

ESTANTERIA CANCELADA

UBICACION

TRABAJO 1

PREDICCIÓN DEL MOVIMIENTO VERTICAL DE UNA CUENCA SEDIMENTARIA UTILIZANDO EL METODO GRAVIMETRICO

Antonio Introcaso

Facultad de Ciencias Exactas Ingeniería y Agrimensura (Universidad Nacional de Rosario - IFIR - CONICET)
Avda. Pellegrini 250 - (2000 - ROSARIO) Argentina.

ABSTRACT. We propose here a gravimetric method to predict the evolution of a sedimentary basin. This method requires: (1) a calculation of isostatic anomalies after the upper crust is "normalized" and the attenuation that compensates in the lower crust is defined; (2) also a definition of the attenuation in the lower crust from the inversion of the Bouguer anomaly, corrected by the sediments' effect. Finally - after carrying out (1) and (2) - we propose an equation to find the quantity and sign of the future vertical movement necessary to establish the isostatic equilibrium again.

INTRODUCCIÓN

La metodología gravimétrica clásica que involucra el análisis de anomalías isostáticas requiere conocer en general, en áreas continentales y oceánicas, la topografía de las masas excedentes o masas visibles y del fondo oceánico no visible respectivamente. Para realizar el estudio isostático y del movimiento potencial de las cuencas sedimentarias, proponemos la siguiente metodología:

- (I) Normalizar a la corteza superior, es decir corregir a la anomalía de Bouguer Observada por el efecto gravimétrico de los sedimentos de masas ms. En general la geometría del depósito sedimentario se conoce a partir de estudios sísmicos. Ellos también suelen proporcionar velocidades de ondas de compresión V_{Pi} (y a partir de ellas densidades) de los distintos estratos del paquete de sedimentos. Por tanto esta corrección se realiza sin dificultades mediante el método gravimétrico directo. De existir alteraciones en la profundidad de la discontinuidad intermedia cc generando, por ejemplo, una antirraíz de espesor s' determinado por métodos sísmicos, ellas originan efectos gravimétricos en superficie que deben ser calculados para agregar una segunda corrección a la anomalía de Bouguer observada.
- (II) A partir de la anomalía de Bouguer corregida de acuerdo con (I), definir por inversión gravimétrica la atenuación cortical a nivel del fondo de corteza M.
- (III) Realizar las correcciones isostáticas calculadas luego de predecir las "antirraíces corticales" de espesores:

$$AR_1 = K_1 hs_1 - K_2 s'$$

con hsi: espesor sedimentario, s' : espesor anómalo en corteza intermedia;

$$K_1 = \frac{\rho_{ci} - \rho_s}{\rho_{ms} - \rho_{ci}}, \quad K_2 = \frac{\rho_{ci} - \rho_{cs}}{\rho_{ms} - \rho_{ci}}$$

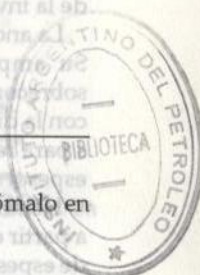
con ρ_{cs} : densidad de corteza superior, ρ_s : densidad de los sedimentos; ρ_{ms} : densidad del manto superior y ρ_{ci} : densidad de la corteza inferior. En esta forma se balancea el déficit de las masas (ms) del depósito sedimentario con las masas (mms) provenientes tanto del manto superior que colman el espacio originado por la atenuación del fondo de corteza como de las masas anómalas ubicadas a nivel de la discontinuidad intermedia cc.

Si afectamos a las anomalías de Bouguer observadas de las correcciones (I) y (III) obtendremos una anomalía isostática que es un indicador potencial cualitativo del grado de equilibrio o futuro movimiento de la cuenca (Introcaso *et al.*, 1992 (a)). En efecto, si la anomalía isostática es positiva, habrá posibilidades de subsidencia; por el contrario, si la anomalía isostática es negativa, deberíamos esperar levantamientos.

Con los espesores AR' de la antirraíz de masa mAR , definida en (II), los espesores hs de la cuenca y las densidades de corteza y manto superior podremos -como veremos- encontrar cuantitativamente (en monto y signo) el movimiento potencial isostático. Nuestro análisis considera que el estiramiento o cualquier otro mecanismo que altere el espesor cortical subsedimentario ha cesado. Sin embargo, ello no garantiza la estabilidad de la cuenca; por el contrario, ella podría moverse verticalmente en el futuro buscando el restablecimiento del equilibrio isostático. Una forma rápida de evaluar el resultado isostático es comparar las dimensiones de las antirraíces definidas en (II) y (III). En efecto, el grado de coincidencia o discrepancia entre ellas es un indicador del grado de compensación.

Con el fin de clarificar el método y sus distintas etapas, comenzamos por considerar la anomalía de Bouguer que proporciona un modelo teórico de cuenca sedimentaria emplazada en una corteza excesivamente atenuada (Fig 1), con $s' = 0$, es decir cc sin modificaciones.

Esta figura muestra: (a) la anomalía de Bouguer o anomalía de Aire Libre dado que el modelo presenta la superficie cortical al nivel del mar ($H=0$). Ella se obtiene sumando algebraicamente los efectos gravimétricos de ms y mAR en



estaciones ubicadas de 5 km en 5 km; (b) los efectos gravimétricos del depósito sedimentario ms; (c) la anomalía de Bouguer observada y corregida por el efecto de los sedimentos (a) y (b); (d) la corrección isostática obtenida en base a la antirraíz determinada con la expresión (1) de (III); (e) la anomalía isostática obtenida desde (c) y (d). Notemos que la antirraíz de Fig. 2 puede ser pensada como definida a partir de la inversión de la anomalía obtenida en (c).

La anomalía isostática es simétrica y fuertemente positiva. Su amplitud máxima es de unos + 68 mGal y revela sobrecompensación o exceso de antirraíz. La cuenca, junto con la discontinuidad intermedia, debería subsidir un cierto s para recuperar el equilibrio isostático. Al mismo tiempo el espesor de la antirraíz disminuiría en el mismo valor s.

Hemos encontrado la expresión que permite determinar s a partir de igualar presiones en el fondo de la corteza normal de espesor T_n . Las columnas en juego son, pues, la "normal" y la que contiene tanto a la cuenca sedimentaria de espesor (hs + $_$) como a la discontinuidad intermedia cc que también subside en un valor s y a la "antirraíz de espesor : AR - s:

$$S = \frac{Tcs \times ocs + Tci \times oci + hs \ os + R' \ oms - Tn/2 (ocs + oci)}{oms - os} \quad (2)$$

con : R' : antirraíz obtenida por inversión gravimétrica; hs : profundidad de la cuenca antes del ajuste; Tcs : espesor de la corteza superior subsedimentaria; Tci : espesor de la corteza inferior; os, ocs, oci y oms : densidades respectivas de los sedimentos, de la corteza superior, de la corteza inferior y del manto superior.

Retomemos el ejemplo del modelo teórico. Si en él calculamos el espesor medio hm del depósito sedimentario de fondo escalonado : columnas A, B, C, D y E de espesores 2, 4, 6, 4 y 2 km respectivamente, tendremos :

$$hs = \frac{360 \text{ km}^2}{100 \text{ Km}} = 3,6 \text{ Km}$$

Si hacemos lo mismo con las antirraíces de las columnas A, B, C, D y E de 4, 9, 15, 9 y 4 km respectivamente, tendremos una atenuación media :

$$AR' = \frac{820 \text{ Km}^2}{100 \text{ Km}} = 8,2 \text{ Km}$$

Reemplazando hs y AR' y asumiendo las densidades del modelo de Fig. 1 en (2), obtenemos :

$$s = 1,84 \text{ km}$$

Por lo tanto la cuenca deberá subsidir 1,84 km en promedio, llegando a : $3,6 + 1,84 = 5,44$ km de profundidad media, mientras la antirraíz disminuirá su espesor promedio desde 8,2 km a 6,36 km. Este valor puede deducirse desde :

$$AR' = \frac{AR \ oci + hs \ ocs - h's \ os}{oms} \quad (3)$$

con AR' : espesor necesario para que la antirraíz garantice el equilibrio isostático; $h's$: espesor hs corregido por s. Para los demás valores véase (2).

Si realizamos la compensación por columnas : A y E deberán subsidir $s = 0,8$ km, B y D : 2,0 km y C : 3,6 km para alcanzar el equilibrio. El promedio pesado :

$$(2 \times 0,8 + 2 \times 2,0 + 3,6) / 5$$

vuelve a proporcionar una subsidencia media de 1,84 km.

Debemos notar que el espacio dejado por la subsidencia es colmado por sedimentos que asumimos aquí mantienen la misma densidad ρ adoptada. Luego del ajuste por columnas de ancho unitario, el exceso de masas anómalas que se ubican en el espacio dejado por la atenuación del fondo cortical ($254,4 \times 10^{15}$ g), se equilibra con la suma del déficit de masas originado por el depósito sedimentario ($-217,6 \times 10^{15}$ g) y por la "raíz ubicada desde la discontinuidad intermedia cc ($-36,8 \times 10^{15}$ g).

Esta metodología está siendo empleada por Introcaso-Núñez, en preparación para el análisis de las cuencas del Colorado, Santa Lucía y Salado, que exhiben anomalías de Bouguer positivas. Por citar sólo un ejemplo de estas altas respuestas de gravedad, véase Introcaso (1980).

Veamos ahora el método aplicado sobre una cuenca sedimentaria con anomalías de Bouguer negativas. Tomamos para ello como ejemplo a la cuenca del Bermejo (Provincia de San Juan) que presenta una nítida anomalía residual negativa (Fig. 2) con una amplitud máxima de unos -65 mGal (Introcaso *et al.*, 1990). En ella el efecto negativo se atribuye totalmente al depósito sedimentario de densidad media $\rho = 2,43$ g/cm³ ubicado sobre una corteza de espesor $T_n = 35$ km, es decir con $AR = 0$. Es claro que para lograr el equilibrio necesitaríamos ubicar masas positivas que en la hipótesis isostática atenuarían a la parte inferior de la corteza. Recordemos, no obstante, que la isostasia parece ser operativa si el ancho de las masas es suficientemente significativo (Woollard, 1959). Así, la potencia cortical podría ser suficiente para admitir el déficit del depósito sin alterar su espesor.

También los acortamientos encontrados en estas latitudes, tanto para el edificio andino como para el sector de las vecinas Sierras Pampeanas (Introcaso *et al.*, 1992 (b)), juegan un rol anti-isostático.

En efecto de la antirraíz que debería compensar el déficit de gravedad originado por el depósito sedimentario se calcula en base a (1) con $s' = 0$:

$$AR = \frac{2,7 - 2,43}{3,3 - 2,9} \quad hs = \frac{0,27}{0,4} \quad hs = 0,675 \hs \quad (4)$$

Con (3) calculamos, desde $T_n = 35$ km, la antirraíz de densidad diferencial + 0,4 g/cm³, la corrección y la anomalía isostática (Fig. 2).

El área del depósito sedimentario As es: 217,5 km². Asumiendo un ancho de 52 km tendremos el siguiente valor medio : $hs = 4,18$ km. Empleando la expresión (2) con $hs = 4,18$ km y asumiendo $AR = 0$ tendremos : $s = 1,297$ km. Por lo tanto la cuenca debería ascender hasta $(4,18 - 1,29) \text{ km} = 2,88 \text{ km}$,

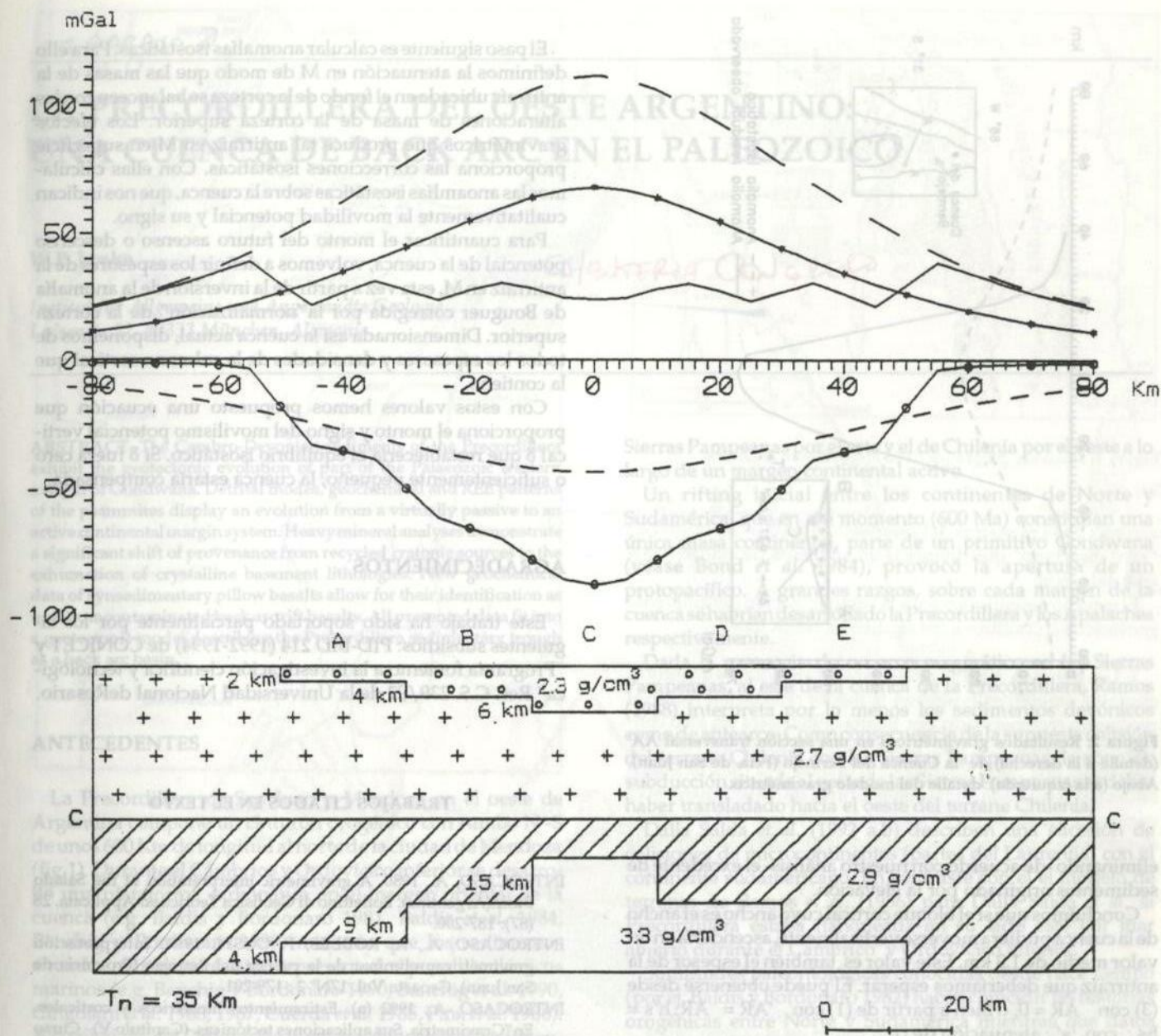


Fig. 1. Abajo: Modelo de cuenca colmada con sedimentos de densidad $\sigma_s = 2.3 \text{ g/cm}^3$ emplazada en corteza superior de densidad $\sigma_{cs} = 2.7 \text{ g/cm}^3$. La corteza inferior de densidad $\sigma_{ci} = 2.9 \text{ g/cm}^3$ presenta una significativa antirraíz colmada con materiales de manto superior de densidad $\sigma_{ms} = 3.3 \text{ g/cm}^3$.

Arriba: Efectos y anomalías de gravedad correspondientes al modelo:

- ◆◆◆ Efecto negativo de los sedimentos
- — Efecto positivo de la antirraíz
- Anomalia de Bouguer
- - - Corrección isostática
- *** Anomalia isostática

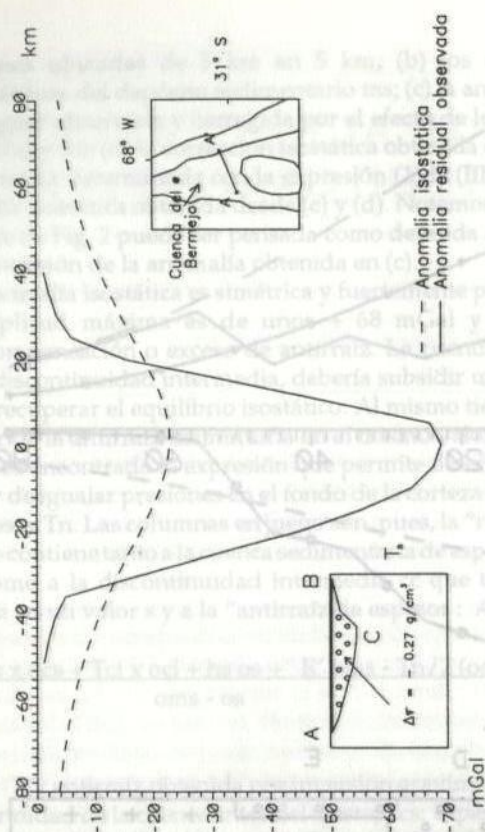


Figura 2: Resultados gravimétricos en una sección transversal AA' (detalle a la derecha) de la Cuenca del Bermejo (Pcia. de San Juan). Abajo (a la izquierda): detalle del modelo gravimétrico.

eliminando -de acuerdo con nuestro análisis- el excedente de sedimentos originado por la elevación.

Concluimos que si el bloque cortical cuyo ancho es el ancho de la cuenca pudiera moverse verticalmente, ascendería en un valor medio de 1.3 km. Este valor es también el espesor de la antirraíz que deberíamos esperar. El puede obtenerse desde (3) con $AR = 0$, o bien a partir de (1) con $'AR = AR$; $h's = hs$; con s' : atenuación de cc.

CONCLUSIONES

El análisis de la evolución futura de una cuenca sedimentaria puede realizarse a partir de resultados gravimétricos. No obstante, para ello debemos "normalizar" a la corteza superior, corrigiendo la anomalía de Bouguer observada por los efectos gravimétricos que tal "normalización" origina.

El paso siguiente es calcular anomalías isostáticas. Para ello definimos la atenuación en M de modo que las masas de la antirraíz ubicada en el fondo de la corteza se balanceen con las alteraciones de masa de la corteza superior. Los efectos gravimétricos que produce tal antirraíz en M en superficie proporciona las correcciones isostáticas. Con ellas calculamos las anomalías isostáticas sobre la cuenca, que nos indican cualitativamente la movilidad potencial y su signo.

Para cuantificar el monto del futuro ascenso o descenso potencial de la cuenca, volvemos a definir los espesores de la antirraíz en M, esta vez a partir de la inversión de la anomalía de Bouguer corregida por la "normalización" de la corteza superior. Dimensionada así la cuenca actual, disponemos de todos los espesores y densidades de la columna cortical que la contiene.

Con estos valores hemos propuesto una ecuación que proporciona el monto y signo del movimiento potencial vertical δ que restablecería el equilibrio isostático. Si δ fuera cero o suficientemente pequeño, la cuenca estaría compensada.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido soportado parcialmente por los siguientes subsidios: PID-BID 214 (1992-1994) de CONICET y "Programa fomento a la investigación científica y tecnológica" Res. C.S. 239/92 de la Universidad Nacional de Rosario.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- INTROCASO, A., 1980. A gravimetric interpretation of the Salado Basin (Argentina). *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 28 (87): 187-200.
- INTROCASO, A., A. ROBLES, F. GUSPI, 1990. Interpretación gravimétrica preliminar de la cuenca del Bermejo (Provincia de San Juan). *Geoacta Vol. 17N° 2*: 179-201.
- INTROCASO, A., 1992 (a). Estiramientos litosféricos y corticales. En "Gravimetría. Sus aplicaciones tectónicas. (Capítulo V) - Curso Internacional de post-grad. Burgués, L. - Guspi, F. - Introcaso, A. Pacino, M. C. Edición Escuela de Graduados de la Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura de la Universidad Nacional de Rosario. 60 pp.
- INTROCASO, A., M.C. PACINO, H. FRAGA, 1992 (b). Gravity, isostasy and Andean Crustal Shortening between latitudes 30 and 35° S. *Tectonophysics* 205: 31-48.
- WOLLARD, G. P., 1959. Crustal structure from gravity and seismic measurements. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 64 N° 10: 1521-1544.