus límites son imprecisos y la topografía general del área es baja. La cuenca abarca ambas zonas, continental y oceánica, y debido a esto nos propusimos analizar sus características como modelo de referencia para el estudio de la plataforma continental Argentina. Según Ramos (1984), la placa patagónica se habría acercado al cratón brasilero hasta anexarse a él, formando en esa dinámica la cuenca de Claromecó. Esta cuenca está vinculada a la cuenca Sudafricana de Karoo, presentando estratigrafías y asimetrías similares. Tankard *et al.* (1996) publican unos 16 km de máxima potencia sedimentaria para la cuenca sudafricana, lo

cual hace predecir una potencia significativa para la cuenca de Claromecó, genéticamente vinculada a aquella.

En la Figura 1a, se muestra un modelo digital del terreno (carta topográfica y batimétrica), derivada de altimetría satelital (Sandwell y Smith, 1997 y su actualización 2002 en Topex.ucsd.htm). La carta muestra las principales estructuras topográficas de la provincia de Buenos Aires: Sierras Australes y Septentrionales con alineación aproximada SE-NW y el talud continental en dirección SW-NE.

La Figura 1b muestra la carta de anomalías magnéticas de campo total. Estos datos fueron cedidos por el Instituto Antártico Argentino y forman parte de la integración de

levantamientos magnéticos marinos y continentales en la franja del litoral argentino hecha por Ghidella *et al.* (2002). La densidad de los datos es variable pero suficiente para un estudio regional. Las anomalías son de corta longitud de onda sobre las sierras Australes y Septentrionales, mientras que la cuenca de Claromecó exhibe anomalías de mayor longitud de onda con orientación SE-NW. En general, la carta muestra dos patrones anómalos principales: i- dirección paralela a los rumbos de las sierras Australes y Septentrionales (también paralelos al eje principal de la cuenca de Claromecó); ii- lineamientos de anomalías paralelos al talud continental, los cuales se

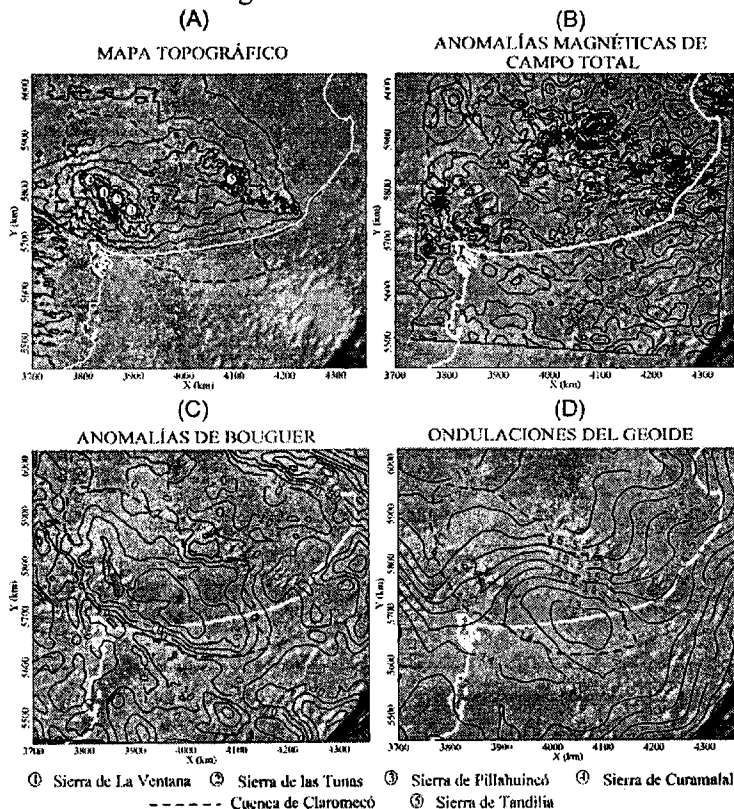


Figura 1. (a) Mapa topográfico-batimétrico 2'x2' (curvas de nivel cada 50 m), actualizado de Sandwell y Smith, (1997). (b) Anomalías magnéticas de campo total (curvas de nivel cada 25 nT), Ghidella *et al.*, (2002). (c) Anomalías de Bouguer (curvas de nivel cada 10 mGal), datos del Instituto de Física de Rosario y de la Universidad de Leeds. (d) Ondulaciones del Geoide en tierra ($N_{obs} = h - H$, Perdomo y Del Cogliano, 1999), en océano EGM96 (Lemoine *et al.*, 1998) (curvas de nivel cada 0.5 m).

observan incluso en el norte de la Sierra de Tandil.

Las anomalías de Bouguer se muestran en la Figura 1c. Estas anomalías se obtuvieron de la base de datos del Instituto de Física de Rosario y de la Universidad de Leeds, (Introcaso *et al.*, 1996), y poseen la calidad de los estándares usuales para estudios regionales. El rasgo anómalo más conspicuo es la anomalía negativa de hasta -35 mGal en la cuenca de Claromecó, limitada al sur y al occidente por la anomalía positiva asociada con la cuenca del Colorado-Macachín.

La Figura 1d muestra la carta de ondulaciones del geoide de la provincia de Buenos Aires, publicada por Perdomo y Del Cogliano (1999). Estas ondulaciones del geoide (N) se obtuvieron usando valores $N=h-H$ (h : altitud elipsoidal; H : cota ortométrica) medidas en grillas geodésicas bastante regulares. En el océano ha sido completada mediante un modelo global del geoide, en este caso el EGM96 (Lemoine *et al.*, 1998). Las ondulaciones del geoide son claramente positivas sobre las cuencas del Salado y Colorado y negativas sobre la cuenca de Claromecó.

Todas las cartas exhiben anomalías fuertemente contrastantes sobre la cuenca de Claromecó, las que continúan mar adentro, claro indicio de que los viejos sedimentos que la rellenan se prolongan hacia el mar.

RESULTADOS

Los datos gravimétricos y magnéticos fueron tratados a efectos de resaltar anomalías para contribuir a resolver la ubicación y extensión de estructuras geológicas importantes. Por ejemplo, alineaciones y delimitación de estructuras no totalmente resueltas por métodos geológicos. En la Figura 2a se muestra la carta de señal analítica de las anomalías de campo magnético (ec. 6); en la Figura 2b la fase local de las anomalías

magnéticas (ec. 8); en la Figura 2c la señal analítica de las Anomalías de Bouguer (ec. 6) y en la Figura 2d la fase local de las anomalías gravimétricas (ec. 8).

Por responder a gradientes (derivadas), estas cartas ponen en evidencia las estructuras superficiales minimizando las más profundas. El tamaño de grilla utilizado en la interpolación de los datos (5 km x 5 km) permite interpretar que las cartas iluminan a estructuras emplazadas en corteza superior.

En todas las cartas los rasgos de primer orden se alinean en dos direcciones: i- paralelas y subparalelas al talud continental y ii- normales y subnormales al mismo. Si observamos el lineamiento NNW-SSE que resaltan las sierras Australes, podemos notar, especialmente en las cartas gravimétricas, un torcimiento y fragmentación del mismo hacia el SE mar adentro.

El eje de máxima potencia sedimentaria de la cuenca de Claromecó es también destacado en las cartas. Éste guarda relación con la estructura anterior acentuando su corrimiento en el sur de la cuenca. Obsérvese que en el norte de la cuenca el eje es prácticamente N-S, en cambio al sur se ubica en dirección NW-SE. Este torcimiento parece estar asociado con un lineamiento de dirección aproximada W-E en la coordenada y puede seguirse en todas las cartas.

Se digitalizaron las posibles suturas propuestas por Ramos (1984, 1999) que amalgaman los terrenos: (a) Patagonia-Ventania y (b) Ventania-Tandilia. En todas las cartas (a) está asociada a un patrón anómalo conspicuo. Sin embargo, (b) no parece estar tan bien marcado, aunque se ven anomalías de la corteza superior asociadas con el eje de la sierra de Tandil.

Deconvoluciones de Euler en 3D

Los resultados de las deconvoluciones de Euler se muestran en la Figura 3. Se efectuaron

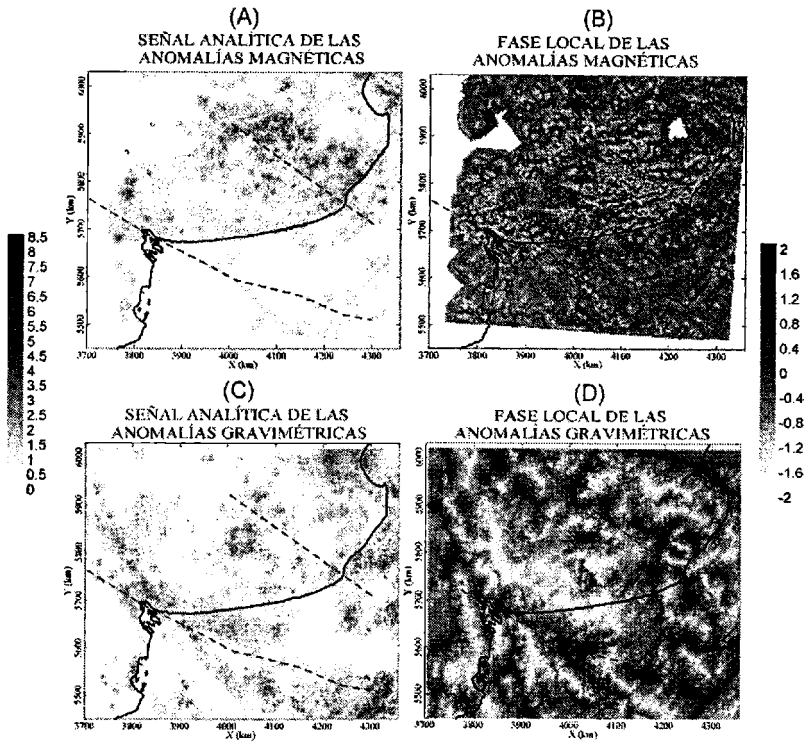


Figura 2. (A) Carta de señal analítica del campo magnético. (B) Carta de la fase local del campo magnético. (C) Carta de Señal Analítica de las anomalías de Bouguer. (D) Carta de la fase local de las anomalías gravimétricas. Las líneas de trazos indican las suturas propuestas por Ramos (1999).

Deconvoluciones Estándar de Euler en 3D (SED 3D) sobre la carta de anomalías magnéticas (ΔT Figura 1b), para los índices estructurales $SI=0$ (Figura 3a), $SI=0.5$ (Figura 3b) y $SI=1$ (Figura 3c); sobre la carta de anomalías gravimétricas (g , Figura 1c) para $SI=1$ (Figura 3d). También se efectuaron Deconvoluciones Localizadas de Euler en 3D sobre ambas cartas (Figura 3a). Estos índices indican profundidades a contactos, fallas y escalones de falla que producen gradientes en el campo magnético o gravimétrico observado.

Las cartas se graficaron sobre la base topográfica en relieve y las curvas de 0 mGal (línea de trazos) y -30 mGal (línea llena). Esto se hizo, para mejor comparación de las soluciones de las deconvoluciones de Euler con la geometría de cuenca de Claromecó, que

aparenta estar bien correlacionada con las anomalías de Bouguer negativas (Ruiz e Introcaso, 2006).

1- SED 3D sobre las anomalías magnéticas con $SI=0$ (Figura 3a): Los contactos se alinean con grandes estructuras y pueden ser pensados como interfaces con cambios de las propiedades físicas, con dimensiones x,y,z infinitas. El índice estructural $SI=0$ subestima las profundidades cuando no se trata de “contactos” (ej. Thompson, 1982, entre otros). La única alineación de contactos clara en la cuenca de Claromecó, coincide con la isoanómala de Bouguer de -30 mGal entre ($x = 3940$ km, $y = 5790$ km) y (3990, 5760). Se ubica en la región de máxima profundidad de la cuenca y las soluciones alcanzan los 12 km. En el mar, al sur de la cuenca se observan 4 alineaciones de contactos que respetan la

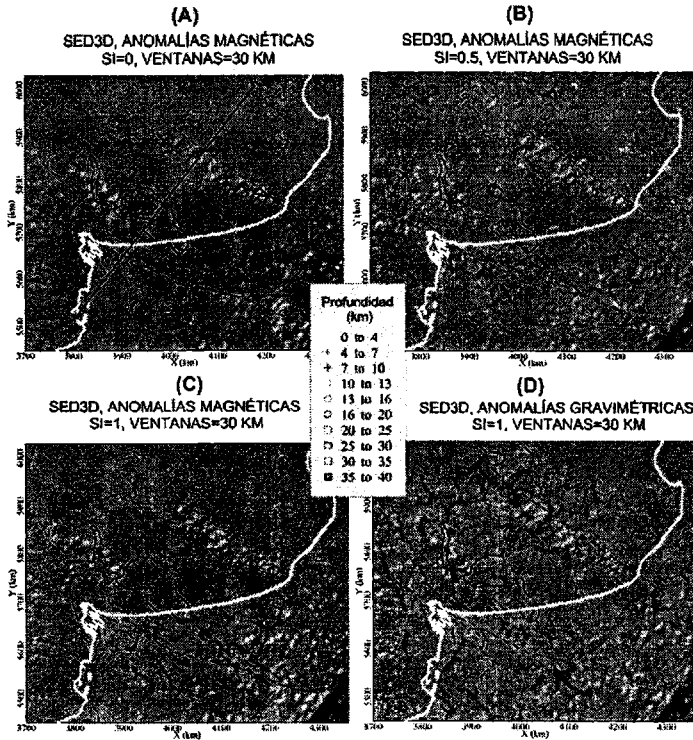


Figura 3. Deconvoluciones de Euler en 3D (SED 3D), cálculos de profundidad en ventanas cuadradas 30 km. Ver rangos de profundidad en escala de colores. (A) Índice Estructural SI=0 sobre la carta de anomalías magnéticas (ΔT). (B) SI=0.5 sobre anomalías magnéticas. (C) SI=1 sobre anomalías magnéticas. (D) SI=0 sobre la carta de anomalías gravimétricas. Se indica la ubicación del perfil de deconvoluciones 2D de Figura 4. Las líneas de trazos indican las suturas propuestas por Ramos (1999). Se muestran las curvas de nivel de Anomalías de Bouguer: 0 mGal (línea de trazos) y -30 mGal (línea sólida).

dirección de las estructuras de la cuenca del Colorado (aproximadamente E - W). Las profundidades a estas soluciones son variables, desde 7 a 20 km, podría pensarse entonces en fallas que involucran desde los sedimentos hasta la corteza media.

2- SED 3D sobre las anomalías magnéticas con SI=0.5 (Figura 3b): En magnetismo este índice estructural suele atribuirse a fallas. En la cuenca de Claromecó, las alineaciones están fuertemente relacionadas a la isonómal de -30 mGal. Desde la Sa. de Pillahuincó (3895, 5763) hasta el sur de la cuenca en (4105, 5622), sobre la isonómal 0 mGal, se agrupan soluciones en

línea recta de rumbo NW-SE por 250 km de extensión. Dentro de la isonómal de -30 mGal, estas soluciones parecen indicar la profundidad del basamento magnético (espesores sedimentarios) ya que allí el 90 % de las soluciones varían entre 8 y 12 km. En el dominio de las Sierras de Pillahuincó, de la Ventana y de Curamalal, se pierde la dirección NW-SE en las soluciones. Las soluciones de profundidades de entre 6 a 8 km tienen una fuerte relación con la dirección N-S de la Sa. de la Ventana. Estos dos lineamientos principales de la cuenca son cortados por estructuras segmentadas de dirección aproximada E-W. En la parte continental de

la cuenca de Claromecó, fuera de la zona de máxima profundidad las soluciones son cada vez más ralas y someras. Relacionadas con la isoanómala de 0 mGal, existen alineaciones (fallas) que marcan los límites de la cuenca. En la región marina existe gran cantidad de soluciones a fallas (SI=0.5) cuya dirección concuerda con la cuenca del Colorado, cuya elongación es principalmente E-W. Marcando el inicio de la anomalía Tona (Ghidella *et al.*, 1995) se alinean soluciones desde (3920, 5645) hasta (4040, 5500), las cuales abarcan toda la corteza (6 a 25 km). Existe otra alineación de soluciones de gran profundidad que tiene dirección paralela al talud, desde (4300, 5665) hasta (4130, 5495), y que podría relacionarse con el fallamiento distensivo del Jurásico (Ramos, 1999).

3- SED 3D sobre las anomalías magnéticas con SI=1 (Figura 3c): El índice estructural I ilumina cuerpos tabulares, es decir con extensión infinita en dos direcciones (en el campo magnético da soluciones a posibles diques). La descripción de esta carta es similar a la de SI=0.5, lo que marca un fuerte predominio de fallas con posibles intrusiones, especialmente en el mar.

Llama la atención en las SED 3D para la señal magnética (Figuras 3a, b y c) la falta de soluciones que marquen estructuras en la Sierra de Tandil. Una posible causa puede ser el tamaño de ventana elegido (30 km). Esta sierra posee anomalías de corta longitud de onda que deberían ser analizadas con anchos de ventana menor, lo que produciría soluciones muy superficiales. Esto hace suponer que su composición magnética no contrasta lateralmente en corteza intermedia con el basamento de su entorno.

4- SED 3D sobre las anomalías gravimétricas con SI=1 (Figura 3d): Este índice estructural en el campo gravimétrico se usa para dar profundidades a escalones de falla. Esta carta es consistente especialmente con la Figura 3b, aunque las profundidades

calculadas en la cuenca son algo mayores. El rasgo principal es la gran cantidad de soluciones que se alinean con la Sierra de Tandil y cuyas profundidades abarcan toda la corteza. Este rasgo no ha sido observado en las SED sobre las anomalías magnéticas. En líneas de trazos sobre la misma figura han sido graficadas las suturas propuestas por Ramos (1984 y 1999). La sutura de Ventania-Patagonia tiene asociadas alineaciones de soluciones en corteza media y superior. Los índices estructurales, asociados con cambios laterales de densidad provocados por falla (Figuras 3b y 3d), reflejan muy bien una gran cantidad de soluciones alineadas. La sutura de Tandilia sólo coincide con soluciones alineadas claramente con la sierra en las deconvoluciones sobre las anomalías gravimétricas.

En general pueden apreciarse las estructuras ya mencionadas en el análisis del campo magnético pero con mayor profundidad. Por haber mayor cobertura de datos en plataforma, se agregan algunas estructuras (fallas) paralelas y perpendiculares al talud.

Deconvoluciones en 2D

Se efectuaron deconvoluciones en 2D sobre los campos gravimétrico (símbolos en azul) y magnético (símbolos en negro) en un perfil AA' transversal a la cuenca (ver ubicación en Figura 3a). Los cálculos se efectuaron por los métodos de Werner, Señal Analítica y Euler 2D.

La Figura 4 muestra los resultados. En la misma se grafican la topografía (Figura 4a), las anomalías de Bouguer (AB) versus derivadas vertical ($\partial g/\partial z$) y horizontal ($\partial g/\partial x$) (Figura 4b) y las anomalías de campo magnético total (ΔT) y sus derivadas ($\partial \Delta T/\partial z$ y $\partial \Delta T/\partial x$) (Figura 4c). Por debajo se muestran las soluciones de las deconvoluciones. Por claridad, en el dibujo sólo se muestran resultados de profundidad a

contactos. El tamaño de los símbolos es proporcional a la susceptibilidad (en el caso magnético) o al contraste de densidad (en el caso gravimétrico). Los símbolos están rotados proporcionalmente a la inclinación resultante del cálculo.

En la Figura 4d se grafican las deconvoluciones de Euler 2D. Si bien el operador de deconvolución se hizo correr en ventanas de 6, 12 y 25 km de lado, en la figura se muestran los resultados para ventanas de 12 km. Este método da buenos resultados en la delineación de contactos en corteza superior.

Las deconvoluciones de Werner (Figura 4e) se calcularon en ventanas crecientes desde 40 km a 100 km, con incrementos de ancho de ventana de 3 km. Los cálculos se resolvieron con separación regional lineal (matrices de 7 elementos) y las ventanas de análisis se corrieron con saltos de 3km. hasta cubrir todo el perfil.

Las deconvoluciones por señal analítica en 2D (Figura 4f) se calcularon en ventanas crecientes de 25 km a 40 km con iguales incrementos y saltos que los del operador de Werner.

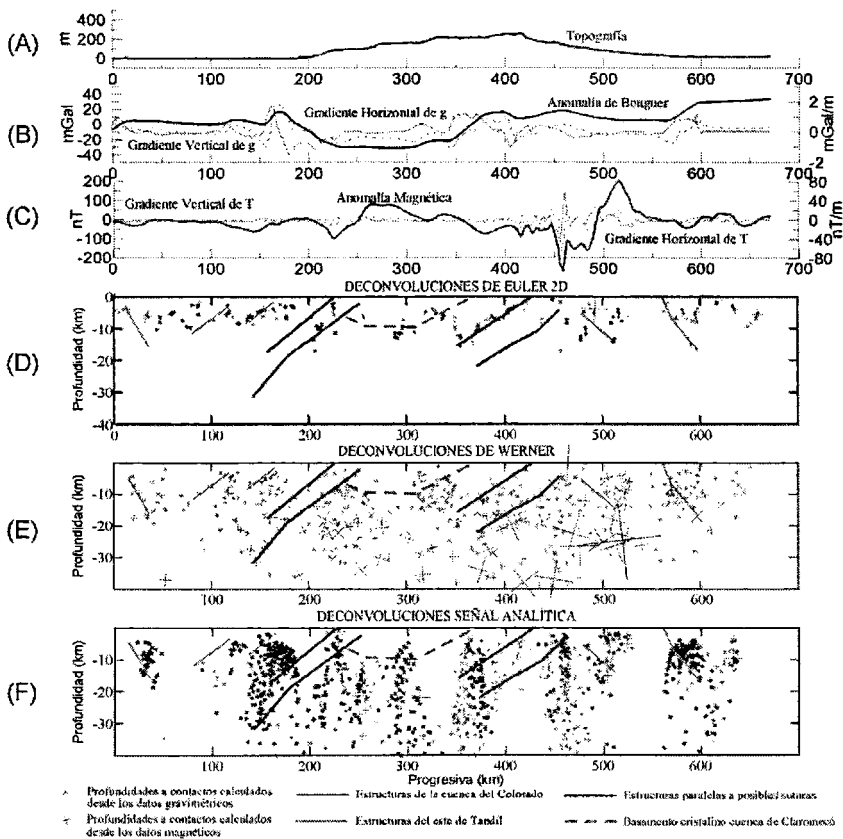


Figura 4. Deconvoluciones en 2D en un perfil transversal a la cuenca de Claramecó (ver ubicación en la Figura 3a). (A) Topografía. (B) Anomalías de Bouguer, derivada vertical y horizontal. (C) Anomalías de campo magnético total y sus derivadas. (D) Deconvoluciones de Euler 2D. (E) Deconvoluciones de Werner. (F) Deconvoluciones por Señal Analítica 2D. Las cruces en azul indican los contactos calculados desde el campo gravimétrico y las cruces en negro las calculadas con el campo magnético. El tamaño y rotación de los símbolos es proporcional a la susceptibilidad/densidad e inclinación de la solución.

En la Figura 4 se interpretan las mayores estructuras. Las alineaciones de contactos son indicadores de fallas, por lo que se unieron los nodos de soluciones que se verifican para los tres métodos de deconvolución utilizados. Las estructuras interpretadas están de acuerdo con la interpretación tectónica de la plataforma epicontinental bonaerense publicada por Ramos (1999). En verde se marcan los contactos interpretados en la cuenca del Colorado. En marrón se marcan alineaciones de contactos buzantes al sudoeste que tienen una gran penetración cortical; estas estructuras son paralelas a las paleosuturas interpretadas por Ramos (1999). Al noreste del perfil se marcan estructuras con buzamiento noreste relacionadas con la Sierra de Tandil y cuenca del Salado. También se interpreta la profundidad del probable basamento cristalino de la cuenca de Claromecó.

Punto de Curie

Se analizaron las largas longitudes de onda del campo magnético en ventanas cuadradas de 175 km desplazadas 50 km en dirección norte-sur y este-oeste, hasta cubrir el área con datos de campo magnético total. Los datos disponibles se encuentran en una zona comprendida entre los 34°30' y 40°30' S y los 56°45' y 63°25' W, que abarca gran parte de la provincia de Buenos Aires. Desde los espectros de potencia de las señales observadas se han calculado las profundidades medias al techo y a la base de la corteza magnetizada mediante la implementación del método de Tanaka *et al.* (1999). Las profundidades Curie obtenidas reflejan el valor promedio en el área bajo estudio (Tanaka *et al.*, 1999). En general, los espectros calculados son de muy buena calidad. Sin embargo, en las ventanas cuyo centro cae en las cercanías del eje de la cuenca de Claromecó, el espectro no tiene tan buena definición. Esto podría deberse a que las importantes variaciones de

profundidad de la fuente no se encuentren totalmente contenidas en la ventana de análisis, o a que el espectro contenga parcialmente las anomalías de cortezas con características magnéticas distintas, puestas en contacto por una paleosutura de acuerdo con Ramos (1984 y 1999). Es decir, el espectro es sensible o se degrada con datos de longitud finita.

La Figura 5b muestra las profundidades medias al basamento magnético (z_1), las cuales alcanzan 9 km en el sureste de Tandilia. En la Figura 5c pueden verse las profundidades a la isoterma de Curie (z_c). Estos resultados son interesantes ya que la isoterma de Curie muestra cambios significativos a ambos lados del eje de la cuenca de Claromecó. Las profundidades al norte de la cuenca son del orden de 31 ± 2 km. Bajo las máximas profundidades sedimentarias las alcanzan 24 km y se incrementan a 27 km al sudoeste de la cuenca. Estas profundidades son típicas de cortezas tectónicamente estables, frías (Blakely, 1988; Tanaka *et al.*, 1999), como es el caso de nuestro margen continental pasivo.

Podemos pensar en profundidades sedimentarias mucho mayores ya que los espectros han sido analizados en ventanas de más de 175 km, por lo que las profundidades calculadas representan el promedio en esa gran ventana. En resumen la cuenca de Claromecó contiene espesores sedimentarios mayores que 9 km y parece estar emplazada en una corteza atenuada ya que la isoterma de Curie se eleva en su base.

Geoide Isostático

La carta de ondulaciones del geoide contiene longitudes de onda que exceden ampliamente el tamaño de la estructura de interés. Para analizar los efectos del potencial producido exclusivamente por la cuenca de Claromecó, se filtraron las ondulaciones del geoide de la Figura 1d, eliminando previamente los efectos topográfico-isostáticos de las

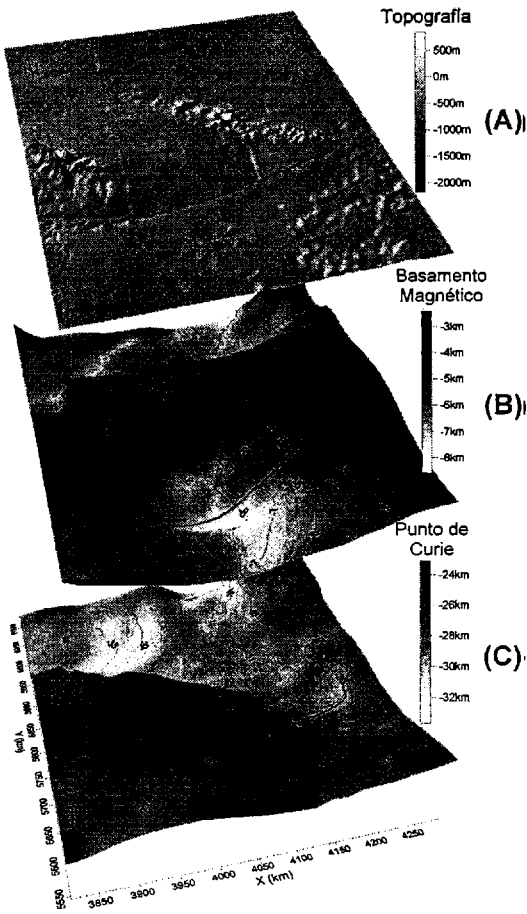


Figura 5. (A) Topografía. (B) Profundidades medias del basamento magnético. (C) Profundidades al Punto de Curie obtenidas por análisis espectral del campo magnético. Curvas de nivel cada 1 km.

Sierras de Tandilia y Ventania (masas positivas y sus respectivas compensaciones en la base de la corteza). Para separar los efectos de la cuenca se empleó un filtro pasa banda con longitudes de onda de paso $60 \text{ km} < \lambda < 550 \text{ km}$; la carta filtrada se muestra en la Figura 6a.

Al asumir equilibrio isostático, podemos trabajar con los modelos de Turcotte y Schubert (2002) que proporcionan fórmulas para las ondulaciones del geode N en los

sistemas perfectamente compensados de Pratt y Airy. Los indicios de atenuación cortical encontrados nos inducen a pensar en la hipótesis de estiramiento, por lo cual hemos adoptado el sistema de Airy, asumiendo un espesor cortical de 35 km (antes del estiramiento) y distintas densidades diferenciales para los sedimentos y un contraste de densidad de $+0.4 \text{ g/cm}^3$ para manto superior-corteza inferior. De acuerdo con Introcaso (1982) el contraste medio de densidad de los sedimentos que rellenan la cuenca sería de -0.1 g/cm^3 .

Así, la antirraíz tendrá espesores $R = 0.25 h_i$, con $0.25 = 0.1/0.4$ siendo h_i los espesores sedimentarios de la cuenca. Estos espesores son justamente nuestras incógnitas. La Figura 6b describe al modelo cortical considerado. Introduciendo los valores asumidos en las expresiones de Turcotte y Schubert (1982), obtenemos:

$$N = 0.149675 h_i - 0.002630 h_i^2 \quad (20)$$

Invirtiendo la relación

$$h_i = 28.45 - (809.76 + 380.24N)^{1/2} \quad (21)$$

Es útil señalar que las expresiones dipolares utilizadas exhiben una buena aproximación, siempre que el ancho de la estructura analizada sea mucho menor que el radio terrestre (Doin *et al.*, 1996).

Resolviendo la expresión (21) con las ondulaciones del geode obtenidas en la Figura 6a, encontramos la carta de isóbatas de basamento h_i correspondiente al modelo asumido (Figura 6c). Debemos notar que los máximos espesores alcanzan unos 14 km.

Doble Inversión

Con el fin de validar el modelo hemos calculado simultáneamente las anomalías de

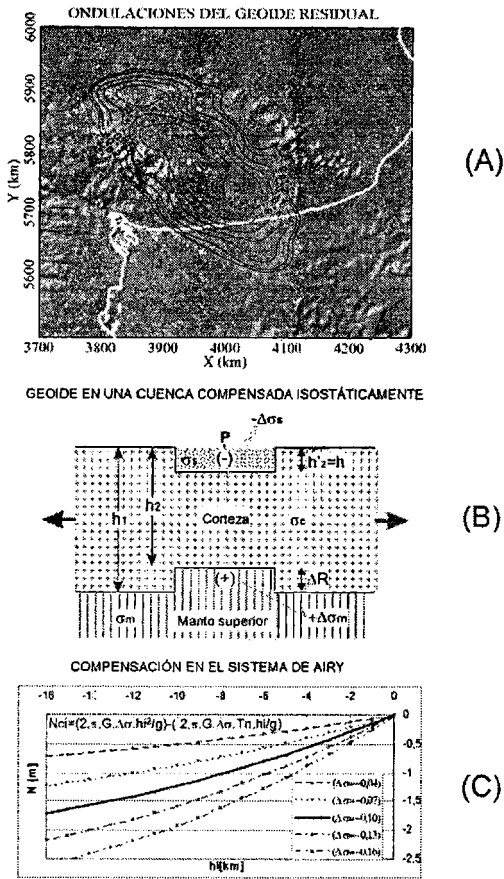


Figura 6. (A) Ondulaciones del geode local N en la cuenca de Claromecó, obtenido por un filtro pasa banda $60 \text{ km} < \lambda < 550 \text{ km}$. Curvas de nivel cada 0.2 m. (B) Bosquejo de cuenca compensada isostáticamente en la hipótesis de Airy. (C) Curvas de compensación N versus profundidades sedimentarias para una corteza con contrastes de Manto - Corteza de 0.40 g cm^{-3} y distintos contrastes de densidad sedimentos-basamento.

Bouguer ABC y las ondulaciones del geode residual N_c para una corteza compensada en la hipótesis de Airy. Se consideraron válidos los espesores sedimentarios calculados por la expresión (20) para construir el modelo teórico de la cuenca (Figura 7a). Las coincidencias encontradas justifican razonablemente el modelo asumido (Figuras 7a y 7b). Los cálculos

fueron efectuados por prueba y error empleando el software desarrollado por Crovetto *et al.* (2006). El modelo de corteza muestra la geometría de la cuenca (Figura 7a) y de su atenuación cortical (Figura 7b). Las Figuras 7c y 7d exhiben las anomalías isostáticas residuales obtenidas como diferencia entre las anomalías observadas y las calculadas por inversión tanto para gravedad como para las ondulaciones del geode.

Sobre la cuenca se exhiben residuos aceptables (Figuras 7c y 7d) que no son totalmente coincidentes ni nulos debido a las distintas definiciones de los campos analizados. Como sabemos las ondulaciones del geode fueron medidas por Perdomo y Del Cogliano (1999) en redes de estaciones separadas más de 20 km entre si, mientras el campo gravimétrico se midió con mayor densidad de estaciones (base de datos del IFIR, Introcaso *et al.*, 1996). No obstante el ajuste se logró aceptablemente mostrando un buen balance isostático a nivel cortical. Es interesante destacar que al utilizar la carta del geode local junto con la carta de isoanómalas de Bouguer, la interpretación de las características corticales y del estado isostático refuerza la consistencia del modelo.

CONCLUSIONES

Nuestro país, a través de COPLA (Comisión Nacional del Límite exterior de la Plataforma continental), se encuentra abocado a la determinación definitiva del límite antes mencionado. Con el fin de contribuir a lograr la mejor interpretación geofísica, presentamos aquí, como colaboración, métodos gravi-magnetométricos modernos que enriquecerán sin duda a los métodos tradicionales.

Tomando a la Cuenca de Claromecó como estructura geológica piloto, demostramos la eficiencia de (a) los métodos semiempíricos para inferir fallamientos principales, profundidades sedimentarias, ejes de

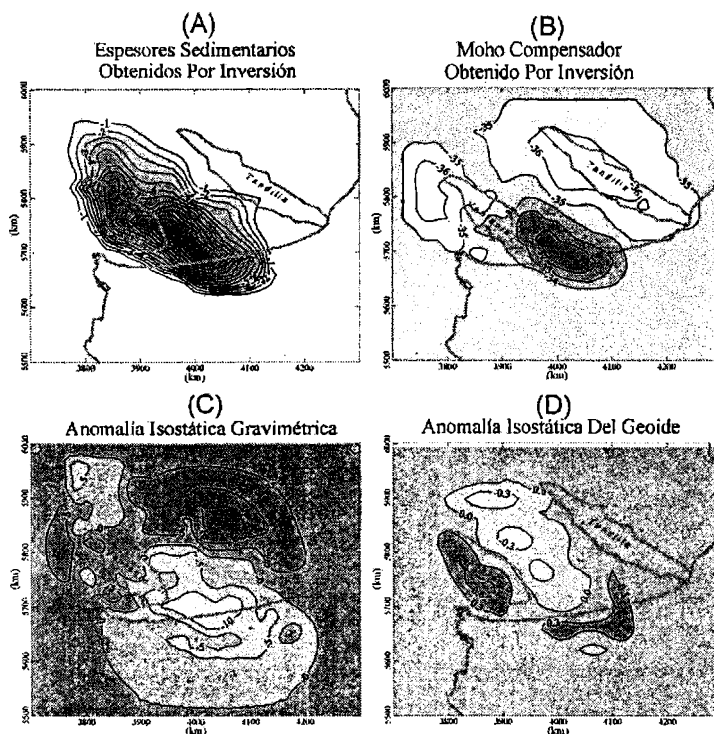


Figura 7. Modelo de doble inversión (g y N) calculado para la cuenca de Claromecó, basados una corteza compensada isostáticamente. (A) Espesor sedimentario con contraste de densidad -0.10 g cm^{-3} ; curvas de nivel cada 1 km. (B) Discontinuidad de Mohorovicic; curvas de nivel cada 1 km. (C) Residual isostática de gravedad; curvas de nivel cada 5 mGal. (D) Residual isostática del geoid; curvas de nivel cada 0.3 m.

lineamientos y posibles intrusiones; (b) del análisis espectral de las anomalías magnéticas para ubicar la profundidad de la isoterma de Curie, en este caso elevada a 24 km de profundidad bajo el eje de la cuenca. Ella exhibe un aumento progresivo de su profundidad hasta alcanzar los 30 km hacia el noreste de la cuenca. Se calcularon también profundidades medias al basamento magnético que alcanzan hasta 9 km; (c) el empleo de las ondulaciones del geoid filtradas permitió inferir su estado de compensación isostática que responde a la hipótesis de estiramiento y (d) la doble inversión de g y N modelando la corteza atenuada (cuenca vs. antirraíz) dio buenos resultados asumiendo perfecta

compensación isostática, otorgando mayor consistencia al modelo.

Agradecimientos: Este trabajo fue parcialmente financiado por el subsidio ANPCYT PICTR 2002-00166 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica. C.B.C. agradece a la Fundación Josefina Prats de Rosario por la ayuda económica recibida durante sus estudios doctorales.

REFERENCIAS

Baglietto, E.E., 1951. Contribuciones a la geodesia aplicada. Departamento Geodésico Geofísico Topográfico, Cátedra de Geodesia, Facultad de

- Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Argentina, pp 76.
- Baranov, W., 1975. Potential Fields and their Transformations in Applied Geophysics. Geopublication Associates, Berlin, Alemania, pp 121.
- Bhattacharyya, B. K. and L.K. Leu, 1975. Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two-dimensional structures. *Geophysics*, 40: 993-1013.
- Blakely, R., 1988. Curie temperature isotherm and tectonic implications of aeromagnetic data from Nevada. *J. Geophys. Res.*, 93: 11817-11832.
- Blakely, R.J., 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, pp 441.
- Bunge, M., 1989. La investigación científica. Ariel métodos, Argentina. pp 955.
- Chapman, M. E., 1979. Techniques for interpretation of geoid anomalies. *J. Geophys. Res.*, 84(B8): 3793-3801.
- Crovetto, C., R. Molinari y A. Introcaso, 2006. Aproximaciones para el cálculo del geoide isostático. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 61 (3): 336-346.
- Dobrin, M., 1976. Introduction to geophysical prospecting. McGraw Hill, 3rd edition, pp 630.
- Doin, M.-P., L. Fleitout and D. McKenzie, 1996. Geoid anomalies and the structures of continental and oceanic lithospheres. *J. Geophys. Res.*, 101(B7): 16119-16135.
- Frost, B. and P. Shive, 1986. Magnetic mineralogy of the lower continental crust. *J. Geophys. Res.*, 91: 6513-6521.
- Ghidella, M.E., M. Paterlini, L.C. Kovacs and G. Rodríguez, 1995. Magnetic Anomalies on the Argentine Continental Shelf. Actas del 4º Congreso Internacional de la Sociedad Brasileña de Geofísica / 1ª Conferencia Latinoamericana SEG/ULG, Río de Janeiro, 20 al 24 de agosto, pp 8.
- Ghidella, M.E., J. Köhn and J.C. Gianibelli, 2002. Low Altitude Magnetic Anomaly Compilation in Argentina: its Comparison with Satellite Data. American Geophysical Union, 2002 Spring Meeting. Publicado en: <http://www.dsri.dk/multimagasatellites/>
- Guspi, F., 1999. Fórmulas compactas para el cálculo del potencial gravitatorio de prismas rectangulares. Contribuciones a la geodesia a fines del siglo XX. UNR editora, Argentina, 129-133.
- Hansen, R.O. and M. Simmonds, 1993. Multiple source Werner deconvolution. *Geophysics*, 53: 1792-1804.
- Hartman, L., D. Teskey, L. Jeffreys and L. Friedberg, 1971. A system for rapid digital aeromagnetic interpretation. *Geophysics*, 36: 891-918.
- Haxby, W. and D. Turcotte, 1978. On isostatic geoid anomalies. *J. Geophys. Res.*, 94 (B4): 3876-3890.
- Introcaso, A., 1982. Características de la corteza en el positivo bonaerense: Tandilia – Cuenca Interserrana – Ventania, a través de datos de gravedad. Publicaciones del Observatorio Astronómico Municipal de Rosario, Argentina, pp 26.
- Introcaso, A., F. Guspi y M.C. Pacino, 1996. Cartas gravimétricas de las anomalías de la gravedad en Argentina. International Federation of Surveyors, Buenos Aires, Argentina, Symposia Papers, 79-100.
- Introcaso, A., 2006 (a). Geodesia Física. Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología de Rosario, Argentina. Vol. Esp. N° 1, pp 125. También disponible en: <http://www.fceia.unr.edu.ar/fisiografia/publicaciones.htm>
- Introcaso, A., 2006 (b). Magnetometría aplicada. Apunte de Cátedra, IFIR, pp 120.
- Ku, C.C and J.A. Sharp, 1983. Werner deconvolution for automated magnetic interpretation and its refinement using Marquardt's inverse modelling. *Geophysics* 48(6): 754-774.
- Lemoine, F., Kenyon, S., Factor, J., Trimmer, R., Pavlis, N., Chiuw, D., Cox, C., Klosko, S., Luthcke, S., Torrence, M., Wang, Y., Williamson, R., Pavlis, H., Rapp, R., Olson, T., 1998. The development of the joint NASA, CSFC and NIMA geopotential model EGM96, NASA/TP, 1998 - 206861, Goddard Space Flight Center.
- Nabighian, M.N., 1972. The analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-sections: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics* 37: 507-517.

- Nabighian, M. N., 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transform: Fundamental relations. *Geophysics* 49: 780-786.
- Perdomo, R. and D. Del Cogliano, 1999. The geoid in Buenos Aires region. *Int. Geoid Service. Bull.* 9: Special Issue for South America, 109-116.
- Pucci, J.C., 1995. Argentina's Claromecó Basin needs further exploration. *Oil Gas Journal*, 25: 93-96.
- Ramos, V., 1984. Patagonia: un continente a la deriva? IX Congreso Geológico Argentino, 2: 311-328.
- Ramos, V. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. In: Caminos, R. (Ed.) *Geología Argentina, Anales* 29, Buenos Aires, 41-96.
- Reid, A.B., J.M. Allsop, H. Granser, A.J. Millet and I.W. Somerton, 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics* 55: 80-91.
- Roest, W. R., J. Verhoef and M. Pilkington, 1992. Magnetic interpretation using 3D analytic signal. *Geophysics* 57: 116-125.
- Ruiz, F. y A. Introcaso, 2001. Profundidades al punto de Curie en la Precordillera Cuyana obtenidas por análisis espectral de anomalías magnéticas. *Temas de Geociencia N°8*, UNR Editora, Rosario, Argentina, pp 36.
- Ruiz, F. and A. Introcaso, 2004. Curie point depths beneath Precordillera Cuyana and Sierras Pampeanas obtained from spectral analysis of magnetic anomalies. *Gondwana Research. Volumen especial "Cuyania, an exotic block to Gondwana"* 8(4): 1133-1142.
- Ruiz F. and A. Introcaso, 2006. Study of the Claromecó sedimentary basin from gravity, magnetic and geoid undulations charts. *Journal of South American Earth Sciences*, in review.
- Sandwell, D.T. and W.H.F Smith, 1997. Marine Gravity from Geosat and ERS 1 Satellite Altimetry. *J. Geophys. Res.*, 102(B5): 10039-10054.
- Spector, A. and F. Grant, 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35: 293-302.
- Tanaka, A., Y. Obuko and O. Matsubayashi, 1999. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics*, 306: 461-470.
- Tankard, A., M. Uliana, H. Welsink, V. Ramos, M. Turic, A. Franca, E. Milani, B. De Brito Neves, N. Eiles, J. Skarmeta and H. Santa Ana, 1996. Tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana. *Petroleum Geologists Memoir*, 62: 5-52.
- Thompson, D.T., 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics* 47: 31-37.
- Thurston, J. B. and R.S. Smith, 1997. Automatic conversion of magnetic data depth, dip and susceptibility contrast using the SPI™ method. *Geophysics*, 62: 807-813.
- Torge, W. 2001. *Geodesy*. Ed. de Gruyter, pp 416.
- Turcotte, D. and G. Schubert, 1982. *Geodynamics. Application of continuum physics to geological problems*. John Wiley & Sons, pp 450.
- Turcotte, D. and G. Schubert, 2002. *Geodynamics*. Cambridge University Press, pp 456.
- Werner, 1953. Interpretation of magnetic anomalies at sheet-like bodies. *Sveriges Geologiska Undersokning, Ser. C*, 508.