

INTERPRETACION GEOFISICA DE LAS ONDULACIONES DEL GEOIDE EN ARGENTINA

María Cristina PACINO

*Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura - Universidad Nacional de Rosario
Av. Pellegrini 250 - 2000 - Rosario - Argentina .E-mail: mpacino@fceia.unr.edu.ar*

RESUMEN

El geode, por ser una superficie equipotencial del campo de gravedad terrestre, resulta de suma importancia tanto en la Geodesia como en la Geofísica.

En Geodesia representa "la figura de la Tierra" y sirve como datum del sistema altimétrico. En Geofísica es usado para verificar interpretaciones estructurales ya que contiene importante información sobre la distribución de masas en el interior de la Tierra. Así, debido a que desde un punto de vista físico las ondulaciones del geode pueden interpretarse como causadas por irregularidades en la distribución de masas en el interior de la Tierra, estas últimas -las llamadas anomalías de masas- pueden ser obtenidas por inversión desde la superficie geoidal.

En este trabajo, luego de tener en cuenta el aspecto geodésico a través de la resolución del Problema de Valor de Contorno de la Geodesia y la determinación y cálculo de un modelo geoidal para Argentina, se abordó también es aspecto geofísico a través del modelado de anomalías de masas en el interior de la Tierra para la justificación de las distintas longitudes de onda del modelo calculado.

Palabras clave: geode - gravimetría - geotectónica - inversión gravimétrica - anomalías de masas

ABSTRACT

The geoid, as an equipotential surface, plays a very important role both in Geodesy and in Geophysics.

In Geodesy it represents "the figure of the Earth" and serves as the datum of the height system. In Geophysics it is used as a constraint for geophysical structural interpretations since it contains significant information about the mass distribution inside the Earth.

Physically, geoidal undulations can be interpreted as caused by irregularities in mass distributions inside the Earth. So, these last ones - the so-called mass anomalies- can be obtained by inversion of the geoidal surface.

In this work, after taking into account geodetic aspect by means of the resolution of the Geodetic Boundary Value Problem and the determination and calculation of a geoidal model for Argentina, geophysical aspect was achieved by the modeling of mass anomalies inside the Earth for the justification of the different wavelengths of the calculated pattern.

Keywords: geoid - gravity - geotectonics - gravity inversion - mass anomaly

INTRODUCCION

La gran extensión geográfica de la República Argentina ofrece una amplia diversidad de entidades geológicas, cada una con características propias en lo atinente a su génesis, morfología, fisiografía, estado isostático, etc. Las particularidades de cada región - Cordillera Andina, Sierras Pampeanas, Llanura Pampeana, cuencas sedimentarias, etc.- se traducen también en anomalías geoidicas cuya interpretación geofísica debe abordarse con diferentes metodologías y, en consecuencia, debe llevarse a cabo en forma particular.

El objetivo final de este trabajo se centra en la determinación de una estructura litosférica que justifique las anomalías del geode detectadas en la región andina, por ser estas las anomalías más amplias y destacables no sólo de la Argentina, sino también de todo el continente sudamericano.

La Cordillera Andina, con 8000 km de longitud,

ancho máximo de 400 km y picos que alcanzan los 7000 m, es considerada como una estructura de escala global. Su génesis y evolución pueden ser perfectamente explicadas dentro del marco de la tectónica de placas (Kono *et al.*, 1989). De acuerdo con Isacks (1988), Giese y Reuter (1987), entre otros, los Andes se originaron principalmente como consecuencia de la subducción cenozoica.

Entre 180 Ma y 135 Ma atrás, Sudamérica estaba bajo esfuerzos de tracción. Durante el Cretácico, la estructura andina reversó su estado de tensión de traccional a compresivo y comenzó su ascenso. Procesos intermitentes en el Cenozoico (Frutos, 1981) originaron estructuras muy diferentes (Wortel, 1984). Una característica de los Andes es la existencia de zonas de silencio sísmico a profundidades que varían entre 100 y 200 km, dependiendo del ángulo de inclinación de la placa subductada (Barazangi y Isacks, 1976). Estas zonas se corresponden exactamente, en proyección vertical, con regiones de actividad volcánica reciente en superficie (Frutos, 1981; Hamus

y Vaneck, 1978).

Los Andes de Argentina y Chile, extendidos al sur de la latitud 22° S, pueden caracterizarse tectónicamente por:

- Subducción normal, de unos 30° de inclinación entre 22°S y 27°S y entre 33°S y 45°S.
- Subducción aplastada, subhorizontal, entre 27°S y 33°S.

Teniendo en cuenta principalmente la disposición geográfica de la estructura Andina, los datos gravimétricos existentes fueron organizados de manera tal que conformen secciones transversales Este-Oeste. Estas secciones fueron extendidas hacia el Oeste internándose en el Océano Pacífico hasta sobrepasar la fosa oceánica y algunos fueron prolongados hacia el Este hasta alcanzar la costa Atlántica. Quedaron así constituidas 14 secciones gravimétricas, dispuestas como se esquematiza en la Figura 1. Cada una de ellas

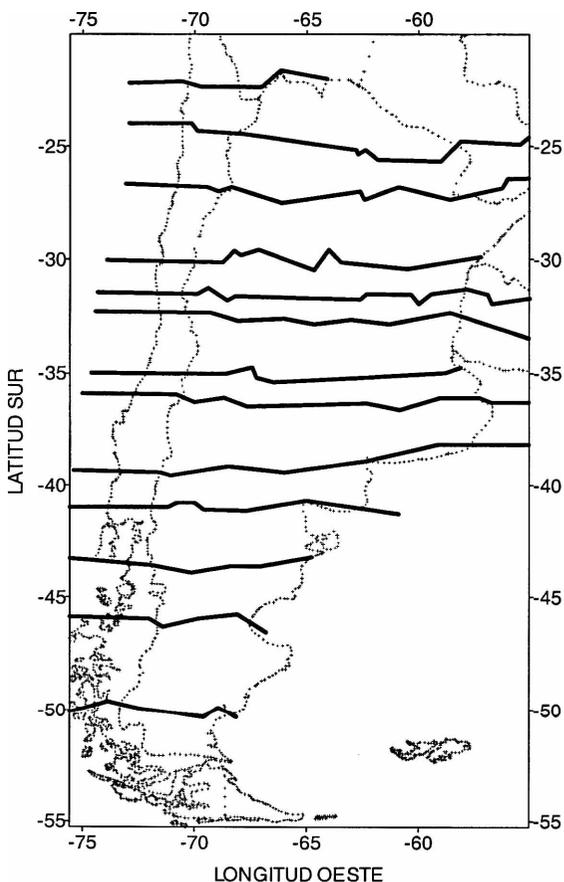


Figura 1. Esquema que muestra la disposición de las 14 secciones gravimétricas armadas a partir de los datos de gravedad disponibles para Argentina y países vecinos.

fue objeto de estudios detallados y todas las secciones mencionadas fueron además recientemente integradas en un estudio regional sobre la Cordillera Andina (Introcaso *et al.*, 2000). Interesan aquí en particular los estudios isostáticos realizados.

ANÁLISIS ISOSTÁTICO EN LA CORDILLERA ANDINA

En el estudio realizado por Introcaso *et al.* (2000) se calcularon correcciones isostáticas en las hipótesis de Airy (o hipótesis hidrostática), de Pratt (o hipótesis térmica) y de Vening Meinesz (o hipótesis flexural) y se construyeron cartas de anomalías de Aire Libre y de Bouguer, de correcciones isostáticas, del Moho hidrostático y por inversión gravimétrica.

La gran consistencia entre estas cartas expresan alto grado de equilibrio isostático en escala regional. El análisis flexural desarrollado pone en evidencia que la compensación sigue principalmente un modelo tipo Airy o bien un modelo flexural con bajo espesor elástico equivalente.

El análisis comparativo realizado entre acortamientos predictivos y reales resultó otro indicador del equilibrio isostático en términos de la hipótesis de Airy. Estas consideraciones condujeron a los autores a afirmar que la Cordillera Andina se halla, en términos generales, isostáticamente compensada bajo las condiciones impuestas por un modelo "tipo Airy" y, en consecuencia, es lícito aplicar las ecuaciones planteadas por Haxby y Turcotte (1978) para el cálculo de anomalías geoidales ya que, como destacara Dahlen (1982), estas expresiones son excelentes aproximaciones siempre que la longitud de onda (300 a 500 km en este caso) sea muy inferior al radio terrestre. Estas ecuaciones pueden escribirse como:

$$\Delta a = \frac{\pi G}{g} \sigma_c \left[2Th + \left(\frac{\sigma_m}{\sigma_m - \sigma_c} \right) h^2 \right] \quad (1)$$

para expresiones topográficas sobre el nivel del mar, o como

$$\Delta a = \frac{\pi G}{g} (\sigma_c - \sigma_a) \left[2Th + \left(\frac{\sigma_m - \sigma_a}{\sigma_m - \sigma_c} \right) h^2 \right] \quad (2)$$

para topografía sumergida bajo el nivel del mar. Siendo Δa , anomalía del geoide; G, constante de gravitación universal; g, aceleración de la gravedad sobre la superficie; T, espesor cortical normal; h, altitud (sobre o bajo el nivel del mar); σ_c , σ_m y σ_a valores de densidad de corteza, manto y agua respectivamente.

Así, a partir de las altitudes tomadas del Modelo Digital de Elevaciones de Green y Fairhead (1991) y aplicando las ecuaciones (1) y (2) adoptando para T, σ_c ,

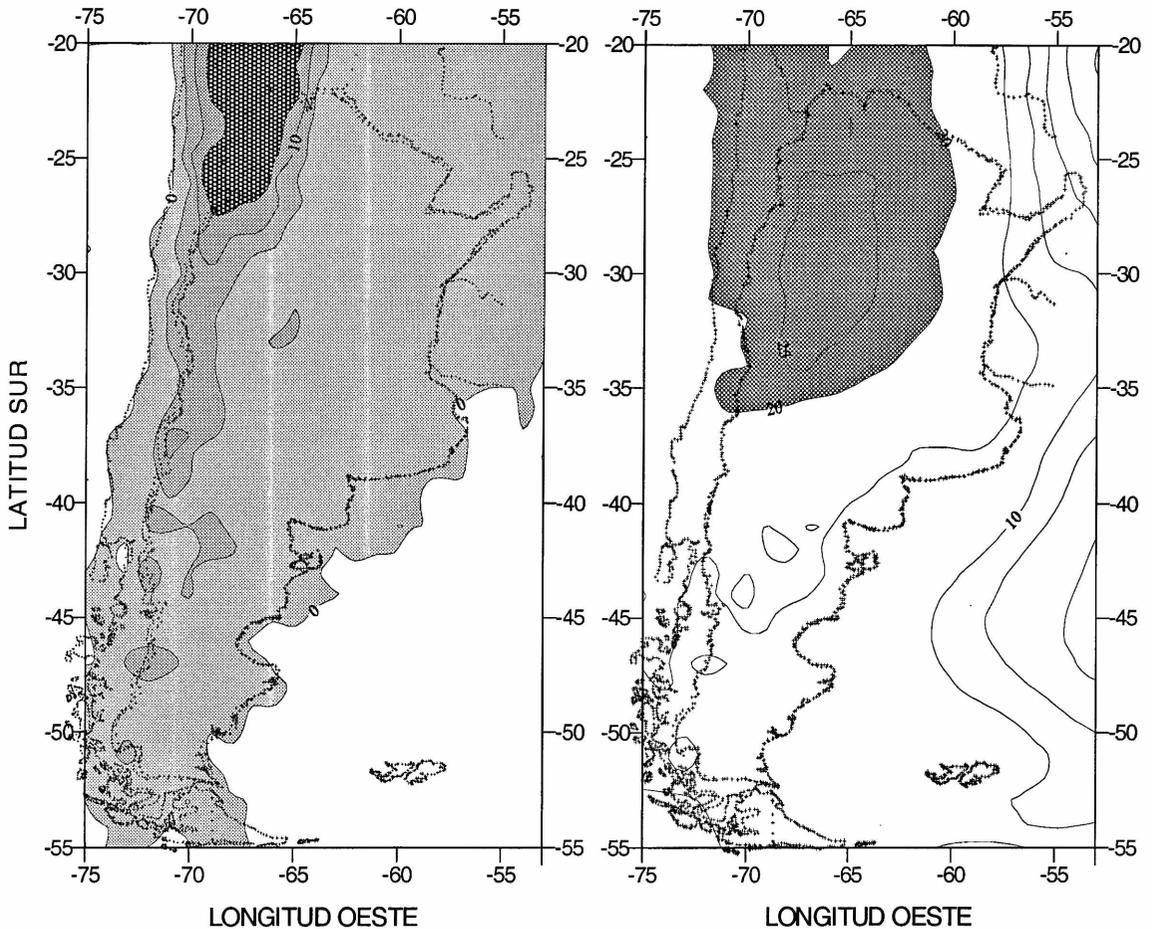


Figura 2. (a) Modelo de geoido topoisostático de Argentina. (contornos en metros)
(b) Geoido residual. (contornos en metros)

σ_m y σ_a los mismos valores asumidos en el cálculo de anomalías isostáticas en la hipótesis de Airy, se calcularon valores de Δa para Argentina, conformando el llamado "geoido topoisostático" de Figura 2, con valores máximos que alcanzan los 30 metros.

Si se descuentan los valores de anomalías geoidicas Δa de Figura 2 (a) -vinculadas exclusivamente con los excesos topográficos y bajo la hipótesis de compensación isostática perfecta en el concepto de Airy- del modelo de geoido observado de Pacino (1999), se obtienen valores de N que se representan en Figura 2 (b) y que conforman un geoido de mayor longitud de onda. En este modelo sobresale una anomalía que supera los 25 metros y que se localiza en el sector de las Sierras Pampeanas. Esta anomalía puede relacionarse con dos factores importantes:

1- La ineficacia de un modelo tipo Airy en la zona, ya que las raíces corticales que este modelo predice son excesivas para justificar la anomalía de Bouguer

observada. Como ya fuera afirmado por Introcaso *et al.* (1987), Introcaso y Huerta (1972), la génesis de las Sierras Pampeanas puede ser mejor explicada por el ascenso de materiales de corteza inferior a través de un modelo de fallas listricas.

2- Heterogeneidades de masas en el manto debidas a la subducción horizontal de la Placa de Nazca.

LAS ANOMALÍAS DEL GEOIDE COMO EXPRESIÓN DE HETEROGENEIDADES DE MASAS

Como ha sido señalado por Introcaso *et al.* (2000), las anomalías del geoido exhiben, en la zona ecuatorial, máximos que alcanzan en Nueva Guinea los 100 metros mientras que en el este de Africa, en la zona del Altiplano y en la fosa de Perú - Chile llegan a unos 40 metros. Por otro lado en las zonas polares así como en el sur de la India se observan anomalías negativas.

Las ondulaciones del geoido en grandes amplitudes (40 a 100 m) extendidas a varios cientos de

kilómetros siguen siendo enigmáticas. Desde los trabajos pioneros de Kaula (1972 a y b) muchos autores han intentado vincular las ondulaciones del geode con regiones tectónicas.

Correlaciones entre alturas del geode y edades oceánicas han sido establecidas, entre otros, por Haxby y Turcotte (1978), Chapman (1979) y Crough (1979); mientras Chase (1979) y Crough y Jurdy (1980) encontraron independientemente vinculaciones entre las ondulaciones del geode y puntos calientes (hot spots). Los últimos autores presentaron contornos de elevaciones del geode en la zona ecuatorial que encierran a la mayor parte de los puntos calientes conocidos.

Convección en el manto inferior (asociada con ondulaciones del geode) ha sido informada por Chase (1979) y por debajo del Océano Pacífico por Mc Kenzie *et al.* (1980). Además son de gran interés los estudios de Woodhouse y Dziewonsky (1984) y Nataf *et al.* (1981) quienes en base a tomografía sísmica encontraron, analizando en 3D las velocidades sísmicas anómalas, evidencias de zonas más densas (frías) y menos densas (calientes) asociadas con probables corrientes convectivas descendentes y ascendentes, respectivamente.

Numerosos autores han separado, algo convencionalmente, a las anomalías del geode en tres bandas. Por ejemplo, longitudes de onda cortas, de hasta aproximadamente 200 a 300 km (Mc Adoo, 1981), que son dominadas por efectos corticales (Watts y Talwani, 1975) longitudes de onda intermedias, desde 300 a 3000 km, y largas longitudes de onda mayores que 3000 km, vinculadas con procesos subcorticales. Las longitudes de onda intermedias fueron consideradas como originadas por el efecto de las placas subductadas (Mc Adoo, 1981, Chase, 1979, Davies, 1981); mientras las longitudes de onda largas en general han sido asociadas con convección profunda (Mc Kenzie *et al.*, 1980, Chase, 1979), a partir de indicadores indirectos.

En lo esencial y tomadas en general, estas anomalías no presentan correlación con la topografía. No obstante existen regiones como la zona de subducción (con la fosa incluida) y el cinturón andino que exhiben buena correlación entre las ondulaciones del geode y la topografía (Souriau y Souriau, 1983; Ricard *et al.*, 1984).

Una explicación ha sido atribuida a la subducción fría y densa de la placa oceánica por debajo de la placa sudamericana. Chase (1979) obtuvo para la entidad subducción - estructura andina una residual de +20 m restando del mapa del geode observado con un máximo de unos 40 m, el mapa producido por los efectos de la placa fría subductada (descompensada), también con unos 20 m de máximo.

Desde hace mucho tiempo se ha reconocido que los sistemas de subducción se asocian con altos de

gravedad (Hayes, 1966; Grow y Bowin, 1975). De modo que parecen ser dos las contribuciones al alto de gravedad: efecto subcortical de la placa subductada y efecto cortical debido a las masas andinas y su compensación. Froideveaux y Isacks (1984) para una sección de los Andes centrales, correlacionaron tanto en longitud de onda como en amplitud el excedente de las masas andinas con una ondulación del geode sobreimpuesta a una más amplia anomalía vinculada probablemente con convección profunda. No obstante, siguiendo el trabajo de Mc Adoo (1981), esta anomalía podría justificarse -al menos en buena parte- por los efectos de la losa fría subductada. El autor aludido señaló que las losas oceánicas pueden contribuir sustancialmente al campo potencial gravitacional en longitudes de onda intermedias y en parte largas (grados 3 o 4 en el desarrollo en serie de funciones armónicas esféricas).

LAS CORTAS LONGITUDES DE ONDA DEL GEOIDE

Es sabido que la mayor parte de la topografía terrestre está isostáticamente compensada, y si bien la suma de masas topográficas y de compensación resulta nula, al prevalecer en superficie el efecto de la masa topográfica (+m) por sobre el de la masa compensadora (-m), la equipotencial se elevará siguiendo a la topografía, aunque atenuadamente.

Asumida la bidimensionalidad de la Cordillera Andina (Lomnitz, 1962; Introcaso, 1993) la determinación de las ondulaciones del geode en este sector provocadas por las distintas inhomogeneidades de masas a distintos niveles puede simplificarse empleando expresiones 2D (Chapman, 1979; Introcaso, 1997) para el cálculo del potencial de las masas anómalas y aplicando los resultados obtenidos en la clásica fórmula de Bruns.

El principal problema que se plantea al aplicar dichas expresiones 2D es que al resultado obtenido debe adicionarse una constante C que está indeterminada. Por lo tanto los valores de N así calculados podrían emplearse sólo para establecer la "forma" que seguiría la ondulación del geode pero no su valor en términos absolutos.

No obstante pueden obtenerse valores de N a partir del cálculo de las diferencias de potencial ΔV debidas a pares de estructuras +m; -m isostáticamente compensadas, ya que las constantes a aplicar para cada una de ellas tienen el mismo valor absoluto y signo contrario.

Así, asumiendo que los excedentes de masas de la topografía andina se compensan localmente en el concepto de Airy con déficit de masas en las raíces corticales, se calcularon en las 14 secciones de Figura 1 valores de V_T (potencial gravitacional debido a la masa topográfica +mT) y V_C (potencial gravitacional debido a la masa de la raíz compensadora -mC). Con estos valores se obtuvieron las diferencias de potencial

$\Delta V_{T,C}$ y a partir de ellas $N_{T,C}$ como

$$N_{T,C} = \frac{\Delta V_{T,C}}{\gamma}$$

Con γ gravedad media sobre la superficie terrestre.

Interpolando los resultados obtenidos en las 14 secciones gravimétricas mencionadas, se obtiene un mapa de contornos de $N_{T,C}$ prácticamente coincidente con el de Figura 2(a). El geode residual resulta en consecuencia totalmente compatible con el de Figura 2(b).

Como comprobación adicional del grado de equilibrio isostático en la hipótesis de Airy se calcularon también en las 14 secciones gravimétricas en estudio, valores del potencial V_R debido a las masas $-mR$ resultantes de la inversión gravimétrica de las anomalías de Bouguer regionalizadas en cada una de las secciones.

De acuerdo con los estudios de acortamiento desarrollados por Introcaso *et al.* (2000), los apartamientos entre $-mR$ y $-mC$ son pequeños, con máximas diferencias de unos pocos kilómetros en la definición de la discontinuidad de Mohorovicic, es decir a profundidades cercanas a los 60 km. Estas circunstancias hacen que los valores de V_R calculados prácticamente coincidan con los valores de V_C y en consecuencia $N_{T,R} \cong N_{T,C}$, siendo

$$N_{T,R} = \frac{\Delta V_{T,R}}{\gamma}$$

Con $\Delta V_{T,R}$ diferencia de potencial entre las masas $+mT$ y $-mR$.

LAS LONGITUDES DE ONDA INTERMEDIAS Y LARGAS DEL GEOIDE

Para interpretar estas anomalías del geode se dividió a la zona en estudio en tres sectores, de acuerdo con las características tectónicas de la zona de subducción de la placa de Nazca ya expuestas y con los contornos de la zona de Wadati-Benioff señalados por Isacks, 1988 y Jordan *et al.*, 1983:

- Un sector de subducción "aplastada" (entre 27°S y 33°S).
- Dos sectores de subducción "normal" (uno al norte de 27°S y otro al sur de 33°S).

En el estudio de campos potenciales debidos a estructuras someras es válido emplear aproximaciones planas para el cálculo del potencial gravitacional. Las estructuras profundas en cambio, como las que nos ocupan en este caso, requerirán el uso de aproximaciones esféricas o elipsoidales cuya aplicación es bastante complicada.

No obstante, si bien las diferencias que se obtienen de la aplicación de una u otra aproximación son del orden del 10% (Wang, 1998), todas las incertidumbres involucradas en el problema del modelado geofísico no justificarían la aplicación de aproximaciones esféricas.

Siguiendo entonces lo expuesto al analizar las cortas longitudes de las ondulaciones del geode, se calcularon en los sectores de subducción normal las diferencias de potencial $\Delta V_{P,D}$ originadas por los pares de masas anómalas bidimensionales $+mP$ (placa de Nazca) y $-mD$ (cuña astenosférica interpuesta o diapiro) que permitieron conocer la anomalía geodica como:

$$N_{P,D} = \frac{\Delta V_{P,D}}{\gamma}$$

Para el dimensionamiento de la placa de Nazca y de la cuña astenosférica interpuesta se recurrió al modelo utilizado por Introcaso y Pacino (1988 a). Este se corresponde bien en longitud de onda del geode observado, mientras la máxima amplitud (aproximadamente 15 metros) está en el orden de magnitud encontrado en cálculos similares en el oeste del Pacífico (Mc Adoo, 1981).

En el sector de subducción subhorizontal se calculó el potencial debido a la placa subductada siguiendo la geometría y contraste de densidades asumidos por Introcaso y Pacino (1988 b). Aquí la ausencia de cuña astenosférica actuando como masa compensadora del efecto de la placa de Nazca plantea la necesidad de adoptar un valor para la constante de integración. Se tuvieron en cuenta las siguientes alternativas:

- 1- La zona de subducción subhorizontal no se encuentra isostáticamente compensada.
- 2- El exceso topográfico ($+mT$) se encuentra totalmente compensado por la raíz andina ($-mC$) con tendencia al autobalance de estructuras ubicadas a mayor profundidad.
- 3- El equilibrio isostático tiene lugar a nivel del fondo de la placa subductada. En este caso, la raíz cortical ($-mR$) debería aumentar su masa respecto de ($-mC$) para compensar no sólo el efecto del exceso topográfico ($+mT$) sino además el efecto de la placa subductada ($+mP$). Esta posibilidad ya fue investigada por Introcaso y Pacino (1989), Introcaso y Pacino (1988 b), quienes modelaron gravimétricamente secciones andinas en 30°S, 31,5°S y 32°S respectivamente corrigiendo la anomalía de Bouguer observada y regionalizada (con valores máximos de unos -300 mGal) por el efecto positivo de la placa oceánica. Al invertir estas anomalías corregidas, el espesor cortical se incrementó entre 4 y 6 km respecto de los modelos basados sólo en la estructura corteza - manto superior, en concordancia con los valores sísmicos publicados por Regnier *et al.* (1994) para secciones cercanas.

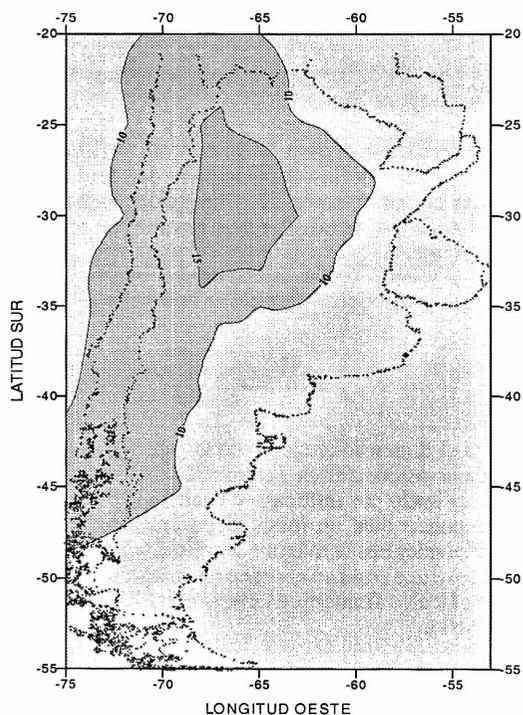


Figura 3: Anomalías del Geoide originadas por el efecto del sistema de subducción. (contornos en metros).

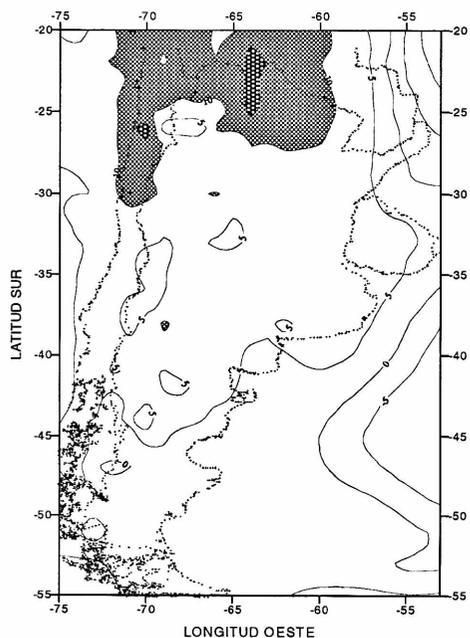


Figura 4. Geoide residual obtenido al descontar del geoide observado de Pacino (1999) los contornos de N de Figs. 2(a) y 3. (Contornos en metros).

La ubicación del techo de la losa subductada, prácticamente adyacente a la raíz cortical, hace pensar que en la región el sistema Andino podría funcionar en conjunto (Topografía + Raíz + Placa) buscando el equilibrio hidrostático. Además, las pequeñas anomalías isostáticas calculadas en la zona y la ubicación de los datos sísmicos publicados por Regnier *et al* (1994) llevan a considerar la tercera hipótesis planteada como la más plausible.

Se calcularon entonces en las secciones gravimétricas comprendidas entre 22°S y 45°S valores de N debidos a la influencia del sistema de subducción utilizando las ecuaciones planteadas por Chapman (1979). Su integración se representa en el mapa de contornos de Figura 3.

Sustrayendo ahora del geoide observado de Pacino (1999) los correspondientes valores de los contornos de N de Figuras 2 (a) y 3 se obtiene el geoide residual de Figura 4.

Nótese que ahora casi la totalidad del territorio queda incluido dentro de una longitud de onda mucho más amplia y de menor amplitud (N=5 m), con una tendencia de crecimiento suave hacia el norte.

Esta longitud de onda larga residual podría justificarse con probable convección profunda (Mc Kenzie *et al.*, 1980; Chase, 1979; Froideveaux e Isacks, 1984). Otro hecho interesante de destacar es que los mismos modelos de corteza - manto superior encontrados en el estudio individual de cada una de las secciones gravimétricas permite reproducir tanto las anomalías regionales de Bouguer como las ondulaciones del geoide. Esto señala que de no disponer de valores gravimétricos pero sí de ondulaciones geoidales confiables es posible deducir al menos en términos generales, la estructura cortical (Pacino e Introcaso, 1997, Introcaso y Pacino, 1999).

CONSIDERACIONES FINALES Y CONCLUSIONES

Puede señalarse que las masas topográficas son responsables sólo de la alta frecuencia de las ondulaciones geoidales, siendo la discontinuidad de Mohorovicic el principal control de las longitudes de onda regionales del geoide.

En efecto, ha sido ampliamente reconocido que el llamado Moho es la principal fuente de anomalías de masas en la corteza y manto superior ya que es la interface sobre la cual ocurren importantes contrastes de densidades (valores entre -0,4 y -0,6 g/cm³ son los más frecuentemente empleados) y muestra muy grandes variaciones en su profundidad (entre 10 y 70 km).

Ha sido probado que en la Argentina las profundidades del Moho se relacionan directamente

con la topografía a través de la concepción isostática de Airy, con pequeños apartamientos que no superan el 10%. En consecuencia, es posible evaluar la contribución sobre el geode de toda la corteza en su conjunto.

De acuerdo con los cálculos efectuados en este trabajo, esta contribución alcanza un máximo de 25 m en la región noroccidental del país, justificando así sólo la mitad del geode observado (50 m en dicha zona).

Para la justificación de la anomalía geóidica remanente, totalmente desvinculada de los efectos corticales, se analizó la posible influencia del sistema de subducción Placa de Nazca - Placa Sudamericana. Los estudios realizados indican una máxima contribución de 15 m en coincidencia con la región de subducción aplastada.

La integración de todas las contribuciones consideradas justifica la casi totalidad del geode observado, obteniéndose un geode residual de muy amplia longitud de onda que abarca todo el cono sur sudamericano, con amplitud promedio de 5 m y con un muy suave ascenso hacia el norte y que podría vincular con anomalías de masas a gran profundidad.

Como la mayoría de los problemas geofísicos de modelado, existen incertidumbres en diversas etapas del proceso. La poca información adicional disponible no reduce demasiado las ambigüedades. El geode residual presentado debe interpretarse entonces como una estimación promedio debido a las incertidumbres involucradas en la determinación de los parámetros que dimensionan al sistema de subducción. Sin embargo, constituye una importante contribución para la interpretación de las anomalías geóidicas en nuestro país.

Agradecimientos: Este trabajo fue parcialmente financiado por PIP N° 0367-98 (CONICET) y 19-1080 (UNR)

REFERENCIAS

Barazangi, M. and Isacks, B., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4: 686-692.

Chapman, M., 1979. Techniques for interpretation of geoid anomalies. *J. Geophys. Res.*, 84: 3793-3801.

Chase, C. G., 1979. Subduction, the geoid, and lower mantle convection. *Nature*, 282: 464 - 468.

Crough, S. T. and Jurdy, D., 1980. Subducted lithosphere, hot spots and geoid. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 48: 15-22.

Dahlen, F. A., 1982. Isostatic Geoid Anomalies on a sphere. *J. Geophys. Res.*, 87: 3943-3947.

Davies, G., 1981. Regional compensation of subducted lithosphere: effects on geoid, gravity and

topography from a preliminary model. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 54: 431-443.

Froideveaux, C. y Isacks, B., 1984. The mechanical state of the lithosphere in the Altiplano-Puna segment of the Andes. *Earth & Planet. Sci. Lett.*, 71: 305-314.

Frutos, J., 1981. Andean tectonics as a consequence of sea floor spreading. *Tectonophys.*, 72: 21-32.

Giese, H. y Reuter, K. J., 1987. Movilidad de los márgenes continentales activos en los Andes Centrales. Investigaciones alemanas recientes en Latinoamérica. *Deutsche Forschungsgemeinschaft (Bonn) and Instituto de Colaboración Científica (Tubingen)*, pp. 35-38.

Green, C. M. y Fairhead, J. D., 1991. The South American Gravity Project. En: *Recent Geodetic and Gravimetric Research in Latin America*. Editado por W. Torge. Springer-Verlag, Berlin.

Grow, J. A. y Bowin, C. O., 1975. Evidence for high-density crust and mantle beneath the Chile trench due to the descending lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 80(11): 1449-1458.

Hamus, V. y Vaneck, J., 1978. Morphology of the Andean Wadati-Benioff zone, andesitic volcanism and tectonic features of the Nazca Plate. *Tectonophys.*, 44: 65-77.

Haxby, W. F. y Turcotte, D. L., 1978. On Isostatic Geoid Anomalies. *J. Geophys. Res.*, 83 (B11):5473-5478.

Hayes, D. E., 1966. A geophysical investigation of the Peru-Chile trench. *Mar. Geol.*, 4: 309-351.

Introcaso, A., 1993. El levantamiento andino. Su explicación a partir del método gravimétrico. *Anal. Acad. Nac. Cs. Ex. Fís. Nat.*, 45: 223-242.

Introcaso, A., 1997. *Gravimetría*. UNR editora. 355 pp.

Introcaso, A. y Huerta, E., 1972. Perfil gravimétrico transcontinental en el paralelo 32°S. *Rev. IPGH*, 22: 133-159.

Introcaso, A., Lion, A., Ramos, V., 1987. La estructura profunda de la Sierra de Córdoba. *Rev. AGA: XLII (1-2): 177-187.*

Introcaso, A y Pacino, M. C. 1988 (a). Gravity Andean model associated with subduction near 24° 25' South Latitude. *Rev. de Geofísica*, 44: 29-44. Introcaso, A. y Pacino, M. C. 1988 (b). Modelo gravimétrico de corteza y manto superior bajo el segmento Argentino-Chileno en la latitud 32° Sur. *V Congreso Geológico Chileno*. Actas II: F 63 - F 76.

Introcaso, A. y Pacino, M. C. 1989. Sección gravimétrica desde Argentina Central hasta Porto Alegre y costa afuera en la latitud 30° Sur. *1° Congreso de la Sociedade Brasileira de Geofísica (SBGf)*. Actas II: 555 - 560.

Introcaso, A., Pacino, M. C. y Guspí, F. 2000. The Andes of Argentina and Chile: crustal configuration, isostasy, shortening and tectonic features from gravity data. *Colección Temas de Geociencia N°5*. UNR Ed. 31 pp.

- Introcaso, A. y Pacino, M. C., 1999. La estructura cortical andina en 30° Sur obtenida a partir de las ondulaciones del geoid. *International Geoid Service Bull.*, 9: 135-141.
- Isacks, B., 1988. Uplift of the Central Andes plateau and bending of the Bolivian orocline. *J. Geophys. Res.*, 93: 3211-3231.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V. y Ando, C., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94: 341-361.
- Kaula, W., 1972 (a). Global gravity and mantle convection. *Tectonophysics*, 13: 341-361.
- Kaula, W., 1972 (b). Global gravity and tectonics. In: *The nature of the solid earth. E. Robertson Ed., Mc Graw Hill*, N.Y.: 385 - 405.
- Kono, K., Fukao, Y. y Yamamoto, A., 1989. Mountain building in the Central Andes. *J. Geophys. Res.*, 94: 3891-3905.
- Lomnitz, C., 1962. On Andean Structure. *J. Geophys. Res.*, 67 (1): 351-363.
- Mc Adoo, D. C., 1981. Geoid Anomalies in the Vicinity of Subduction Zones. *J. Geophys. Res.*, 86 (B7): 6073 -6090.
- Mc Kenzie, D., Watts, A., Pearson, B. y Roufosse, M., 1980. Platform and mantle convection beneath the Pacific Ocean, *Nature* (288): 442 - 446.
- Nataf, H., Froideveaux, C., Levrat, J. y Rawinowicz, M., 1981. Laboratory convection experiments: effect of lateral cooling and generation of instabilities in the horizontal boundary layers. *J. Geophys. Res.*, 86: 6143-6154.
- Pacino, M. C. e Introcaso, A., 1997. Justificación de la Longitud de Onda Andina del Geoid en una sección en 24,5° de Latitud Sur. *V Congreso Internacional de la Sociedad Brasileira de Geofísica (SBGf)*. Actas V: 1021 - 1023.
- Pacino, M. C., 1999. Geoides y Estructura Litosférica en la Argentina. *Tesis de doctorado*. Universidad Nacional de Rosario. 107 pp.
- Regnier, M., Chiu, J., Smalley, F., Isacks, B. y Araujo, M., 1994. Crustal thickness variation in the Andean foreland, Argentina, from converted waves. *Bull. Of the Seismol. Soc. Of América*, 84 (4): 1097-1111.
- Ricard, Y., Fleitout, L., Froideveaux, C., 1984. Geoid heights and lithospheric stresses for a dynamic earth. *Anales Geophysicae*, 2-3: (267-286).
- Souriau, M. and Souriau, A., 1983. Global tectonics and geoid. *Physics of the earth and Plan. Int.*, 33: 126-136.
- Wang, Z., 1998. Geoid and crustal structure in Fennoscandia. *Publication of the Finnish Geodetic Institute*. N° 126: 118 pp.
- Watts, A. and Talwani, M., 1975. Gravity effect of downgoing lithosphere slab behind island areas. *Geolog. Soc. Amer. Bull.*, 86: 1-4.
- Woodhouse J. and Dziewonsky, A., 1984. Mapping the upper mantle: three dimensional modeling of earth structure by inversion of seismic wave-forms. *J. Geophys. Res.*, 89: 5953-5986.
- Wortel, M. J. R., 1984. Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone. *J. of the Geolog.*