

# INTERPRETACIÓN DE LA CORTEZA SUPERIOR A PARTIR DE MÉTODOS POTENCIALES EN LA REGIÓN DE LA PAYENIA Y FAJA PLEGADA Y CORRIDA DE MALARGÜE

Sheila ANCI<sup>1</sup>, Francisco RUIZ<sup>1</sup>, Federico LINCE KLINGER<sup>1</sup>, Flavia LEIVA<sup>1</sup>, Héctor GARCÍA<sup>1</sup> y Gemma ACOSTA<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto Geofísico Sismológico "Ing. F. S. Volponi" – FCEF N - Universidad Nacional de San Juan y CONICET.  
Email: sheilaanciaraniti@gmail.com

## RESUMEN

Se llevó a cabo un estudio gravi-magnetométrico a escala cortical para caracterizar los depocentros andinos del borde noroeste de la Cuenca Neuquina, situados en la provincia geológica de Payenia. Para ello se efectuaron mediciones (2240 estaciones) tanto del campo gravitatorio como magnético, apoyadas en mediciones de GPS diferencial (DGPS), valores de campo que fueron sumados a la extensa base de datos con la que cuenta el Instituto Geofísico Sismológico Volponi (IGSV). Se incorporaron datos de relevamientos aeromagnéticos suministrados por YPF S.A para cubrir las zonas sin datos terrestres. Se prepararon modelos 2D y 3D de inversión gravimétrica, con énfasis en la resolución de estructuras ubicadas al este de la sierra de Palauco. Un modelo 3D de tres capas, apoyado en densidades de afloramientos y en valores de densidad de un pozo de exploración, permitió identificar con buena resolución geométrica altos y bajos estructurales del basamento y una subcuenca no reportada hasta el presente, en el borde este de la faja plegada y corrida de Malargüe y que se acuña con los afloramientos del basamento cristalino del bloque de San Rafael. Se modeló una sección gravimétrica de detalle que brinda información 2D de la estructura del mismo, especialmente al este de la sierra de Palauco donde se observa una profundización del relleno sedimentario. El espesor de la cubierta volcánico-clástica de este depocentro presenta su máximo hacia el este acuñándose bajo el bloque San Rafael.

**Palabras clave:** *espesores sedimentarios, faja plegada y corrida, modelos gravimétricos 2D y 3D*

## ABSTRACT

*Interpretation of the upper crust from potential field methods in the region of Payenia and Malargüe fold and thrust belt*

Different geophysical techniques, such as the potential field methods, were applied to characterize Andean depocenters along the northwestern border of the Neuquén basin, in the Payenia geological province. Around of 2240 new Differential Global Positioning System (DGPS) values supported gravimetric and magnetometric measurements were complemented with over 10000 gravity values from several survey campaigns carried out by researchers from the Volponi Geophysics and Seismological Institute through the last three decades. Additionally digital data from aeromagnetic reports by Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) were provided by YPF S.A. Gravimetric and magnetometric maps were constructed to study the upper crustal sources. 2D and 3D inversion gravimetric models were prepared integrating geologic and geophysical information, with an emphasis in the resolution of structures placed to the east of Palauco. The 3D model of crystalline basement based on the average density values from a local well played a key role in identifying structural highs and lows structures already studied by other authors as well as a sub basin not yet reported. The detailed profile gives information about the 2D depocenter structure, showing a deepening and filling which wedges into a raised basement block belonging to San Rafael block. The volcanic-clastic infill of the newly reported depocenter reaches a maximum thickness of up to 4000 meters.

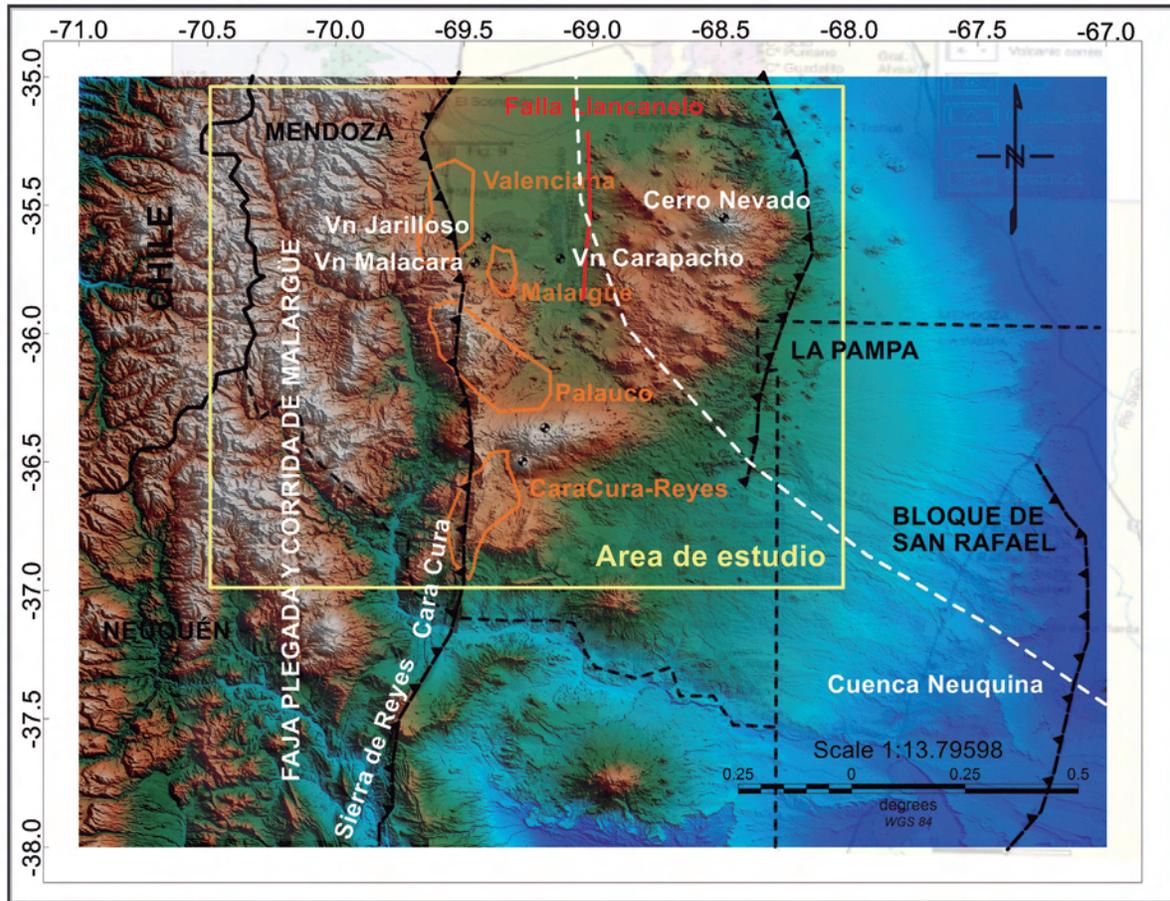
**Keywords:** *sediment thickness, fold and thrust belt, 2D and 3D inversion gravimetric models*

## INTRODUCCIÓN

Las características de la faja plegada y corrida de Malargüe, en la Cordillera Principal posibilitaron el desarrollo de una serie de depocentros o subcuencas que en el sector interno de la faja plegada se encuentran parcialmente desconectados

por altos estructurales y que hacia el sector frontal presentan mayor conectividad (Silvestro y Atencio 2009). En este trabajo se realizó un análisis gravimétrico y magnetométrico detallado en la subcuenca de Palauco (Maceda y Figueroa 1995), quedando delimitada la zona de es-

tudio entre los 35° -37° S y los 68° - 70° O región en la que se encuentran diferenciadas tres unidades morfoestructurales, tales como son: Payenia (Llambías 1966), faja plegada y corrida de Malargüe (Kozłowski *et al.* 1993) y Cordillera Principal (Yrigoyen 1972) (Fig. 1).



**Figura 1:** Mapa de ubicación de la zona de estudio basado en un modelo digital del terreno (SRTM de 90 m de resolución) que muestra los principales centros volcánicos y coladas basálticas de la provincia volcánica de Payenia, así como también los diferentes elementos morfoestructurales que involucra la zona de trabajo. Con línea blanca de trazos gruesa se muestra la geometría triangular de la cuenca Neuquina; los polígonos en naranja representan los depocentros sujetos a estudio.

La estratigrafía corresponde al sector sur mendocino de la Cuenca Neuquina, incluyendo un basamento permo-triásico asociado a fallamiento normal, cubierto por depósitos sedimentarios jurásicos, cretácicos y paleógenos preorogénicos y niveles neógenos sin orogénicos (Legarreta *et al.* 1993, Legarreta y Uliana 1999). La subcuenca Palauco, se extiende hacia el este hasta los afloramientos de basamento del bloque San Rafael. En este sector las fallas de basamento que levantaron la estructura principal se insertaron en niveles más superficiales generando estructuras frontales epidérmicas como Cerro Fortunoso y Rincón Amarillo, estas estructuras frontales representan la máxima expansión de la deformación hacia el este, por lo que representan el frente orogénico mioceno (Kozłowski *et al.*

1993, Giampaoli *et al.* 2002, Giambiagi *et al.* 2009b, Silvestro y Atencio 2009).

Los mayores espesores de la cuenca se preservan en la sierra de Palauco, con valores máximos del orden de los 2.000 m. Estructuralmente esta sierra corresponde al sinclinal desarrollado entre el flanco posterior de las estructuras centrales y las estructuras del frente de deformación (Giambiagi *et al.* 2009b).

En este trabajo las mediciones precisas de gravedad y magnéticas y su posterior interpretación permitieron identificar anomalías asociadas con depocentros y a las estructuras que los limitan, como altos estructurales o contactos (Figs. 2, 3 y 4). En la zona en estudio gran parte de los afloramientos geológicos están enmascarados por espesos mantos de basaltos por lo que los métodos potenciales han

resultado ser ideales para aportar información característica por debajo de mantos de rocas efusivas, pudiendo así extender nuestras interpretaciones hacia el este de la sierra de Palauco. En el límite con el bloque de San Rafael nuestro relevamiento gravi-magnetométrico nos permitió interpretar además de un depocentro no reportado hasta el presente que denominamos “La Regalada” (Fig. 5), patrones (fabrica magnética) con dirección NO-SE y NE-SO, atribuibles a estructuras antiguas en el basamento. Los mínimos magnéticos relacionados con el bloque San Rafael están limitados por estos trenes de estructuras con profundidades cuantificadas por los métodos de modelado semiautomático que aquí se presentan.

### MARCO GEOLÓGICO

La región bajo análisis geofísico empleando métodos potenciales está ubicada en el antepaís andino, comprende parte de las provincias geológicas de Cuenca Neuquina, Payenia y Cordillera Principal (Kozlowski *et al.* 1993). La Cuenca Neuquina fue una cuenca extensional de tras-arco formada en el borde occidental de Gondwana (Ramos 1988). Abarca una región de 115.000 kilómetros cuadrados, alcanzando espesores totales de 7 kilómetros. El relleno sedimentario está formado por depósitos asociados a una serie de transgresiones-regresiones marinas ocurridas durante el Mesozoico. El proceso de depositación se inició en el Triásico Tardío como una cuenca de *rift* que se extendió hasta el Jurásico (Legarreta y Uliana 1996, Fernandez Seveso *et al.* 1996, Barredo *et al.* 2008).

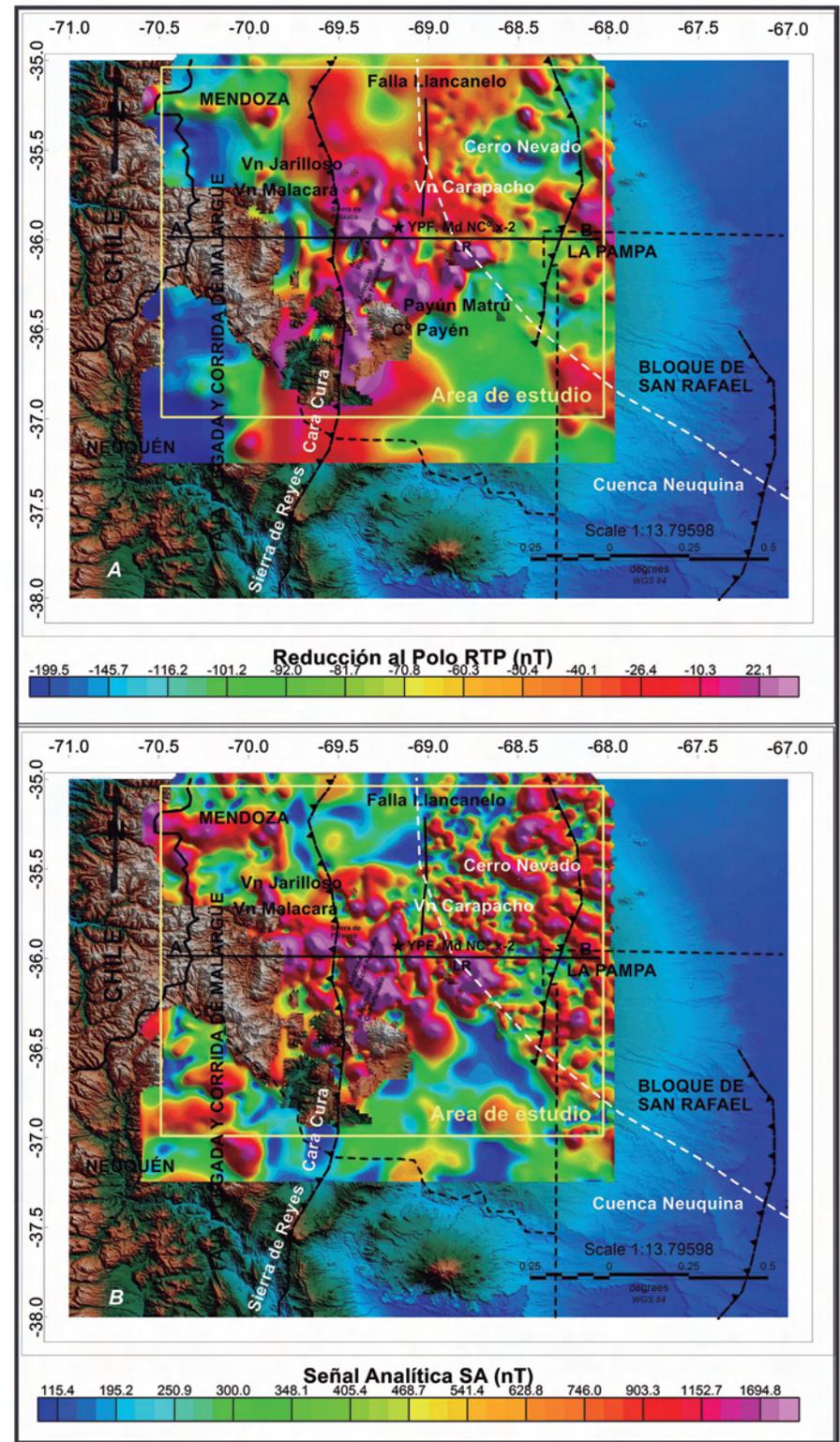
El basamento de la cuenca está integrado, en líneas generales, por rocas volcánicas del Pérmico Superior-Triásico Inferior del Grupo Choiyoi. En planta la Cuenca Neuquina posee geometría triangular (Fig. 1) y se la puede dividir en dos sectores: el sector andino ubicado al oeste (objeto de este trabajo) afectado por la deformación cretácica y cenozoica y el sector del engolfamiento, ubicado al este.

En el sector andino los depocentros que se desarrollaron durante la etapa de extensión corresponden a hemigrábenes de rumbo noroeste y nor-noreste (Maceda y Figueroa 1995). La estructura actual de la cordillera andina en este sector es compleja, dada las imbricaciones en que interviene el basamento permo-triásico y el control estructural del fallamiento extensional previo (Kozlowski *et al.* 1993, Silvestro y Atencio 2009).

En el este de la región se encuentra la subcuenca de Palauco, que se extiende hacia el oriente hasta los afloramientos de basamento del bloque de San Rafael.

Este segmento andino se desarrolla en una región donde de la zona de Benioff inclina cercano a los 30° en un ciclo de subducción subhorizontal denominado así hacia el Mioceno. (Kay *et al.* 2006).

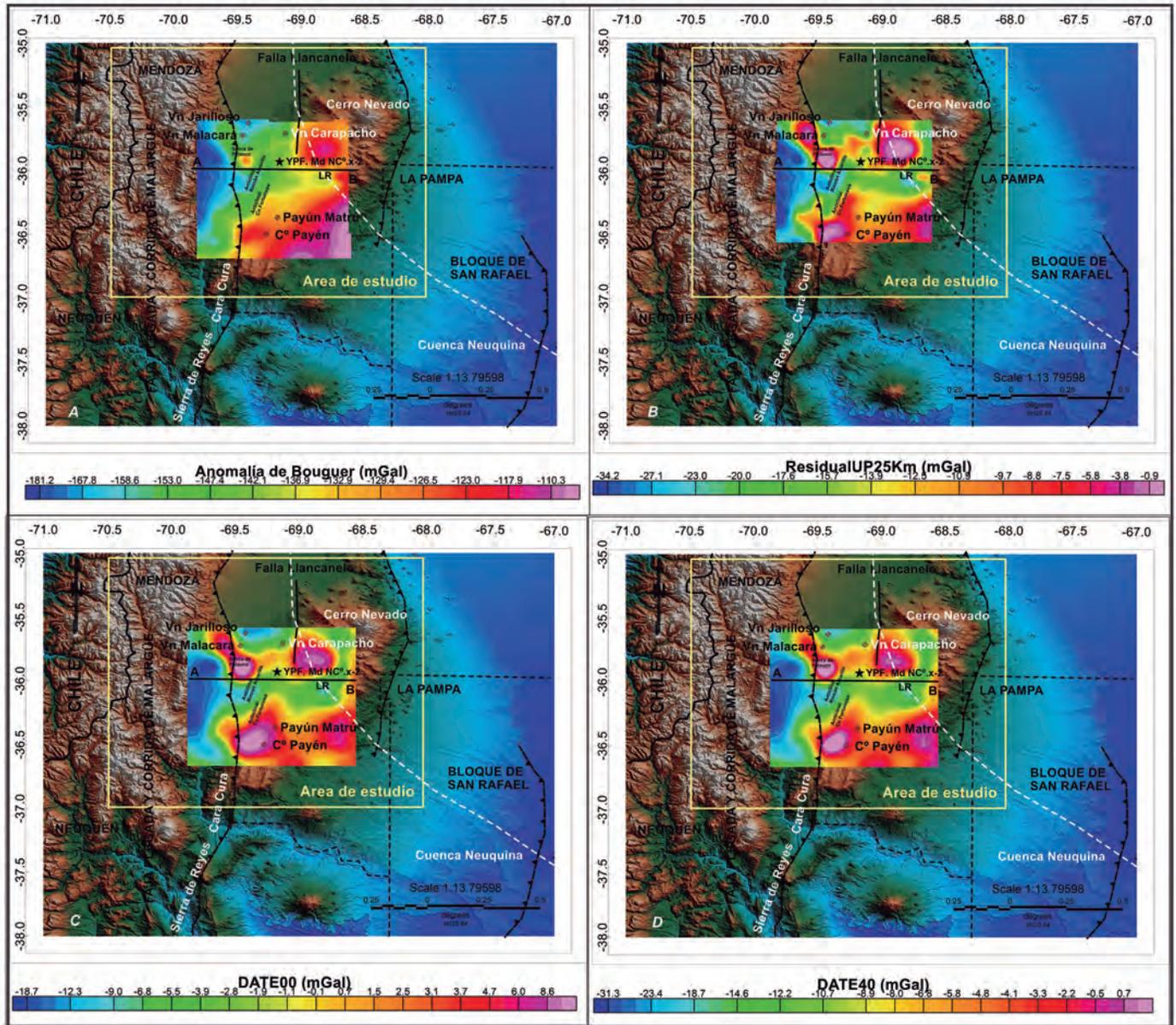
La provincia basáltica de Payenia se desarrolla al pie de los Andes entre 33°40'S y



**Figura 2:** a) Carta de anomalías magnéticas reducidas al polo; b) Mapa de señal analítica. El segmento AB representa el perfil 2D realizado en el área de estudio. LR (depocentro la Regalada). YPF. Md NC°x-2 el pozo cedido por YPF S.A.

38°S, ubicada a 500 km al este de la trinchera oceánica y que se extiende por más de 130 km de ancho (Ramos 1988). Su

nombre deriva del volcán Payén, ubicada al oeste de la caldera del volcán Payún Matru (Llambías 1966, González Díaz



**Figura 3:** a) Anomalía de Bouguer aplicada la corrección topográfica. Donde la cobertura de datos era mejor se grilló cada 2 km, se obtuvo de esta manera una carta con mayor resolución, la cual se presenta; b) Mapa de AB residual obtenida por el método de prolongación ascendente  $H=25$  km, para el caso de datos grillados cada 2 km; c) Residual isostática descompensada obtenida a partir de suponer un modelo de compensación regional para un  $T_e=40$  km. d) Residual isostática descompensada obtenida a partir del cálculo para un  $T_e=0$  (o modelo de Airy). Los puntos rojos indican los principales centros efusivos y conos volcánicos de la zona de estudio.

1972). Representa una típica asociación de retroarco con dos picos de actividad, el más antiguo es Mioceno (26 a 8 Ma) y el más joven es Plioceno - Holoceno (<5 Ma). Su mayor desarrollo areal se encuentra en una faja N-S, deprimida, situada al pie de los Andes, denominada depresión central (Llambías *et al.* 2010). La Payenia se encuentra integrada por extensas coladas basálticas, que cubren depocentros mesozoicos enmascarando estructuras

geológicas de interés prospectivo localizadas en el retroarco andino al sur del cerro Diamante. Estos campos volcánicos se localizan sobre los márgenes del bloque de San Rafael, en el frente de corrimientos más oriental de la faja plegada y corrida de Malargüe, sobre el sector occidental del engolfamiento neuquino. El volcanismo presenta una composición básica olivínica alcalina, y está representado por gran-

des estratovolcanes, calderas volcánicas, domos y volcanes monogénicos (Ramos *et al.* 1999, Llambías *et al.* 2010).

**METODOLOGÍA**

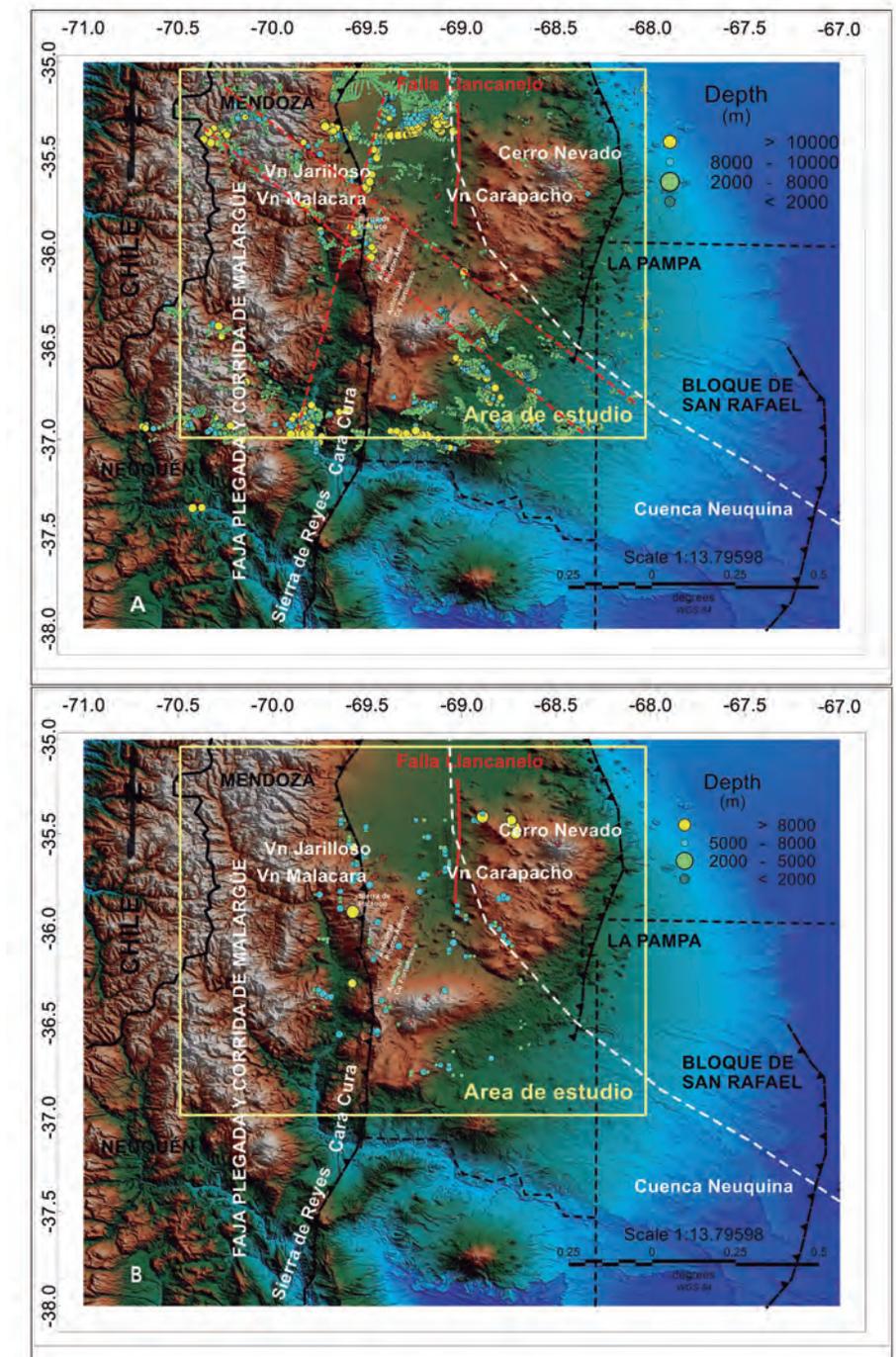
En éste trabajo se llevó a cabo un estudio gravimétrico y magnetométrico de dominio cortical, caracterizando mediante modelos geofísicos la deformación resultante de los procesos tectónicos que in-

volucran el basamento cristalino del norte de la Payenia. Se realizaron campañas de mediciones gravi-magnetométricas en la zona comprendida entre las latitudes 35°S a 37°S y las longitudes 68°O a 70°O. Estas mediciones completaron una base de datos de 2240 estaciones de gravedad y magnéticas de campo total, georeferenciadas a partir de mediciones GPS de doble frecuencia en modo diferencial en pos-proceso. Para el estudio del campo gravitatorio regional (33°S a 40°S y 66°O y 72°O) se incorporaron más de 15000 puntos de gravedad de la base de datos del Instituto Geofísico Sismológico (IGSV) de la Universidad Nacional de San Juan (Fig. 1).

Los valores de cada estación gravimétrica se refirieron al sistema IGSN 1971, vinculando las mediciones con el Nodal 96 (Malargüe) del Instituto Geográfico Nacional (Ex IGM).

En las mediciones se emplearon dos gravímetros relativos automáticos marca Scintrex Autograv, modelos CG-5 y CG-3. Con resoluciones de 0,001 mGal y 0.005 mGal, respectivamente. Para asegurar precisiones del orden de  $\pm 0,020$  mGal en las campañas, se realizaron controles de deriva instrumental y controles de calibración (Ruiz *et al.* 2008). El control de deriva dinámica se efectuó por el método del rulo (Introcaso 1997) con cierres que no superaron los  $\pm 0,050$  mGal en ida y vuelta para ambos aparatos, con arranques y cierres diarios en las bases de control y en los cruces de líneas. Con, al menos, la repetición de una estación a media jornada. La calibración de los gravímetros se realizó vinculando el punto fijo de gravedad del IGSV (San Juan), perteneciente a la red de orden cero del IGN, con el Nodal 96, obteniendo una diferencia entre ambos equipos de solo 0.028 mGal para una diferencia de 182.125 mGal.

Las lecturas de campo magnético total se efectuaron en forma simultánea a las estaciones de gravedad. Los dos magnetómetros rover empleados (Sistemas GEM GSM 19GW V7.0, Overhauser) fueron debidamente contrastados con la estación base magnética (Overhauser GEM



**Figura 4:** a) Soluciones en escala de profundidades de las deconvoluciones estándar de Euler para índice estructural 0,5 (escalones) en ventanas de 5 km; b) Soluciones en escala de profundidades de las deconvoluciones Localizadas de Euler. Base: modelo digital del terreno (SRTM de 90 m de resolución).

GSM 19 V7.0). La estación base registró el campo magnético en forma continua, grabando un valor cada 30 segundos, durante toda la campaña, incluidos los registros nocturnos. Con estos datos se pudo realizar una adecuada corrección se diurna (Ruiz *et al.* 2011b) a los datos mag-

néticos medidos por los rover, es decir, se eliminó de sus lecturas el efecto de los campos magnéticos externos a la tierra.

#### Método potencial magnético: procesamiento y aplicaciones

Se emplearon datos de intensidad de

campo total obtenidos por mediciones terrestres, para este estudio 2240 estaciones, además de datos aeromagnéticos de distintas resoluciones (analógicos y digitales) que forman parte de la base de datos de la empresa YPF S.A. y abarcan el norte de la Payenia y el bloque de San Rafael.

Para el caso de los datos terrestres, el cálculo de las anomalías magnéticas de campo total  $\Delta T$  se efectuó por los métodos clásicos para estudios regionales (Nabighian *et al.* 2005).

$$\Delta T = T_0 + C_{am} - T_t \quad (1)$$

Donde:

$T_0$ : Es el campo magnético total observado  $T_0 = T + dT_0$

$T_t$ : Es la componente total teórica (campo magnético de origen interno, IGRF).

$T$ : Es la componente total absoluta.

$dT_0$ : Es la variación de la componente total incluida la variación diurna.

$C_{am}$ : corrección por altura y masa (por su baja incidencia en estudios regionales, ha sido despreciada).

El valor medido en un punto de la superficie terrestre del campo geomagnético total ( $T$ ) incluye la contribución variable del campo principal proveniente del núcleo  $Tt$  (Maus y Macmillan 2005), del campo cortical (anomalías magnéticas,  $\Delta T$ ) y variaciones de origen externo (interacción Sol – Tierra – luna), que se registraron mediante el magnetómetro base, para eliminar dichas variaciones externas entre ellas la variación diurna ( $dT_0$ ).

Para cubrir las zonas sin datos terrestres y preparar cartas magnéticas comparables con las de anomalías gravimétricas, se incorporaron datos magnéticos aéreos. Las anomalías magnéticas aéreas fueron sometidas a controles de calidad para ser integradas en una sola grilla digital (mosaico) luego de ser corregidas y niveladas desde los datos de anomalías terrestres (Ruiz *et al.* 2011b). La nivelación se hizo comparando las grillas aéreas con los datos terrestres en perfiles, los datos terrestres fueron prolongados hasta la altura de los vuelos por el método de “chessboard” (Cordell 1985). Para homogeneizar el rango dinámico de los datos terrestres y aéreos, ambos se trataron con resolucio-

nes máximas de 1 km de longitud de onda.

Con el objetivo de efectuar un análisis cualitativo de los datos se aplicaron las técnicas de transformación y resalto de anomalías tales como la reducción al polo (RTP) (Fig. 2a) y la señal analítica (SA) (Fig. 2b) que permitieron identificar la geometría de las principales estructuras en la región en estudio.

Los resultados magnéticos presentan dificultades para ser interpretados debido a que tanto el campo externo como el de la magnetización de los cuerpos subyacentes son vectores en general inclinados, pudiendo ser diferente la inclinación entre sí.

Dado que en los polos terrestres esta diferencia no existe ya que el campo y la magnetización son verticales, el filtro RTP reconstruye el campo magnético de los datos como si correspondieran al polo, con campo magnético vertical ( $I=90^\circ$ ) y declinación nula ( $D=0^\circ$ ).

Por lo tanto la reducción al polo de las anomalías magnéticas es un método auxiliar para facilitar la interpretación de los datos magnéticos.

El proceso de reducción al polo (Fig. 2a) desplaza lateralmente las anomalías para ubicarlas por encima de las fuentes y altera su forma de tal manera que las anomalías reducidas son simétricas sobre fuentes simétricas.

A pesar de ser una reducción muy popular, en latitudes magnéticas bajas, deben aplicarse correcciones al campo en dirección norte-sur. En presencia de magnetizaciones remanentes importantes o condiciones ruidosas, el campo reducido al polo suele viciarse de errores esa dirección (Baranov 1957, Blakely 1995, Nabighian *et al.* 2005).

Cabe señalar que al aplicar el filtro RTP a los datos magnéticos, se modifica este campo, por lo tanto es sólo una aproximación para interpretar, no es una representación real del campo. Además porque el magnetismo remanente de las rocas no ha sido corregido.

Una vez identificadas las zonas anómalas en los campos potenciales, resulta necesario resaltar dichas zonas anómalas de

su entorno para verificar mediante otras metodologías, los resultados anteriores. Especialmente en bajas latitudes magnéticas donde la reducción al polo suele presentar ruido.

Entre los métodos de resaltado de anomalías se utilizó en este trabajo la Señal Analítica (S.A) (Nabighian *et al.* 2005). A efectos de analizar los principales lineamientos tectónicos de la región de estudio, se aplicó dicha técnica la cual permite resaltar las anomalías de campo potencial producidas por discontinuidades geológicas de mediana a corta longitud de onda (Salem 2005).

La señal analítica es una función en forma de campana. Por lo tanto, solamente la amplitud de la señal analítica es afectada por los componentes del vector campo magnético. La forma de la señal analítica depende de la profundidad y su amplitud sobre los bordes es proporcional a la magnetización. En 2D Atchuta *et al.* (1981) y Roest *et al.* (1992) utilizan el ancho de la señal analítica en la mitad de la amplitud ( $x_{1/2}$ ) para inferir la profundidad de cuerpos magnetizados. Sin embargo la amplitud medida de la señal analítica puede ser imprecisa debido a la superposición de anomalías, resultando en un error significativo en la profundidad.

La ventaja de la Señal Analítica es que el máximo de su amplitud ( $A$ ) es independiente de la inclinación ( $I$ ), declinación ( $D$ ), magnetización remanente y del buzamiento (dip) de las fuentes.

### Método potencial gravimétrico procesamiento y aplicaciones

Las mediciones de gravedad realizadas sobre la superficie topográfica contienen la contribución de la rotación terrestre, altitud y configuración de las masas existentes, para cumplir con el objetivo geofísico es necesario comparar el campo observado con uno normal, del tal forma que de la comparación surjan las anomalías de gravedad que representan la respuesta de gravedad de las estructuras del subsuelo. Es decir, una anomalía de gravedad es la diferencia entre el valor de la gravedad que se mide y el valor de aceleración que se esperaría suponiendo que la

lectura hubiera sido hecha sobre la superficie de un esferoide homogéneo.

Las anomalías de gravedad se calcularon en base a las clásicas expresiones (Introcaso 1997):  $AAL$  (mGal) =  $g_{obs} - (\gamma - CAL)$  (2)

$AB$  (mGal) =  $g_{obs} - (\gamma - CAL + CB)$  (3)

$AB$  completa (mGal) =  $g_{obs} - (\gamma - CAL + CB) + CT$  (4)

Donde:

*AAL*: Anomalía de aire libre.

*AB*: Anomalía de Bouguer.

*gobs*: Gravedad observada.

$\gamma$ : Gravedad normal a la latitud de la estación.

*CAL*: Reducción de aire libre.

*CB*: Reducción de Bouguer.

*CT*: Corrección topográfica.

Para la reducción de aire libre se adoptó la expresión propuesta por Heiskanen y Moritz (1967), al asimilar la tierra a un elipsoide:

$$CAL = (0,30855 + 0,00022 \cos 2\varphi)h - 0,072(h/1000)^2 \quad (5)$$

Donde  $h$  es la cota en metros y  $\varphi$  la latitud de observación.

En tanto que para la reducción de Bouguer (*CB*) se asumió una densidad convencional

de:  $2,67 \text{ g/cm}^3$

$$CB = 0,1119h \quad (6)$$

Para la gravedad teórica o normal, se utilizó la expresión para el elipsoide Internacional de 1967 (GRS67):

$$\gamma_{(1967)} = 9780318 \cdot (1 + 0,0053024 \cdot \text{sen}^2 \varphi - 0,0000058 \cdot \text{sen}^2 \varphi) \quad (7)$$

No se emplearon expresiones más modernas en las reducciones para poder integrar los datos adquiridos en la zona de estudio a la base de datos existente. Se efectuó una corrección topográfica a las anomalías de Bouguer. Para ello se usó el modelo digital del terreno SRTM90 (Farr *et al.* 2007). El mapa de anomalías de Bouguer con corrección topográfica se obtuvo en dos pasos: 1) Se combinaron los datos regionales con baja resolución en zonas de la Cordillera Principal con valores obtenidos por técnicas de predicción mediante regresiones estadísticas *AB* versus topografía donde no existen datos medidos

(Ruiz e Introcaso 1998), los datos predichos fueron grillados cada 5 km para obtener los datos interpolados regionalmente en la zona comprendida por las longitudes  $72^\circ\text{O}$  a  $66^\circ\text{O}$  y las latitudes  $33^\circ\text{S}$  a  $40^\circ\text{S}$  (Briggs 1974). 2) La carta de *ABct* (Fig. 3a) se obtuvo combinando, en un mosaico, la grilla calculada en 1 (resolución:  $5\text{km} \times 5\text{km}$ ) con los datos sobre las cuencas en estudio de muy buena cobertura (centro de la carta) con resolución de  $2 \text{ km por } 2 \text{ km}$ .

*Separación del efecto gravimétrico de la corteza superior*: en este estudio, el objetivo es separar e identificar los efectos relacionados con las estructuras de la corteza superior (anomalías residuales). Si se cuenta con un mapa de anomalías regionales apropiado, las anomalías residuales pueden determinarse a partir de la diferencia entre las *ABct* y esta regional.

Para ello se utilizaron combinaciones de métodos analíticos de filtrado: prolongación de campos, filtros espectrales interactivos para separar los efectos desde las tendencias estadísticas observadas en el espectro de potencias radial de la señal observada (Nabighian *et al.* 2005) y filtros isostáticos (Cordell *et al.* 1991, Ruiz *et al.* 2011a).

El cálculo de la regional gravimétrica se hizo sobre las anomalías de Bouguer con corrección topográfica (Fig. 3a). Las anomalías gravimétricas generadas por estructuras geológicas ubicadas en la corteza superior están contaminadas por fuentes más profundas, como la raíz cortical andina, la placa de Nazca y una probable atenuación cortical por debajo de Payenia.

La regional producida por la raíz compensadora, junto al filtro interactivo por prolongación ascendente, resultaron los filtros más consistentes en una hipótesis de compensación isostática realista. Dichos filtros arrojaron resultados coincidentes en amplitud y morfología para el análisis cuali-cuantitativo de las estructuras subsuperficiales de la región de interés y que son objeto de estudios en lo que respecta a la exploración de hidrocarburos.

*Anomalía residual descompensada*: la correc-

ción por descompensación (Cordell *et al.* 1991) se calculó desde la prolongación ascendente a 25 km de la anomalía isostática ( $UP25\text{KM}[AI]$ ). Teniendo presente que las anomalías contenidas en el campo prolongado a una altura adecuada deben tener origen en corteza inferior-manto superior, esta anomalía regional es sustraída de la anomalía isostática (*AI*) para producir la anomalía isostática de descompensada (*DA*).

$$DA = AI - UP25\text{km} \quad (8)$$

Para ello se generaron mapas de anomalías isostáticas obtenidas desde dos sistemas de compensación isostática: a) asumiendo la hipótesis de compensación local de Airy-Heiskanen, b) un modelo de compensación regional (flexural) - Vening Meinesz calculado para un espesor elástico  $Te = 40 \text{ Km}$  (Tassara *et al.* 2007). *DA* se calculó por ambas hipótesis empleando la expresión (8). Las residuales obtenidas se muestran en las figuras 3c y 3d, respectivamente.

*Filtro interactivo por prolongación ascendente*: la continuación analítica ascendente consiste en calcular el campo potencial a una altura  $h$  constante sobre la superficie de medición (Dean 1958, Introcaso 1997). Es en realidad una transformación del campo potencial medido sobre una superficie, al campo que sería medido sobre otra superficie ubicada a una altura mayor sobre la fuente. Esta transformación atenúa las anomalías de corta longitud de onda, es decir suaviza o elimina el efecto de cuerpos superficiales o de corta longitud de onda para obtener una anomalía regional.

La altura de prolongación (25 km) se obtuvo de la pendiente del espectro radial de potencias de las *ABct* que separa las fuentes más profundas (en los números de onda menores  $0-0.005 \text{ km}^{-1}$ ) de las fuentes de la corteza media y superior (Blakely 1995).

La carta de anomalías residuales obtenidas descontando a las *ABct* la regional resultante de la prolongación ascendente a 25 km de altura (Fig. 3b) presenta una excelente correlación tanto en morfología como en amplitud con la *DA* para  $Te = 40 \text{ km}$ .

## MODELADO

### Modelado semiautomático

Un problema importante en la interpretación de los campos potenciales es cuantificar los parámetros de la fuente (profundidad y forma de la fuente, inclinación del contacto, susceptibilidad magnética o densidad) que describen a la estructura geológica desde la anomalía. Con el propósito de estimar profundidades a fuentes magnéticas en la corteza superior, especialmente el análisis de rechazos de falla o cambios laterales de la magnetización de las rocas (contactos), se llevaron a cabo tres métodos de modelado semiautomático: a) deconvoluciones estándar de Euler (SED), b) deconvoluciones localizadas de Euler (LED) y c) Inversión desde el número de onda o método SPI.

El método de deconvolución de Euler es expeditivo, se aplica directamente a los datos magnéticos aéreos grillados y mapeados. Es particularmente exitoso para detectar contactos con diferencias de susceptibilidad, estructuras asimiladas a diques, esferas, cilindros horizontales, chimeneas verticales, etc. Algunas de las ventajas que tienen estos métodos frente a otros es la habilidad de analizar rápidamente una gran cantidad de datos espaciales, y además tienen la opción de no asumir un modelo geológico en particular (dado por el índice estructural), así la deconvolución puede ser aplicada e interpretada incluso cuando la geología no sea apropiadamente representada por los modelos particulares asumidos en el cálculo, tales como un prisma o un dique. Los datos del estudio magnético pueden interpretarse fácilmente usando la ecuación de homogeneidad de Euler. El método emplea gradientes que se calculan o se miden. Los datos no necesitan ser reducidos al polo, de manera tal que la remanencia no es un factor interferente. Los contrastes geológicos son impuestos por el índice estructural (SI).

La ventaja del método SPI es que permite calcular los parámetros de la fuente para todos los puntos de la grilla del campo continuo o imagen de los parámetros

de la fuente (Smith *et al.* 1998). Esto puede servir de ayuda para distinguir cuando la interferencia en los datos corrompe los resultados. Es decir, si una anomalía simple tiene una variación fuerte en la profundidad o en el índice estructural, la interferencia puede ser importante y los resultados pueden ser descartados.

*Deconvoluciones estándar de Euler (SED):* el método de deconvoluciones estándar de Euler descrito por Reid *et al.* (1990) y por Thompson (1982), se aplicó directamente a los datos de anomalías magnéticas. El método, obtiene las soluciones por inversión de la ecuación de homogeneidad de Euler:

$$(x-x_0)\cdot\partial T/\partial x + (y-y_0)\cdot\partial T/\partial y + (z-z_0)\cdot\partial T/\partial z = N(B-T) \quad (9)$$

Donde las incógnitas ( $x_0$ ,  $y_0$ ,  $z_0$ ), dan la posición de fuente magnética que produce un campo magnético total  $T$  en  $(x, y, z)$ , siendo  $B$  es el campo magnético regional, y el factor  $A$  incorpora amplitud, rumbo, e inclinación, el cual también es una incógnita. El grado de homogeneidad  $N$  puede interpretarse como un índice estructural (estructura lindex, SI).

Las soluciones obtenidas a partir de las deconvoluciones estándar de Euler se calculan en ventanas de área fija (en nuestro caso de 10 km por 10 km), estas se desplazaron con corrimientos de 2 km de este a oeste y de norte a sur hasta barrer toda la carta de anomalías.

Los contrastes geológicos son impuestos por el índice estructural (SI). El valor del mismo depende de la forma de la fuente y del tipo del campo potencial (magnético o gravimétrico), por ejemplo un  $SI = 0$  representa para el campo gravimétrico un filón capa- dique- escalón, mientras que para el campo magnético representa un contacto.

El índice estructural es una medida de la razón de cambio del campo potencial con la distancia (Reid y Thurston 2014).

*Deconvoluciones localizadas de Euler (LED):* las soluciones para el caso de las deconvoluciones localizadas de Euler (Fig. 4b) son más escasas pero más precisas, debido a que el método consiste en calcular primero la señal analítica, para luego utilizar sus valores para calcular la solu-

ción en función de la anomalía detectada y con el rango dinámico determinado por la señal analítica, con lo cual se reducen la cantidad de soluciones obtenidas a partir de la ecuación de homogeneidad de Euler.

Cuando utilizamos el método de deconvolución localizada de Euler, a diferencia de la deconvolución estándar de Euler, se localizan aquellas ventanas que abarcan picos en los datos. Después se utilizan estos datos para definir el ancho de las ventanas de la deconvolución localizada de Euler. Para mejorar la interpretación de la deconvolución localizada de Euler se superpone las soluciones con la carta de la Señal Analítica.

*Método de inversión desde el número de onda (SPI):* un problema importante en la interpretación de datos magnéticos es cuantificar los parámetros de la fuente (profundidad y forma de la fuente, inclinación del contacto, susceptibilidad magnética) que describen la estructura desde la anomalía (Salem *et al.* 2005).

El método SPI (*source parameter imaging*), produce cálculos automáticos de las profundidades a las fuentes magnéticas desde las anomalías magnéticas grilladas. El mismo asume un modelo de tipo escalón (contacto con buzamiento) para la fuente magnética, cuya profundidad está dada por la inversa del máximo local del número de onda ( $K$ ). Éste se calcula sobre la fuente, desde el módulo del gradiente horizontal de la derivada del tilt (Thurston y Smith 1997).

### Modelado por inversión

Para evaluar cuantitativamente las ondulaciones del basamento en la región con mejor cobertura de datos gravimétricos (anomalía residual descompensada, Fig. 3d) se calculó un modelo por inversión gravimétrica 3D por el método de Parker (1972) con las mejoras de Caratori *et al.* (2007), implementadas por Phillips (2007) en el programa GMSYS 3D que utiliza algoritmos de ajuste iterativo.

Se preparó un modelo por inversión de tres capas: topografía con densidad lateral variable, sedimentos con densidad vertical variable y basamento con densidad fija.

Para la topografía se construyó una grilla con variación lateral de densidades, que varían entre 2,1 g/cm<sup>3</sup> para sedimentos modernos, 2,3 g/cm<sup>3</sup> a 2,5 g/cm<sup>3</sup> para sedimentos mesozoicos y 2,7 g/cm<sup>3</sup> para afloramientos del basamento cristalino. Las densidades consideradas fueron obtenidas de perfiles de un pozo de exploración con “density log” en el centro del área en estudio y densidades medias típicas para afloramientos digitalizados de mapas geológicos (Giambiagi *et al.* 2009a, Ramos y Folguera 2010), imágenes satelitales y modelos digitales del terreno.

Las densidades empleadas en el modelo del espesor sedimentario con densidad vertical variable fueron obtenidas a partir del registro arrojado por el pozo de exploración petrolera YPF. Md NC°C.x-2 Cerritos Colorados localizado en Rincón Amarillo (Fig. 5). Se efectuaron ajustes con regresiones matemáticas por tramos y considerando el registro del *caliper* (para eliminar los datos en zonas de registro de lodo) se calcularon los promedios ponderados de los distintos tramos. El basamento fue modelado utilizando una densidad de 2,7 g/cm<sup>3</sup>, determinados desde relaciones densidad-velocidad de ondas P (Brocher 2005) de perfiles de reflexión sísmica disponibles en la región.

El modelo de inversión se calculó basado en cuatro superficies: a) plano de observación a 3610 m de altitud (fijo); b) superficie topográfica (fija) modelada con densidad lateral variable hasta la cota del pozo 1125 m; c) Superficie del basamento, modelada con densidad vertical variable desde los datos *density log*; d) fin de corteza superior en un plano a 15 km con densidad de 2,7 g/cm<sup>3</sup>. El basamento técnico de entrada (superficie a invertir) se obtuvo de grillar las profundidades obtenidas por el método SPI. Esta superficie se modeló por proceso iterativo hasta ajustar la respuesta gravimétrica del modelo con las anomalías residuales de Bouguer, con profundidades de restricción dadas por el pozo e interpretaciones de líneas sísmicas 2D en el oeste de la zona de estudio (Silvestro y Atencio 2009). Las profundidades al basamento resultantes de la inversión 3D se muestran en figu-

ra 5, en la que se observan las subcuencas de Río Grande y de Palauco limitadas por altos estructurales. Al este de Rincón Amarillo, más allá del alto estructural (1) se observa el depocentro La Regalada con hasta 3 km de sedimentos. Es notable la alineación SO-NE y NO-SE en la geometría del basamento obtenido por inversión gravimétrica.

### Sección de detalle

Con motivo de cuantificar la relación que existe entre la señal gravimétrica y las estructuras vinculadas con el basamento, interpretadas en los distintos mapas de anomalías residuales y resaltadas por las cartas magnéticas, se calculó un modelo de densidad en una sección ubicada a los 36° de latitud sur, con una extensión de 110 km en dirección O-E oblicua a las subcuencas de Río Grande y Palauco, las 2/3 partes (este del perfil) abarcan zonas sin información geofísico-geológica. Solo desde los datos de métodos potenciales aportados en este trabajo, pueden abordarse interpretaciones directas. La geometría del modelo aporta datos duros sobre la morfología del basamento cristalino. Esta interpretación se respalda en el análisis de gradientes, deconvoluciones de Euler, en una línea sísmica y en el pozo YPF (Md NC°C.x-2 Cerritos Colorados localizado en Rincón Amarillo) estos dos últimos ubicados hacia el oeste de la sección modelada.

Este modelo fue calculado utilizando el programa GM-SYS, basado en el método de Parker (1972) implementado por Phillips *et al.* (2007). El basamento cristalino en 2D fue representado por polígonos cerrados asignándosele un valor de densidad ( $\rho$ ) de 2,7 g/cm<sup>3</sup> y a las unidades litológicas que rellenan los depocentros se las modeló con la densidad de  $\rho = 2,3$  g/cm<sup>3</sup>, obtenida por promedios pesados desde el pozo YPF. Md NC°C.x-2. La sección inicial de las profundidades del basamento se extrajo del modelo 3D (Fig. 5). Esta fue invertida, por prueba y error, hasta ajustar el efecto gravimétrico del modelo al valor de las anomalías de Bouguer residuales haciendo mínimas sus diferencias.

Silvestro y Atencio (2009) reconocieron depósitos sinorogénicos en el anticlinal Pampa Palauco (PPa), los cuales acotan la edad de levantamiento del frente orogénico entre 18 Ma y 11 Ma. La sección gravimétrica modelada se ajusta bastante bien con el modelo presentado por estos autores, excepto en el este del perfil.

En el modelo propuesto por Silvestro y Atencio (2009) la cuenca sedimentaria se acuña inmediatamente al este de Rincón Amarillo (Ram). Esta interpretación se basó principalmente en datos de sísmica de reflexión. Este método posee serias limitaciones en zonas cubiertas por espesos mantos de basaltos. Sin embargo, los datos gravimétricos no tienen estas restricciones y han permitido descubrir una importante subcuenca al este de la sierra de Palauco que se extiende hasta el bloque de San Rafael. A este depocentro se le ha dado el nombre de La Regalada (Fig. 5).

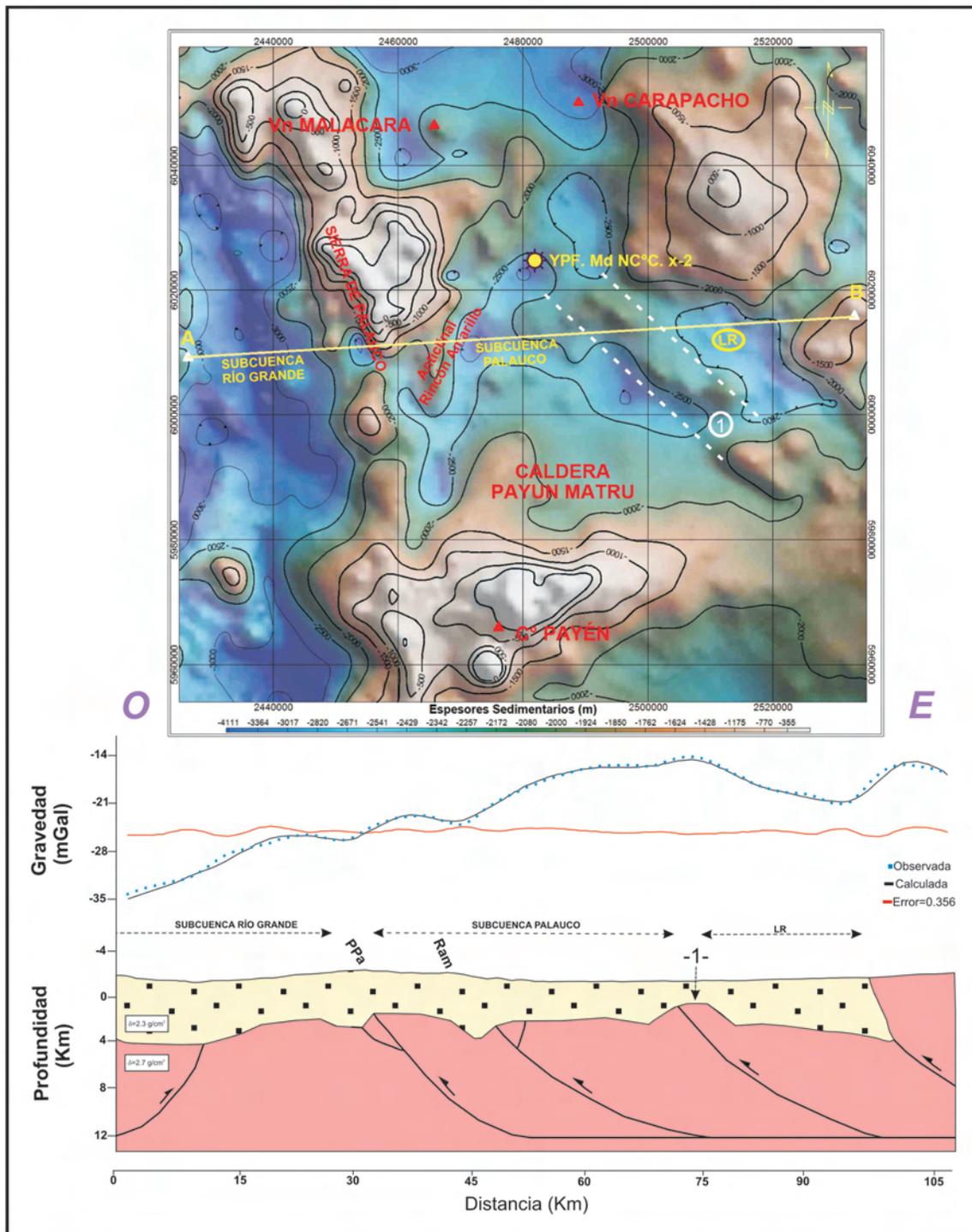
En el modelaje se tuvo en cuenta la estructura en profundidad con base en los modelos estructurales propuestos por Giambiagi *et al.* (2009a), Silvestro y Atencio (2009), Orts *et al.* (2012).

## DISCUSIÓN Y RESULTADOS

El análisis de los datos magnéticos señaló una fábrica de bloques de basamento limitados por fallas con dirección NE-SO y NO-SE (Uliana y Legarreta 1993).

Este basamento antiguo fallado, está cubierto por sedimentos y coladas basálticas y los corrimientos modernos han sobrepuesto sobre éste la compresión actual. (Giambiagi *et al.* 2012). No obstante ese basamento controla, según nuestra interpretación, tanto los centros efusivos (zonas de debilidad para el ascenso de materiales magmáticos) como los depocentros sedimentarios, con profundidades máximas de entre 2 y 4 km.

La señal gravimétrica coincide en buena medida con el esquema propuesto por Silvestro y Atencio (2009) que involucra contraposición de estilos estructurales de deformación de piel fina (hacia el oeste) y de piel gruesa hacia el este del anticlinal de Palauco (Kozłowski *et al.* 1993,



**Figura 5:** Superior: mapa del modelo por inversión del basamento. Con línea de color amarillo se indica la localización del modelo de detalle 2D. Con amarillo se ubica el pozo, considerado al calcular la densidad.(1) alto de basamento delimitado por líneas de trazo de color blanco. LR depocentro La Regalada. En la parte inferior de la figura se representa el modelo de densidad de dos capas a los 36° de latitud sur, de color amarillo el relleno volcánico- sedimentario de densidad 2,3 g/cm<sup>3</sup> y de color rosa el basamento cristalino 2,7g/cm<sup>3</sup>. También se individualiza con (LR) al depocentro La Regalada y con (1) el alto estructural que la separa de la subcuenca Palaucó.

Manceda y Figueroa 1995, Giambiagi *et al.* 2008).

El modelo estructural propuesto para el desarrollo del depocentro actual (Giam-

biagi *et al.* 2008) coincide en buena medida con la estructura en bloques de basamento que aquí se señala para y hacia el este de Palaucó indicando que dicha fá-

brica del basamento conjunto con la dirección regional de extensión NE-SO, ejercen un control de primer orden en el desarrollo de los depocentros presentes.

En la figura 2a podemos apreciar, en rasgos generales, el bajo magnético pronunciado hacia el oeste de la faja plegada y corrida de Malargüe, que se encontraría separando los dos ambientes geomorfoestructurales la Payenia al este (alto magnético) y Cordillera Principal al oeste (bajo magnético). Podemos resaltar además una concentración de positivos magnéticos en el área central de la carta en respuesta a la mayor concentración de los conos efusivos de la zona. Los patrones (fabrica magnética) más destacados son los lineamientos con dirección NO-SE y NE-SO, atribuibles a estructuras antiguas en el basamento. Es interesante resaltar que los mínimos magnéticos relacionados con el bloque San Rafael están limitados por estos trenes de estructuras. La señal analítica (Fig. 2b), muestra como características principales lineamientos de altos magnéticos de orientación noroeste-sureste cruzados por lineamientos de dirección sudoeste-noreste. La región de Payenia, cubierta por espesas coladas basálticas, presenta la señal analítica de mayor valor absoluto (colores cálidos) y de mayor longitud de onda (relacionadas con las dimensiones de los cuerpos). Se interpreta que los máximos magnéticos de la señal analítica deben estar correlacionados con los mayores espesores de basaltos (rocas con alto contenido de magnetita) debido a que las longitudes de onda más largas de las anomalías se encuentran concentradas en la región central del mapa (concentración de altos magnéticos) interpretamos que espesos cuerpos basálticos estarían enmascarando a depocentros por debajo de ellos ya que tanto las anomalías gravimétricas, sus residuales, las deconvoluciones de Euler, nuestro modelo y la información sísmica existente indican que en esta región existen potentes paquetes sedimentarios, tanto en la subcuenca de Palauco como en su continuación oriental hacia el sureste del volcán Carapacho (depocentro La Regalada).

Se observa además un gradiente nítido hacia el sur de la caldera del Payún Matrú cuyas interpretaciones podrían deberse a: 1) un cambio composicional y/o de edad

del magma en esa región o 2) la temperatura de la caldera.

La anomalía de Bouguer (Fig. 3a) muestra dos regiones nítidas caracterizadas por el bajo gravimétrico bien marcado de Cordillera Principal (colores fríos) al oeste y el alto gravimétrico (colores cálidos) de la región extra andina hacia el este, que podría decirse se encuentran separados por el frente orogénico de la faja plegada y corrida de Malargüe.

Los resultados obtenidos por los diferentes métodos de filtrado, aplicados al campo potencial gravimétrico, permiten distinguir con claridad los efectos gravimétricos de los cuerpos emplazados en corteza superior (Fig. 3b-d). La morfología del basamento puede deducirse a partir de las variaciones de las anomalías residuales, donde los mínimos gravimétricos (colores fríos) están relacionados con máximos espesores sedimentarios y los máximos (colores cálidos) con rocas densas.

Puede observarse la presencia de máximos gravimétricos asociados aquí con cámaras magmáticas o con altos de basamento. Estos máximos están relacionados con los principales centros volcánicos de la región: a) al oeste de los volcanes Malacara-Jarilloso con marcada alineación NNO; b) Payún Matrú con dirección E-O; c) región este del volcán Carapacho. (Fig. 3).

Por otra parte, quedan evidenciados claramente los bajos gravimétricos (depocentros) correspondientes a las subcuencas Río Grande y Palauco. Hacia el este de la subcuenca de Palauco se puede observar un negativo gravimétrico bien marcado, que interpretamos como la extensión oriental de la cuenca y que se acuña bajo los afloramientos del bloque San Rafael. Este depocentro, al que hemos denominado aquí La Regalada, se encuentra cubierto por coladas basálticas, visibles como importantes anomalías positivas en las cartas magnéticas. Es justamente la cobertura basáltica lo que impidió hasta ahora su descubrimiento mediante relevamientos de campo tradicionales.

En cuanto al modelado semiautomático, los resultados se muestran en la figura 4.

Una interpretación local en la región de la cuenca de Palauco, indica que hay una serie de alineaciones de soluciones someras, de pocos metros a menos de 1 km (posibles profundidades a cuerpos basálticos), alineadas en dirección N-S (Rincón Amarillo) y otras con alineaciones N-NE que unen el anticlinal de Fortunoso con el volcán Carapacho. Estas últimas soluciones de alineación N-NE podrían representar las principales estructuras que controlan los espesores sedimentarios y la efusividad en esta región. Estas estructuras marcan profundidades a contactos de entre 1 y 5 km y que podemos relacionarlas con los mínimos gravimétricos interpretados como las profundidades sedimentarias en los depocentros. La falla de Llancanelo (Folguera *et al.* 2008) se sigue desde el volcán Carapacho, hacia el sur, con alineaciones de soluciones que llegan hasta la caldera del volcán Payún Matrú, aún por debajo de las rocas efusivas. Una interpretación regional indica que el patrón de grandes lineamientos NE-SO y NO-SE interpretado en las cartas magnéticas y gravimétricas deben ser fallas profundas en el basamento, ya que son muy bien determinadas por las soluciones del índice estructural 0,5. En este grupo debe destacarse la alineación de soluciones que indica un bajo estructural (2 a 4 km) al sur del volcán Carapacho que se sigue con dirección SE-NO desde el bloque San Rafael hasta los volcanes Malacara y Jarilloso. A estas zonas de debilidad en el basamento se asocian nidos de soluciones con profundidades superiores a 5km que podrían indicar zonas de debilidad donde se alojan las cámaras magmáticas de los grandes volcanes (ver el alineamiento de soluciones profundas que unen el Payún Matrú con el volcán Mala Cara).

Para el caso de las deconvoluciones localizadas de Euler dominan las soluciones en el basamento con profundidades entre 2 km y 10 km. En el centro de la carta (sierra de Palauco), éstas soluciones están asociadas con escalones que representan un cambio importante de magnetización, por lo cual se asocian con fallas en el basamento (contacto sedimento-basamen-

to, contacto basamento-intrusivo potente). Por lo tanto se puede interpretar que la cuenca posee profundidades máximas de entre 2 y 4 km. En el N-E de la carta se observa un alto estructural al este de la falla de Llancanelo, seguido hacia el sur por un bajo estructural representado por el depocentro La Regalada con 4 km de profundidad y que se extiende hacia el N-O hasta el volcán Malacara. La cuenca continúa por el sur de la sierra de Palauco y se comunica con la cuenca del Río Grande, limitada al sur por el alto estructural del Payún Matrú. Al norte de la sierra de Palauco comienza otro alto estructural (N-O de la carta).

Con el método SPI pudimos apreciar claramente los altos y bajos estructurales interpretados con los dos métodos anteriores, pero con mayor continuidad en las soluciones. Pueden apreciarse claramente las estructuras con dominio basamental con dirección N-E a S-O y N-O a S-E. Las soluciones de mayor profundidad estarían relacionadas con cámaras magmáticas. Las soluciones de profundidad menor que 5 km fueron grilladas como superficie de partida en el proceso de inversión gravimétrica en 3D.

En el modelo por inversión 3D quedan definidos claramente los altos de basamento de los principales centros efusivos de la región: cerro Payen, Payún Matrú, Malacara; Carapacho y la sierra de Palauco y Reyes. El cordón montañoso que integran estas dos últimas sierras separa meridionalmente las subcuencas de Río Grande y Palauco. La primera de ellas, la más occidental, tiene una profundidad máxima de 4000 m. La subcuenca de Palauco más somera que la anterior presenta espesores sedimentarios de 2500 m cerrándose en un alto estructural con dirección NO-SE señalado en la figura 5 con el número (1). Hacia el este se interpreta un depocentro denominado aquí como La Regalada con una profundidad de hasta 3000 m, acuniándose hacia el este con los afloramientos de basamento del bloque San Rafael. Este depocentro no ha sido reportado anteriormente, debido a la complejidad de la región en cuanto a que se encuentra totalmente cubierta

por coladas basálticas de edad pleistocena (Ramos y Folguera 2010). Este rasgo superficial dificulta las tareas de adquisición sísmica potenciando la utilidad de los métodos potenciales para la exploración de yacimientos de hidrocarburos en esta región.

## CONCLUSIONES

Las interpretaciones magnéticas pudieron identificar que el basamento se encuentra limitado por fallas con dirección NE-SO y NO-SE y cubierto además por sedimentos y coladas basálticas, imponiendo sobre él el estilo compresivo andino actual constituyendo la faja plegada y corrida de Malargüe. No obstante este basamento controla, según nuestra interpretación, tanto los centros efusivos (zonas de debilidad para el ascenso de materiales magmáticos) como los depocentros sedimentarios presentes.

La interpretación cualitativa hecha sobre las cartas gravimétricas permitió identificar mínimos gravimétricos asociados con depocentros y a las estructuras que los circunscriben, representadas en general por altos estructurales.

El modelo por inversión gravimétrica permitió interpretar las ondulaciones de este basamento fallado con muy buena resolución. Los datos gravimagnéticos medidos al este del anticlinal de Palauco permitieron identificar una cuenca que se extiende más allá de Rincón Amarillo hasta acuñarse con el basamento perteneciente al bloque San Rafael. El espesor de la cubierta volcánoclastica del mismo presenta un máximo de 4000 m.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo formó parte del proyecto FS-Tics 2010 n°0006, CAPP-Ondas, Grupo 1 – Sismología, Universidad Nacional de San Juan, en el marco del proyectos de Fondos Sectoriales FONARSEC. Se agradece a YPF S.A por las cartas aeromagnéticas. Los editores de la RAGA agradecen el trabajo de los revisores Cristina Pomposiello y Sebastián G. Ramírez.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Atchuta Rao, D., Ram Babu, H.V. y Sanker Narayan, P.V. 1981. Interpretation of magnetic anomalies due to dikes: The complex gradient method. *Geophysics* 4: 1572-1578.
- Baranov, V. 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics* 22: 359-383.
- Barredo, S., Cristallini, E., Zambrano, O., Pando, G. y García, R. 2008. Análisis tectosedimentario del relleno de edad precuana y cuyana inferior de la región septentrional del alto de Kauffman, Cuenca Neuquina. 7° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos: 443-455, Mar del Plata.
- Blakely, R.J. 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, p. 441, Cambridge.
- Briggs, I.C. 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics* 39: 39-48.
- Brocher, T.M. 2005. Empirical Relations between Elastic Wave speeds and Density in the Earth's Crust. *Bulletin of the Seismological Society of America* 95: 2081-2092.
- Caratori Tontini, F., Graziano, F., Cocchi, L., Carmisciano, C. y Stefanelli, P. 2007. Determining the optimal Bouguer density for a gravity data-set: implications for the isostatic setting of the Mediterranean Sea. *Geophysical Journal International* 169: 380-388.
- Cordell, L. 1985. Techniques, applications, and problems of analytical continuation of New Mexico aeromagnetic data between arbitrary surfaces of very high relief. *Proceedings of the International Meeting on Potential Fields in Rugged Topography*, Institute of Geophysics, University of Lausanne, Switzerland, Bulletin 7, 96-99, Lausanne.
- Cordell, L., Zorin, Y.A. y Keller, G.R. 1991. The decompensative gravity anomaly and deep structure of the region of the Rio Grande rift. *Journal of Geophysical Research* 96: 6557-6568.
- Dean, W.C. 1958. Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation. *Geophysics* 23: 97-127.
- Fernández Seveso, F., Laffitte, G. y Figueroa, D. 1996. Nuevos plays jurásicos en el Engolfamiento Neuquino, Argentina, 7° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 281, Buenos Aires.

- Farr, T.G., Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D. y Alsdorf, D. 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of geophysics* 45: rg2004.
- Folguera, A., Bottesi, G., Zapata, T. y Ramos, V.A. 2008. Crustal collapse in the Andean back-arc since 2 Ma: Tremen volcanic plateau, Southern Central Andes (36°40'–37°30'S). *Tectonophysics* 459: 140-160.
- Giambiagi, L., Bechis, F., García, V. y Clark, A.H. 2008. Temporal and spatial relationships of thick- and thin-skinned deformation: A case study from the Malargüe fold-and-thrustbelt, southern Central Andes. *Tectonophysics* 459: 123-139.
- Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E. y Bottesi, G. 2009a. Características estructurales del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe (35°-36°): Distribución del acortamiento e influencia de estructuras previas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 140-153.
- Giambiagi, L., Tunik, M., Barredo, S., Bechis, F., Ghiglione, M., Alvarez, P. y Drosina, M. 2009b. Cinemática de apertura del sector norte de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 278-292.
- Giambiagi, L., Mescua, J., Bechis, F., Tassara, A. y Hoke, G. 2012. Thrust belts of the southern Central Andes: Along-strike variations in shortening, topography, crustal geometry, and denudation. *Geological Society of American Bulletin* 124: 1339-1351.
- Giampaoli, P., Gait, M. y Dzelalija, F. 2002. Análisis estructural del bloque Cerro Fortunoso: resultados y aplicación en proyectos de exploración y desarrollo. 5° Congreso Argentino de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 11-12, Mar del Plata.
- González Díaz, E.F. 1972. Descripción Geológica de la Hoja 30d, Payún Matrú. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 130, 92 p., Buenos Aires.
- Heiskanen, W.A. y Moritz, H. 1967. Physical geodesy. *Bulletin Géodésique* 86: 491-492.
- Hinze, W.J., Aiken, C., Brozena, J., Coakley, B., Dater, D., Flanagan, G., Forsberg, R., Hildenbrand, T., Keller, G. R., Kellogg, J., Plouff, D., Ravat, D., Roman, D., Urrutia-Fucugauchi, J., Véronneau, M., Webring, M., Winester, D. 2005. New standards for reducing gravity data: the North American gravity database. *Geophysics* 70: J25-J32.
- Introcaso, A. 1997. Gravimetría. UNR Editora, 355 p., Rosario.
- Kay, S.M. y Copeland, P. 2006. Early to middle Miocene backarc magmas of the Neuquén Basin: Geochemical consequences of slab shallowing and the westward drift of South America. En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.), *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat): Geological Society of America Special Paper* 407: 19-60.
- Kozłowski, E., Manceda, R. y Ramos, V. 1993. Estructura. En: Ramos, V. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Asociación Geológica Argentina*, 235-256, Buenos Aires.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120: 303-330.
- Legarreta, C. y Uliana, M. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. En: Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales* 29, 399-416, Buenos Aires.
- Legarreta, L., Gulisano, C.A. y Uliana, M.A. 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. En: Ramos, V.A. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Asociación Geológica Argentina*, 87-114, Buenos Aires.
- Llambías, E.J. 1966. Geología y petrología del volcán Payún Matrú, Mendoza. *Acta Geológica Lilloana* 7: 265-310, San Miguel de Tucumán.
- Llambías, E.J., Bertotto, G.W., Rizzo, C., Hernández, I.R. 2010. El volcanismo cuaternario en el retroarco de Payenia: una revisión. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 278-300.
- Manceda, R. y Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold-thrust belt, Mendoza, Argentina. En: Tankard, A.J., Suárez, R. y Welsink, H.J. (eds.), *Petroleum Basins of South America, American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 62: 369-382, Tulsa.
- Maus, S. y MacMillan, S. 2005. 10th Generation International Geomagnetic Reference Field. Eos, *Transactions American Geophysical Union* 86: 0096-3941.
- Nabighian, M.N., Grauch, V.J.S., Hansen, R.O., La Fehr, T.R., Li, Y., Peirce, J.W., Phillips, J.D. y Ruder, M.E. 2005. The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics* 70: 33ND-61ND.
- Orts, D. L., Folguera, A., Giménez, M. y Ramos, V.A. 2012. Variable structural controls through time in the Southern Central Andes (~36°S). *Andean Geology* 39: 220-241.
- Phillips, J. D. 2007. Geosoft Xcutable (GX's). Developed by the U.S. Geological Survey, Version 2.0, with Notes on GX Development from Fortran Code. Open File Report 2007-1355. 111 p., Reston.
- Ramos, V.A. 1988. Tectonics of the Late Proterozoic - Early Paleozoic collisional 1088 history of Southern South America. *Episodes* 11: 168-174.
- Ramos, V.A. 1999. Los depósitos terciarios sinorogénicos de la región andina. En: Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales* 29, 651- 682, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2010. Payenia volcanic province in the Southern Andes: An appraisal of an exceptional Quaternary tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201: 53-64.
- Reid, A.B. y Thurston, J.B. 2014. The structural index in gravity and magnetic interpretation: Errors, uses, and abuses. *Geophysics* 79: J61-J66.
- Reid, A., Allsop, J., Granser, H., Millett, A. y Somerton, I. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler Deconvolution. *Geophysics* 55: 80-91.
- Roest, W.E., Verhoef, J. y Pilkington, M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics* 57: 116-125.
- Ruiz, F. y Introcaso, A. 1998. Comportamiento flexural de la corteza que contiene a la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Provincias de San Juan y La Rioja-Argentina). *GEOACTA* 23: 20-33.
- Ruiz, F., Laplagne, A., Gallego G. y Introcaso, A. 2008. Variaciones de gravedad en el Valle de Tulum, San Juan: aportes a la caracterización sismotectónica. *GEOACTA* 33: 115-122.
- Ruiz, F., Luna, E., Vargas, D., Gimenez, M. y Martinez, P. 2011b. Importancia del ajuste y nivelación de datos aeromagnéticos a par-

- tir de magnetometría terrestre. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas: 1198-1199, Neuquén.
- Salem, A., 2005. Interpretation of magnetic data using analytic signal derivatives. *Geophysical Prospecting* 53: 75-82.
- Salem, A., Ravat, D., Smith, R. and Ushijima, K. 2005. Interpretation of magnetic data using an enhanced local wave number (ELW) method. *Geophysics* 70(2): L7-L12.
- Silvestro, J. y Atencio, M. 2009. La cuenca cenozoica del Río Grande y Palauco: edad, evolución y control estructural, faja plegada de Malargüe (36°s). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 154-169.
- Smith, R., Thurston, J., Ting-Fan, D. y MacLeod, I. 1998. SPI – the improved source parameter imaging method. *Geophysical Prospecting* 46: 141-151.
- Tassara, A., Swain, C., Hackney, R. y Kirby, J. 2007. Elastic thickness structure of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data. *Earth and Planetary Science Letters* 253: 17-36.
- Thompson, D.T. 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *HRSK\VLFFV* 47: 31-37.
- Thurston, J.B. y Smith, R.S. 1997. Automatic conversion of magnetic data to depth, dip and susceptibility contrast using the SPITM method. *Geophysics* 62: 807-813.
- Uliana, M.A. y Legarreta, L. 1993. Hydrocarbon habitat in a Triassic-to-Cretaceous Sub-Andean setting: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology* 16: 397-420.
- Yrigoyen, M.R. 1972. Cordillera Principal. En: Leanza, A.F. (ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 345-364, Córdoba.

Recibido: 7 de abril, 2015

Aceptado: 18 de marzo, 2016