

Tercer Encuentro de Jóvenes Investigadores - San Juan 2014

**ONDULACIONES DEL GEOIDE Y ANÁLISIS ISOSTÁTICO 3D
DEL EXTREMO SUR DE LA PROVINCIA DE SAN JUAN Y EL
CENTRO-ESTE DE LA PROVINCIA DE MENDOZA**

Estudio de la Tierra y el Espacio

- Instituto Geofísico Sismológico
Volponi. CONICET - UNSJ

INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se desarrolla desde los 32° S hasta los 34° 30' S y entre los meridianos 69° 30' W hasta 67° 30' W. Abarcando completamente la subcuenca de Cacheuta (extremo norte de la cuenca Cuyana). Extendiéndose desde el extremo sur de la provincia de San Juan y el centro-este de la provincia de Mendoza, República Argentina. Está limitada en el oeste por la Cordillera Frontal y Precordillera Andina, por el este con las metamorfitas y rocas ígneas del Pericratón Pampeano y vulcanitas triásicas del Grupo Choyoi. En el sur con el sistema de la Sierra Pintada, y por el norte con la Precordillera andina ya en la provincia de San Juan (ver Figura 1).

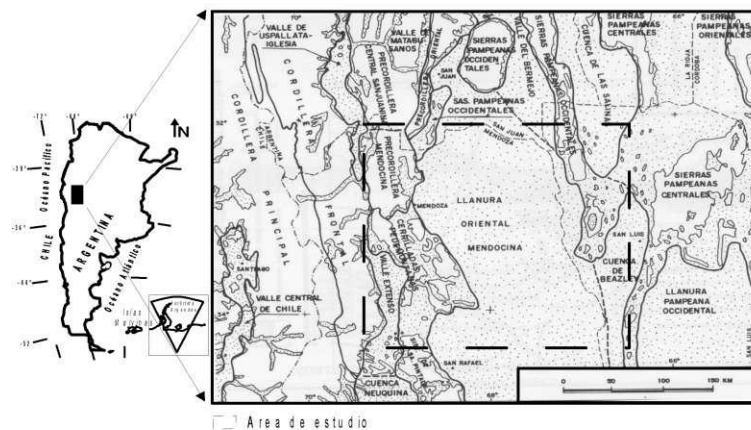


Figura 1: Ubicación del área de estudio. Dibujo extraído y modificado de Milana y Zambrano (1993).

Presenta una disposición alargada en sentido NNO-SSE, acorde con su origen tafrogénico, producido por la reactivación de viejas fallas eopaleozoicas, dentro de un marco de esfuerzos extensionales, habiéndose producido la apertura con posterioridad a las efusiones del Ciclo Magmático Variscico, (Rolleri y Criado Roque, 1968). La cuenca del tipo rift, se remonta al Triásico inferior (Uliana and Biddle, 1988; Ramos, 1992; Legarreta et al., 1993), producto de esfuerzos extensionales que provocaron un hundimiento escalonado de bloques a través de fallas lístricas con una superficie de despegue de bajo a moderado ángulo (Boll y de la Colina, 1993). Posteriormente, en el Cenozoico la cuenca fue sometida a esfuerzos compresionales producto de la orogenia andina y reactivada como una cuenca de antepaís andino (Ramos, 1992).

En el presente trabajo, a partir de mediciones de gravedad del área de estudio, se han planteado mediante dos técnicas diferentes y modernas, el estado de compensación isotático de la subcuenca de Cacheuta y las ondulaciones del geoide. La primera, basada en Introcaso, (1993), por el cual se evalúa el estado isostático 3D en base a un

sistema clásico de compensación del tipo Airy en corteza estirada. La segunda técnica empleada, más novedosa, fue desarrollada por el grupo de geofísica del IFIR- UNR, y por la cual se calculó el potencial perturbador del campo gravitatorio, las ondulaciones del Geoide, y se evaluó el estado isostático por ésta técnica, finalmente se compararon los resultados obtenidos.

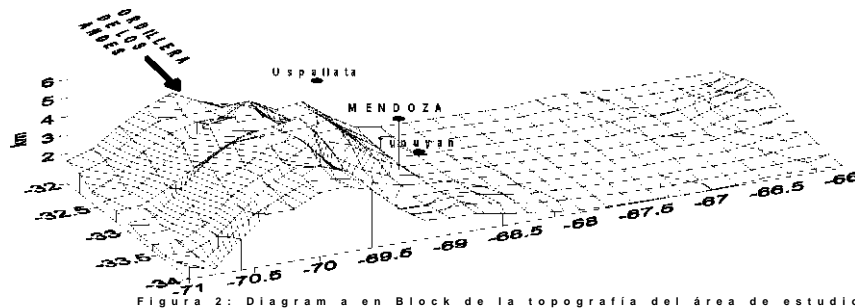


Figura 2: Diagram a en Block de la topografía del área de estudio.

METODOLOGÍA

Mediciones gravimétricas

Se contó con una carta de valores relativos de gravedad de YPF, la cual fue ajustada y vinculada al valor de gravedad de Miguelete, en el Sistema IGNS 71. Posteriormente se calculó las anomalías de Aire Libre y las de Bouguer. Para la corrección de Aire Libre se adoptó el gradiente vertical normal -0.3086 mGal/m , en tanto que para la corrección de Bouguer (CB) se adoptó una densidad de 2.67 g/cm^3 , resultando $CB=0.1118 \times H$; donde H es la altura sobre el nivel medio del mar expresada en metros. Se obtuvo así una carta de anomalías simples de Bouguer (ver Figura 3).

Análisis Isostático clásico

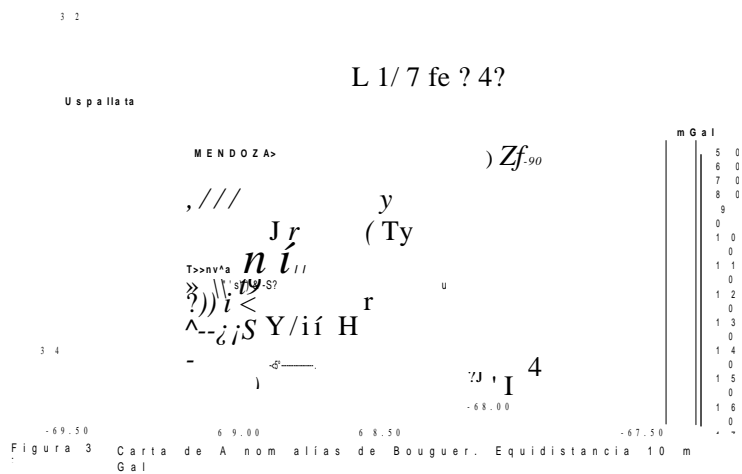
La hipótesis isostática de Airy, supone que cada trozo de corteza está en equilibrio hidrostático. Cuanto más profunda es la cuenca sedimentaria, mayor es la antirraíz ascendida desde el nivel normal de corteza (T_n). Todo pasa como si cada prisma vertical de distinto tamaño que compone a la corteza terrestre, flotara en un material viscoso que le permitiera realizar lentos movimientos verticales en busca del equilibrio hidrostático. La metodología clásica en el análisis de anomalías isostáticas requiere conocer en áreas continentales y oceánicas, la topografía de las masas excedentes (masas visibles), y del fondo oceánico no visible respectivamente. Para el caso que nos ocupa de cuencas sedimentarias continentales, analizaremos la hipótesis de Airy, siguiendo las ideas de Introcaso (1993):

Asumimos una cubeta colmada de sedimentos emplazada en una corteza simple con

la discontinuidad de Mohorovicic y que la corteza ha sido atenuada ante una fuerte distensión. Asumimos una cubeta colmada de sedimentos emplazada en una corteza simple con la discontinuidad de Mohorovicic y que la corteza ha sido atenuada ante una fuerte distensión. Tomamos dos bloques adyacentes, uno de corteza normal (T_n) y el otro con una carga sedimentaria de espesor h_s y una antirraíz Ar . Igualando las presiones en el fondo de la corteza y encontramos la relación:

$$Ar = \frac{a_{ci} - a_s}{a_m} h_s \quad (1)$$

Donde a_{cs} la densidad de la corteza superior, a_{ci} la densidad de la corteza inferior, a_m la densidad del manto superior y a_s la densidad de los sedimentos.



Determinación de Densidades

Por el análisis de perfiles sísmicos de refracción realizados por YPF, se encontró una velocidad promedio para las ondas de compresión. De esta manera se obtuvieron la densidad de los sedimentos, resultando ser $a_s = 2.3 \text{ g/cm}^3$.

Tomamos un valor de 2.70 g/cm^3 para la densidad de la corteza superior (a_{cs}) (basamento de la cuenca), extrapolarlo valores obtenidos por Cominguez (1989), para estudios de sismica profunda en la zona del Ramplón (zona norte del área de estudio, y de información sismológica de Regnier et al. (1994), para la Sierra de Pie de Palo y la Precordillera sanjuanina).

La densidad de la corteza inferior (a_{ci}) se asume de 2.9 g/cm^3 , y la del manto superior (a_m) de 3.3 g/cm^3 , basándonos en valores medios mundiales consignados por Woollard (1969); Pacino e Introcaso (1988), entre otros. Hemos compatibilizado las densidades reales con las de nuestro modelo. Por consiguiente, reemplazando en (1) los valores de densidades, se obtiene que $Ar = h_s$.

Corrección por Efecto del Relleno Sedimentario

Se dispuso de una carta inédita (perteneciente a Y.P.F.), de isóbatas de basamento cristalino, determinada mediante sísmica de reflexión. Asimilando las isóbatas a láminas poligonales cerradas (ver Figura 4). Mediante un número impar de ellas, para posibilitar la integración numérica (Talwani and Ewing, 1960; Guspí et al., (1987), se evaluó el efecto gravimétrico del paquete sedimentario (ES), ver Figura 5. La carta de anomalías de Bouguer corregidas por efecto sedimentario (ABC), será:

$$ABC = AB - ES \tag{2}$$

En la Figura 6, se puede observar la carta de anomalías de Bouguer corregida por el efecto de los sedimentos, respondiendo únicamente a efectos profundos.

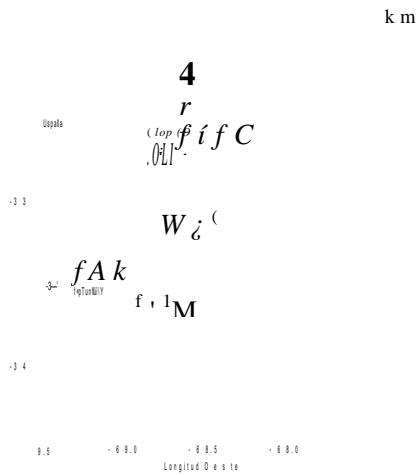


Figura 4: Carta de isobatas de basamento de la cuenca. Ecuidistancia 1 km

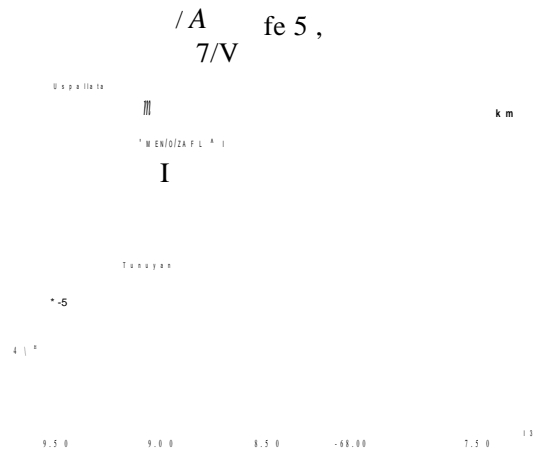


Figura 5: Carta de efectos gravimétricos de los sedimentos, calculados con una densidad de 2.3 g/cm³

Modelo hidrostático

Se calculó en base a la predicción simple $AR = hs$, que ya fuera comentada. A la antirraíz obtenida, se la afectó de los valores de las hipotéticas raíces pertenecientes a las sierras vecinas, incluyendo la Cordillera y Precordillera andina, calculadas con:

$$AR = \frac{G_t}{G_{ms} - G_{ci}} H \tag{3}$$

Donde AR es la raíz por debajo del espesor cortical normal, G_t la densidad de la masa topográfica (2.67 g/cm³) utilizada en la corrección de Bouguer, G_{ms} la densidad del manto superior (3.3 g/cm³), G_{ci} la densidad de corteza inferior (2.9 g/cm³), H la altura promedio respecto del nivel medio del mar (figura 2). Es decir que las raíces predichas fueron calculadas mediante:

$$AR = 0.675XH \tag{4}$$

Asumiendo 33 km para el espesor de corteza normal (Woollard, 1969; Introcaso et

al., 1992; entre otros), se confeccionó la carta del Moho Hidrostático (Figura 7), que involucra antirraíces bajo la cuenca y raíces de las áreas aledañas, incluyendo la cordillera Andina. El efecto gravimétrico directo que producen las raíces y antirraíces (Figura 8), invertido de signo, se corresponde con la corrección Isostática (CI).

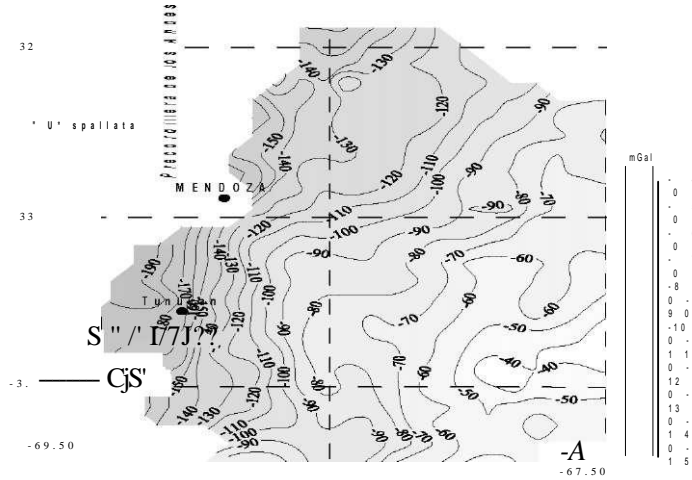


Figura 6: Carta de Anomalía de Bouguer corregida por el efecto gravimétrico de los sedimentos

Finalmente para el cálculo de la anomalía Isostática (AI), Figura 9, se procedió a descontar de la carta de anomalía de Bouguer corregida por efecto sedimentario (ABC), la carta de efecto directo del Moho Hidrostático, Figura 8. Obteniéndose:

$$AI = ABC - CI \quad (5)$$

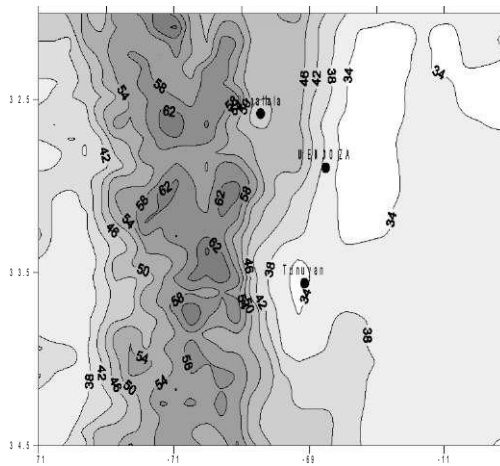


Figura 7: Carta del Moho Hidrostático. Equidistancia 4 mGal. T₀ = 3.511

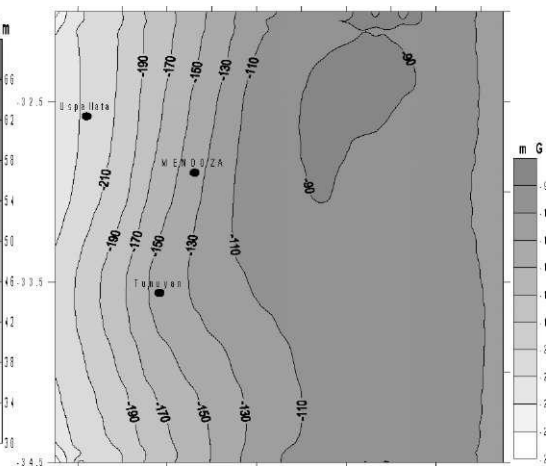


Figura 8: Carta de efectos gravimétricos del Moho Hidrostático. Equidistancia 20 mGal.

Cálculo de las Ondulaciones del Geoide

A partir de la carta de Anomalías de aire libre corregida por el efecto topográfico, se obtuvo la carta de anomalías de Faye. La corrección topográfica se realizó a partir de los modelos de elevación digital del terreno y utilizando el software Oasis montaj. Esta carta de anomalías de Faye puede observarse en Figura 10. La fórmula de Bruns, permite obtener las ondulaciones del Geoide (N), mediante el cociente entre

el potencial de gravedad y el valor de gravedad normal, como sigue:

$$N = -\frac{V}{\gamma} \quad (6)$$

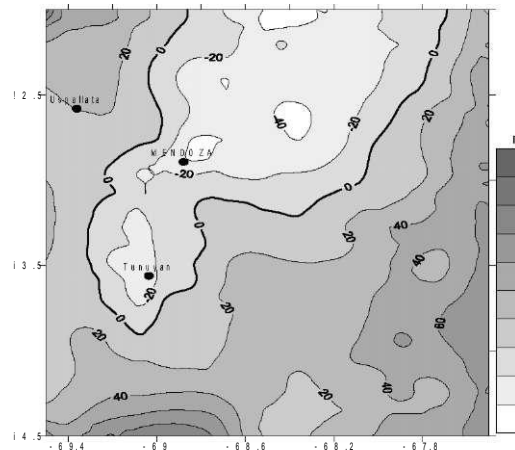


Figura 9: Carta de Anomalías Isostáticas en el concepto de Airy.

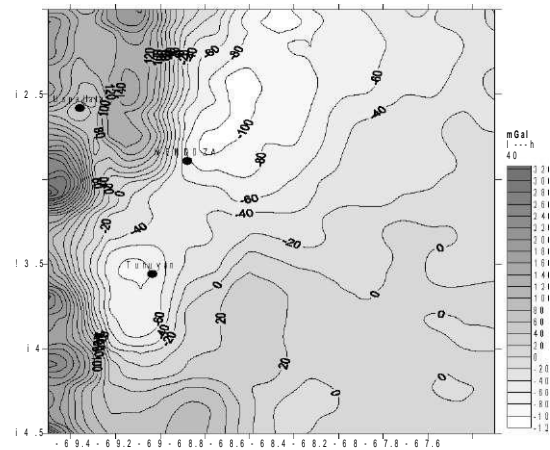


Figura 10: Anomalías de Faye. Equidistancia 20 mGal.

Donde V es el potencial perturbador que provoca un cuerpo en la corteza terrestre, γ es el valor de gravedad normal (980 Gal) y N es la ondulación del geode provocada por el campo perturbador V .

Con los valores de la carta de anomalía de Faye (Figura 10), se pretende obtener el potencial de gravedad, para luego calcular por diversas técnicas modernas desarrolladas en el IFIR-UNR, las ondulaciones del geode. *a) Método basado en distribuciones de densidades planas (ficticias)* Sabemos que la densidad volumétrica para una tierra irrotacional y homogénea es:

$$\rho = \frac{\Delta g(x, y, z)}{2\pi G} \quad (7)$$

Si ahora consideramos un plano de cota $z=0$, y proyectamos esta densidad volumétrica en el, se obtiene una densidad superficial de:

$$\sigma = \frac{\Delta g(x, y)}{2\pi G} \quad (8)$$

Si evaluamos el potencial para un punto externo al plano, asumiendo que la densidad superficial no varía, tendremos que el potencial será:

$$V = \iint \frac{\sigma}{r} = \iint \frac{\Delta g}{2\pi G r} dx dy \quad (9)$$

Por lo tanto, si calculamos las ondulaciones del geode en una primera aproximación, aplicando la formula de Bruns, expresión (6), mediante esta técnica tenemos:

$$N = -\frac{V}{\gamma} = -\frac{\Delta g}{2\pi G \gamma} \iint dx dy \quad (10)$$

Esta expresión (10), permite calcular las ondulaciones residuales del geode.

Se ha utilizado ésta expresión para dicho cálculo, mediante un software desarrollado por el grupo de geofísica del IFIR -UNR. Para lo cual se utilizó la carta de anomalías de Faye. En Figura 11, se puede observar el resultado obtenido mediante ésta técnica.

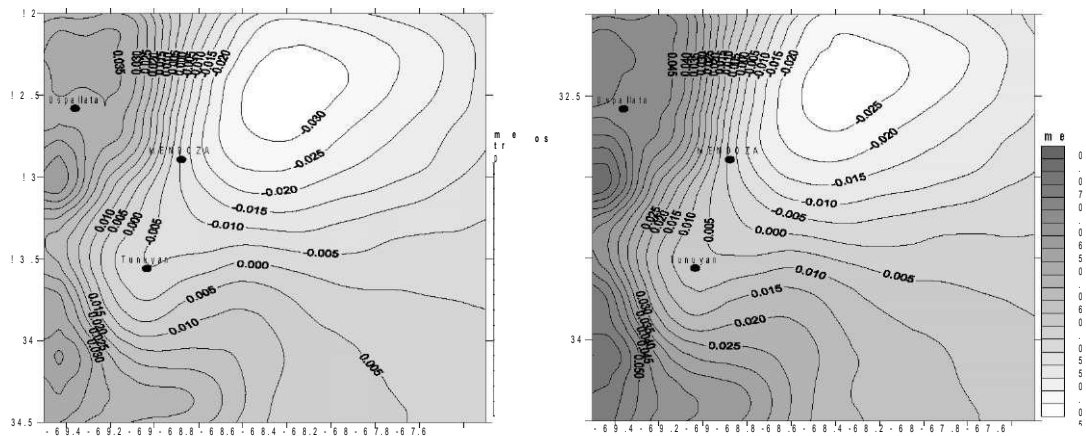


Figura 11: Ondulaciones del Geoide, obtenidas con el método de Stokes en el plano. Figura 12: Ondulaciones del Geoide, obtenidas con el método de Stokes de fuentes equivalentes.

b) Método basado en fuentes puntuales equivalentes

Esta técnica creada por Guspí et al., (2004), consiste en encontrar un conjunto de fuentes puntuales ubicadas a una profundidad constante, capaz de reproducir la anomalía observada. Este proceso es iterativo, tratando de minimizar en cada paso los residuos entre los valores calculado y observados, hasta que dicha diferencia esté por debajo de la tolerancia prefijada. Una vez obtenidas las fuentes puntuales que reproducen dicha anomalía, a partir de ellas se calcula el potencial gravitatorio, y con este a través de la fórmula de Bruns, las ondulaciones del geoide.

$$V_{hi} = G \sum_k X_k^m + \sum_{k=1}^n Y_{rk} \hat{X}_k Gmk \quad (11)$$

En Figura 12, se ha graficado el geoide calculado mediante fuentes equivalentes.

c) Ondulaciones del geoide hidrostático.

Por este método se obtienen las ondulaciones del geoide, para una corteza en equilibrio hidrostático, o se en el concepto isostático de Airy. Se partió de una carta con valores planialtimétricos como la que se observa en Figura 2. A partir de ella y mediante software desarrollado por Crovetto (2004), en el IFIR- UNR, permite obtener las raíces que producirían las columnas topográficas, como si estuviesen en equilibrio isostático en el concepto de Airy. Para lo cual se consideró una corteza normal T_n de 33 km, una densidad de corteza superior de $2,67 \text{ g/cm}^3$, y un contraste de densidad Manto superior-corteza de 0.4 g/cm^3 . Las ondulaciones del geoide hidrostático, se puede observar en Figura 13.

Finalmente, se evaluó las ondulaciones residuales del geoide entre la carta de Figura

11 (método de Stokes en el plano), y las ondulaciones del geode hidrostático de Figura 13. Esto con el objeto de analizar el grado de compensación isostática que existe en la región. En Figura 14, se ha graficado la carta de ondulaciones residuales del geode.

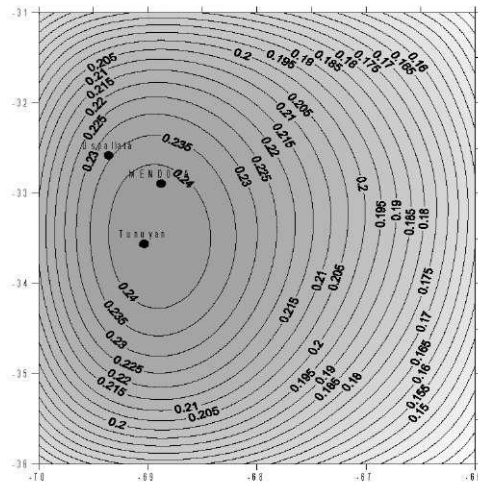


Figura 13: Ondulaciones del Geode isostático en el concepto de Airy. El espesor normal de corteza $T_n=33$ km.

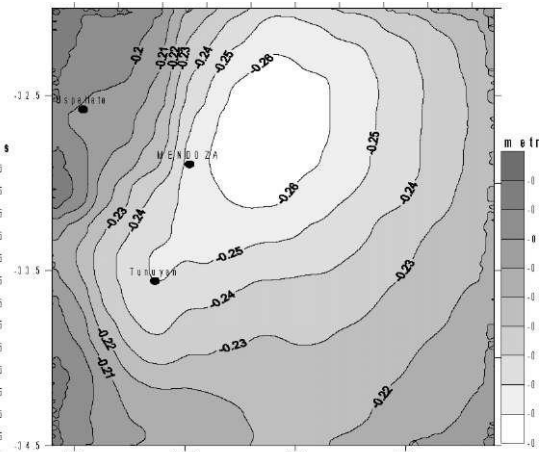


Figura 14: Ondulaciones residuales del Geode, obtenidas de diferencia entre el N obtenido por el método de Stokes y el N predicho para un modelo hidrostáticamente compensado.

RESULTADOS OBTENIDOS

Se partió de una carta de anomalías de Bouguer vinculada al sistema internacional de referencia de 1971, la cual es negativa, con un gradiente que aumenta hacia el oeste, producto de la raíz andina. Dado que la corrección de Bouguer elimina las elevaciones topográficas en exceso, luego se normaliza la corteza, a través de la corrección por el efecto sedimentario, la anomalía de Bouguer corregida respondería sólo a efectos gravimétricos profundos, denominamos a esta anomalía ABC. Por ello, para normalizar la corteza superior de efectos geológicos, fue necesario evaluar las columnas sedimentarias presentes en el área de trabajo, para así calcular el efecto gravimétrico que estas producen y descontarlo de la carta de anomalías de Bouguer. La carta de Figura 3, fue corregida por efecto gravimétrico de los sedimentos, estos sedimentos alargados en sentido meridiano, alcanzan profundidades del orden de 6 km y su respuesta gravimétrica de 11 mGal (Figuras 4 y 5 respectivamente).

Posteriormente, siguiendo con el concepto isostático de Airy, se evaluaron las raíces (principalmente de Cordillera Andina y Precordillera andina) y las antirraíces que producirían las columnas sedimentarias de la región de estudio, considerando un espesor cortical de 33 km. Resultando una carta de Moho hidrostático (Figura 7), con profundidades del orden de 50 km bajo la Precordillera andina y de 40 km en la

zona de la cuenca sedimentaria. El efecto gravimétrico que produce esta carta de Moho fue calculado mediante software del IFIR-UNR, considerando $T_n = 33$ km y un contraste de densidad entre Corteza y manto superior de -0.4 g/cm³. En Figura 8, se puede observar el efecto gravimétrico del Moho hidrostático. Esta carta (Figura 8), invertida de signo, sería la carta de corrección isostática.

Finalmente para el cálculo de la anomalía Isostática (AI), Figura 9, se procedió a descontar de la carta de anomalía de Bouguer corregida por efecto sedimentario (Figura 6), la carta de corrección Isostática (Figura 8).

En la carta de anomalías isostática, se aprecia una descompensación isostática. Las isoanómalas negativas circunscriben perfectamente la cuenca sedimentaria, con valores máximos de -40 mGal, indicando una evidente falta de antirraíz. Las isoanómalas positivas en los márgenes de la cuenca, manifiestan en el oeste de la carta, la falta de raíz de la Precordillera andina, alcanzando valores de isoanómalas de $+20$ mGal.

Una situación similar sucede hacia el extremo suroeste de la carta, donde los valores positivos $+40$ mGal, representan la descompensación isostática de la Sierra Pintada. Finalmente, el ato de basamento que separa las cuencas sedimentarias de Cacheuta y Beazley, también queda reflejado por las isoanómalas positivas de 40 mGal, indicando la falta de raíz de esta estructura orogénica, similar a los resultados obtenidos sobre las Sierras Pampeanas (Introcaso y Huerta, 1972; Martínez et al., 1994; Martínez, 1997).

Los resultados obtenidos en la determinación de las ondulaciones del Geoide, son: En primer término, se calcularon las ondulaciones del geoide mediante la técnica de Stokes en el plano (Figura 11), en ella se aprecia que los valores negativos están fuertemente vinculados con la subcuenca de Cacheuta y los valores positivos (en el oeste de la carta), con la Precordillera andina. Lo mismo sucede en el sector sur de la misma donde los valores positivos se corresponden con la Sierra Pintada. El cálculo realizado por el método de Fuentes Equivalentes (Figura 12), dieron resultados similares a los anteriores de Figura 11. Se debe destacar que las diferencias entre las ondulaciones del geoide obtenidas por ambas técnicas son consistentes con un error del 5%.

Además, se evaluó mediante una moderna técnica desarrollada por Croveto, (2004), las ondulaciones isostáticas, utilizando la expresión de Bruns (ecuación 6) e

introduciendo como dato de entrada las elevaciones topográficas de Figura 2. Los resultados obtenidos se pueden ver en Figura 13, en ella se aprecia una falta de antirraíz, evidenciada por los valores en defecto de las ondulaciones del geoide sobre la zona de la subcuenca de Cacheuta.

Finalmente, se calculó las ondulaciones residuales entre la carta de la Figura 11, obtenida mediante el método de Stokes en el Plano y las ondulaciones del geoide hidrostático de Figura 13. El resultado se puede ver en Figura 14, donde refuerza la idea de falta de antirraíz bajo las columnas sedimentarias. También es notable la fuerte correspondencia morfológica con la carta de anomalías isostáticas (Figura 9), calculada mediante la metodología clásica.

CONCLUSIONES

A partir de datos de gravedad que cubre completamente la subcuenca sedimentaria de Cacheuta, se evaluó mediante dos técnicas diferentes el estado de compensación isostática y las ondulaciones del geoide para ésta unidad geológica y zonas aledañas. Podemos decir, que con ambas metodologías, se alcanzaron resultados consistentes, manifestando una descompensación isostática, producida en este caso para la subcuenca por una falta de antirraíz. Es de esperar que cuando cesen los esfuerzos a los que está sometida la subcuenca, se alcance el equilibrio isostático, para lo cual será necesario un crecimiento de la antirraíz y una disminución de la columna sedimentaria, lo que provocaría en este caso un levantamiento topográfico de la región.

BIBLIOGRAFÍA

- Anzulovich,L.;Ayala,M.;Cerdán,J.;Lay,R.;Orozabala,G.;Regazzoni,C.;Romano,H.;
Scolari,J.;Boggetti,D;2001.Descubrimiento de un nuevo yacimiento en la cuenca Cuyana,
Cañada Dura, mendoza. Boletín de Informaciones Petroleras BOP, N° 66: 27-37.
- Cominguez,A.;1989.Análisis Sísmico profundo en la zona de Ramblón,Mendoza,
Argentina.Acta Reunión sobre Geotranssectas de América del Sur, Mar del Plata.:54- 57.
- Gardner,G.H.F.;GARDNER,L.W.;GREGORY,R.;1974.Formation velocity and Density-The
Diagnostic Basis for Stratigraphic Traps.Geophysics, 39,770-780.
- Guspi,F.;Introcaso,A.;Huerta,E...;1987.Calculation of gravity effects of tridimensional
structures by analytical integration of a polyedric approximation and application to

the inverse problem. *Geofis. Int.*,26,3:407-428.

Introcaso,A.;Huerta,E.;1972.Perfil gravimétrico trascontinental sudamericano (32°S). *Rev. I.P.G.H.*, 21(22): 133-159.

Introcaso,A.;Pacino,M.C.;Fraga,H.;1992.Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30° S and 35°S.*Tectonophysics*, 205:31-48. Introcaso, A.1993.Predicción del Movimiento vertical de una cuenca sedimentaria utilizando el Método gravimétrico.XII Cong.Geol.Argentino y II Cong. de Exploración de Hidrocarburos.Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Legarreta,L.;Kokogian,D.A.;Dellape,D.;1993.Estructuración Terciaria de la Cuenca Cuyana.Cuanto de inversión tectónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*,47(1):83-86.

Martinez,M.P.;Gimenez,M.E.;Introcaso,A.;Robles,J.A.;1994.Anomalía Isostática de la Sierra de Pie de Palo.San Juan,Argentina.7° Congreso Geológico Chileno.V.1. Pg.657-661.

Martínez,M.P.;1997.Estudio del levantamiento de la Sierra de Valle Fértil.(Provincia de San Juan).Tesis Doctoral.F.C.E.I.A-U.N.R 153 p.

Pacino,M.C.;Introcaso,A.;1988.Modelo gravimétrico sobre el sistema de subducción Placa de Nazca Sudamericana en la latitud 33°Sur.V Congreso Geol.Chileno.T2:77- 89.

Ramos,V; 1992.Control geotectónico de las cuencas triásicas de Cuyo. *Boletín de Informaciones Petroleras.Tercera Epoca.Año IX, N° 31,pp.2-9.* Regnier,M.;Chiu,J.M.;

Smalley,R. ;Isacks,B.L.;Araujo,M.; 1994.Crustal Thickness Variation in the Andean Foreland,Argentina,from Converted Waves.*Bulletin of the Seismological Society of America*,V.84,4:1097-1111.

Rolleri,E.D.;Criado Roque,P.;1968.La cuenca triásica del norte de Mendoza.Tercera Jornada Geológica Argentina,Buenos Aires. 11-76.

Talwani,M.;Ewing,M.;1960.Rapid computation of gravitational attraction of 3D bodies of arbitrary shape.*Geophysics XXV*,1:203-225.

Uliana,M.A.;Bliddle,K.T;1988.Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias*. V18:172- 190.

Woollard,G.P.;1969.Regional variations in gravity.The earth's crust and upper mantle. Ed.Pembroke J.Hart.:320-341.