

Profundidad del Punto de Curie y Flujo Térmico en la Zona de Cuencas *Offshore* de Argentina

Guillermo Domingo Pizarro^{1,2,*}, Francisco Ruiz¹, María Alejandra Arecco^{3,4} y Marta Ghidella⁵

¹ Universidad Nacional de San Juan (UNSJ), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Instituto Geofísico-Sismológico Ing. F. Volponi (IGSV), Ruta 12, km 17, C.P. 5407, Jardín de los poetas, Marquesado, Rivadavia, San Juan, Argentina.

² Universidad Nacional de San Juan (UNSJ), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Departamento de Biología, Av. Ignacio de la Roza 590 (O), C.P. 5400, Rivadavia, San Juan, Argentina.

³ Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ingeniería, Instituto de Geodesia y Geofísica Aplicadas, Av. Las Heras 2214, 3er piso, C.P. C1127AAR, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.

⁴ Universidad de la Defensa Nacional, Facultad de la Armada, Escuela de Ciencias del Mar, Av. Antártida Argentina 425, C.P. C1104ACA, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.

⁵ Ministerio de Relaciones Exteriores y Culto, Cancillería Argentina, Instituto Antártico Argentino, 25 de mayo 1143, C.P. B1650HMK, San Martín, Provincia de Buenos Aires, Argentina

* guillepizarro@hotmail.com

RESUMEN

Con el objeto de conocer la distribución de temperaturas y su relación con estructuras tectónicas se realizaron estudios frente a la costa argentina, en la zona correspondiente a la plataforma, talud y llanura abisal, en la región que va desde los 50° a 66° de longitud Oeste y 36° a 50° de latitud Sur. El análisis de Fourier de los campos potenciales permitió estimar la profundidad del punto de Curie (CPD). La variación de la profundidad del punto de Curie es un indicador de la distribución de temperaturas en la litosfera, alguna de las cuales estarían asociadas con variaciones de espesor litosférico vinculados con los fenómenos que tuvieron lugar durante la separación del continente Gondwana y apertura del Océano Atlántico Sur, como cuencas y zonas de transferencia. Se confeccionaron mapas de profundidades del punto de Curie y flujo térmico. Éstos fueron correlacionados con modelos 3D de corteza isostáticamente compensada y uno de profundidad de la discontinuidad corteza-manto superior, calculado por inversión gravimétrica. Este análisis comparativo permitió interpretar estructuras tectónicas, espesor de la corteza y grado de descompensación isostática del área de estudio. Se obtuvieron mayores profundidades al punto de Curie en la zona de corteza continental (entre 30 y 15 km, aproximadamente) que en la oceánica (entre 25 y 10 km, aproximadamente). Sobre la corteza continental los valores más someros se encontraron en los sectores correspondientes a cuencas *offshore*, en la corteza oceánica los valores más profundos se encontraron por debajo de la discontinuidad corteza-manto superior. Las cuencas *offshore* están asociadas con adelgazamiento litosférico acompañado por anomalías térmicas indicadas por elevaciones de los CPD. El basamento oceánico estaría vinculado a corrientes astenosféricas descendentes que producen un

aumento de su profundidad y en la del CPD. El modelo isostático muestra un manto más profundo que el gravimétrico en sectores de cuencas *offshore* y menos profundo en la zona de corteza oceánica.

Palabras clave: Descompensación isostática; CPD; flujo térmico; cuencas *offshore*; Moho gravimétrico.

ABSTRACT

In order to know the thermal distribution and its relationship with tectonic structures studies were conducted in front of the Argentine coast, in the area corresponding to the platform, slope and abyssal plain, in the region ranging from 50° to 66° West and 36° to 50° South. Fourier analysis of the potential fields allows us estimating the Curie point depth (CPD). The variation of the depth to the Curie point is an indicator of lithospheric thermal anomalies, some of which would be associated with variations in lithospheric thickness linked to the phenomena that took place during the separation of the Gondwana continent and opening of the South Atlantic Ocean, such as basins and transfer zones. Maps of Curie point depth and thermal flow were made. These maps were correlated with an isostatically compensated crust 3D model and a crust-upper mantle discontinuity depth 3D model, calculated by gravimetric inversion. This comparative analysis allowed us to interpret tectonic structures, crustal thickness and isostatic decompensation degree on the study area. Higher depths to the Curie point were obtained in the continental crust zone (between 30 and 15 km, approximately) than in the oceanic zone (between 25 and 10 km, approximately). On the continental crust, the shallowest values were found in the offshore basins sectors, in the oceanic crust, the deepest values are below the crust-upper mantle discontinuity level.

Offshore basins are associated with lithospheric thinning accompanied by thermal anomalies indicated by elevations of the CPD. The oceanic basement would be linked to descending asthenospheric currents that produce an increase in its depth and CPD. The isostatic model shows a deeper mantle than the gravimetric one in sectors of offshore and shallow basins in the oceanic crust zone. The isostatic model shows a deeper mantle than the gravimetric one in the offshore basins sectors and shallower in the oceanic crust zone.

Key words: Isostatic decompensation; CPD; thermal flow; offshore basins; gravimetric Moho.

INTRODUCCIÓN

El desarrollo y formación del margen continental argentino es el resultado de un proceso astenosférico de flexohundimiento, producido durante la apertura del océano Atlántico Sur (Ramos, 1996 y 1999; Ramos y Turic, 1996). El estudio de la litosfera en el margen argentino, en cuanto a su geometría y estructuras tectónicas, ha sido el objetivo de diferentes trabajos, entre los que podemos citar los estudios sísmicos que aportan modelos de segmentación del margen (Franke *et al.*, 2007), modelos gravimétricos del límite continental-oceánico (Arecco *et al.*, 2016a y 2016b), modelos de espesores sedimentarios (Pizarro *et al.*, 2016), interpretaciones de anomalías magnéticas en el margen argentino (Ghidella *et al.*, 2017; Arecco *et al.*, 2018), entre otros.

En este trabajo se estudian las características térmicas y su relación

con estructuras tectónicas de la litosfera, en la zona correspondiente a la plataforma, talud y llanura abisal de Argentina, en la región que va desde los 50° a 66° de longitud Oeste y 36° a 50° de latitud Sur (Figuras 1 y 2). Para ello se realizó el cálculo de la profundidad del punto de Curie (CPD, *Curie Point Depth*) (Figuras 3, 4 y 5) y desde el CPD se elaboró un mapa de flujo térmico (Figura 6). Para esto se consideró el punto de Curie de la magnetita (580 °C) como temperatura de desmagnetización de las rocas y base de la corteza magnetizada (Frost y Shive, 1986; Ravat *et al.*, 2016). La profundidad del punto de Curie puede no estar relacionada con una isoterma porque la temperatura de desmagnetización de las rocas depende de su composición mineralógica (Tanaka e Ishikawa, 2005). Sin embargo, en ausencia de perforaciones para el estudio areal del flujo de calor, las determinaciones del CPD constituyen una valiosa herramienta para estudiar la distribución (o estructura) térmica de la litosfera y su relación con estructuras tectónicas (Bhattacharyya y Leu, 1975b; Shuey *et al.*, 1977; Connard *et al.*, 1983; Blakely, 1988 y 1995; Okubo *et al.*, 1985 y 1989; Campos-Enríquez *et al.*, 1990; Tanaka *et al.*, 1999; Ruiz e Introcaso, 2004; Tanaka e Ishikawa, 2005; Ravat *et al.*, 2007; Espinoza-Cardaña *et al.*, 2008 y 2016; Maden, 2009; Manea y Manea, 2011; Bilim, 2011; Ruiz e Introcaso, 2011; Aboud *et al.*, 2011; De Ritis *et al.*, 2013; Selim y Aboud, 2014; Guimarães *et al.*, 2014; Salem *et al.*, 2014; Ene Obande *et al.*, 2014; Idárraga-García y Vargas, 2018).

Algunos investigadores han considerado que la magnetita es el mineral magnético dominante en la corteza inferior (Frost y Shive, 1986) y que el manto es no magnético. En regiones continentales la isoterma de Curie debería encontrarse dentro de la corteza o coincidir

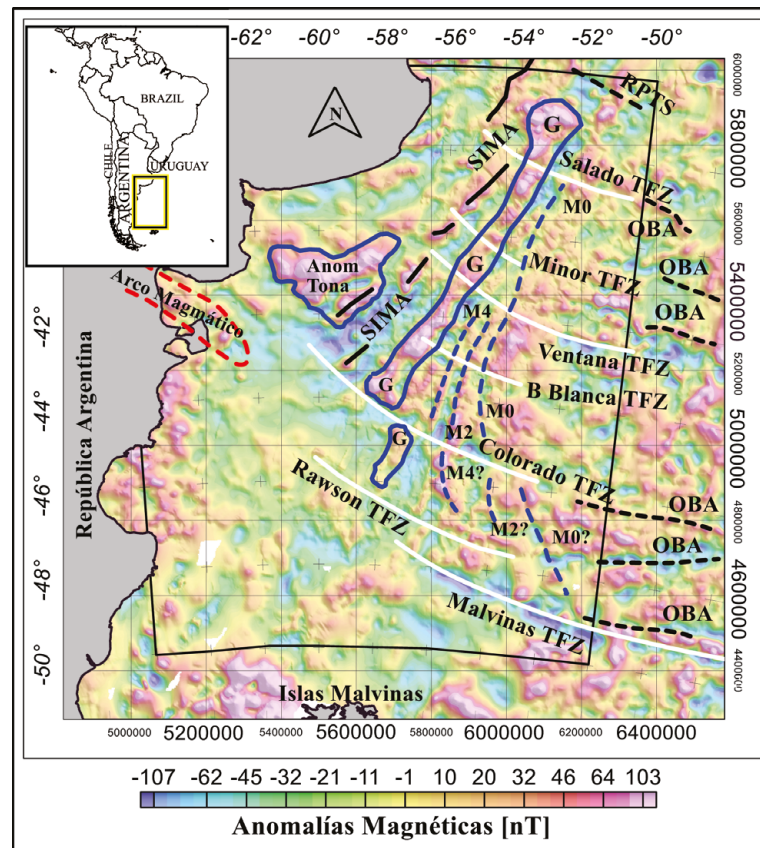


Figura 1. Anomalías magnéticas (escala de colores), anomalía magnética Tona y G (línea azul), alineaciones magnéticas internas de la plataforma continental SIMA (línea negra), alineaciones mesozoicas (línea de trazos azul), arco magmático (línea de trazos roja), zona de transferencias TFZ (línea blanca), sistema de transferencia del Río de la Plata LPTS y alineaciones del fondo oceánico OBA (línea de trazos negra).

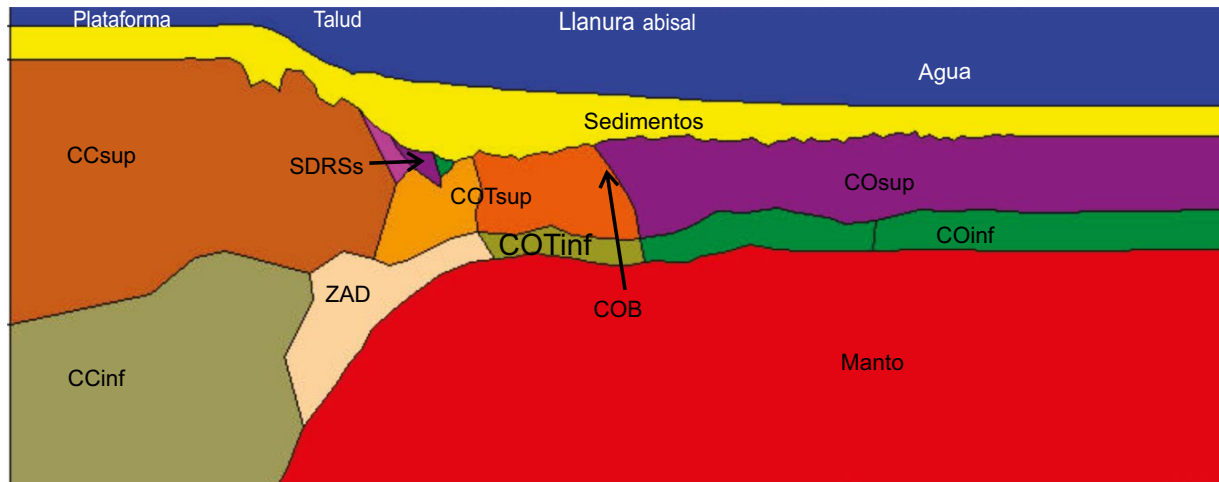


Figura 2. Modelo 2D de las principales características del margen continental argentino (sin escala), modificado de Arecco *et al.* (2016b, fig. 6A). En él se observa la corteza continental superior (CCsup), corteza continental inferior (CCinf), zona de SDRs, zona de alta densidad (ZAD), transición corteza continental-oceánica superior (COTsup), transición corteza continental-oceánica inferior (COTinf), borde oceánico continental (COB), manto, corteza oceánica superior (COsup), corteza oceánica inferior (COinf), zona de sedimentos y agua.

con el límite entre corteza y manto superior (Wasilewski *et al.*, 1979; Wasilewski y Mayhew, 1992). Trabajos posteriores, en litosfera oceánica, han demostrado que existen regiones donde la profundidad de la isoterma de Curie se encuentra por debajo del Moho como, por ejemplo, la parte central del Mar de Liguria (Chiozzi *et al.*, 2005), el Mar Caribe (Council *et al.*, 1989), Golfo de México (Rosales *et al.*, 2014) y zonas de subducción (Arkani-Hamed y Strangway, 1987). El modelo de manto no magnético omite el hecho de que porciones del manto litosférico se enfrían por debajo de la temperatura de Curie de la magnetita, incluidos los ajustes tectónicos con geotermas deprimidas como zonas de subducción, cratones y litosfera oceánica antigua (Arkani-Hamed y Strangway, 1987; Council *et al.*, 1989; Toft y Arkani-Hamed, 1992; Bostock *et al.*, 2002; Blakely *et al.*, 2005; Chiozzi *et al.*, 2005; Demouchy *et al.*, 2006; Frost y McCammon, 2008; Goncharov *et al.*, 2012; Ferré *et al.*, 2013 y 2014; Rosales *et al.*, 2014).

En este trabajo determinamos que CPD se encuentra por encima del Moho en litosfera continental y por debajo de la corteza en sectores de la litosfera oceánica del margen continental argentino. Las variaciones de CDP han sido relacionadas con espesor litosférico y la compleja configuración tectónica representada por diques, fallas de despegue a gran escala y la colisión arco-continente, en litosfera continental. En litosfera oceánica, las profundizaciones de CPD han sido relacionadas con corrientes astenosféricas descendentes, que producen las anomalías residuales negativas en la profundidad del basamento (Müller *et al.*, 2008).

Marco Geológico

La configuración estructural regional de la plataforma continental argentina está compuesta por el cratón del Río de la Plata y la microplaca de la Patagonia, que fuera independiente de Gondwana en el paleozoico

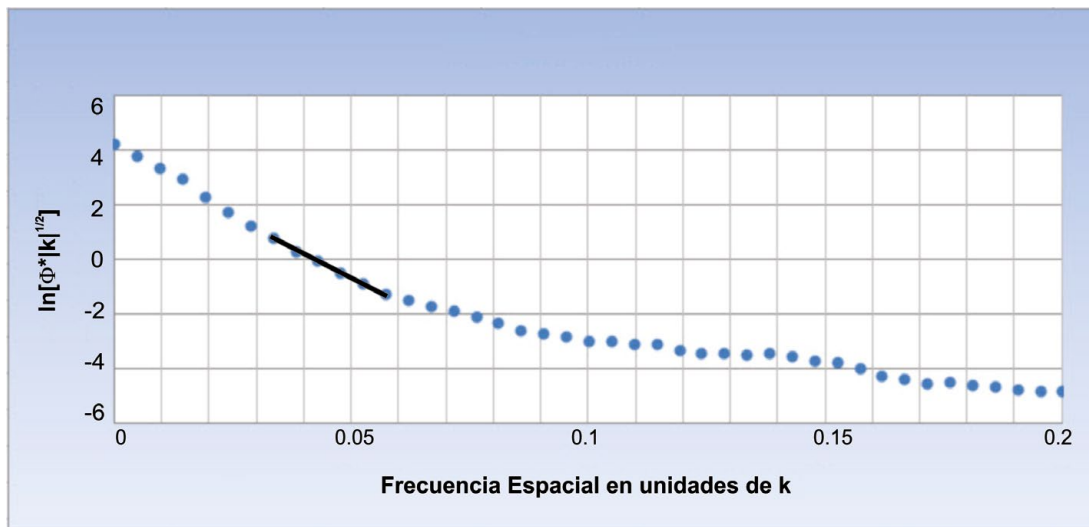


Figura 3. Determinación de Z_c . Valores de amplitudes correspondientes a los números de onda inferiores al doble del espesor de la capa, del espectro radial promedio de $\ln[\Phi_{AT} (|k|)^{1/2}]$.

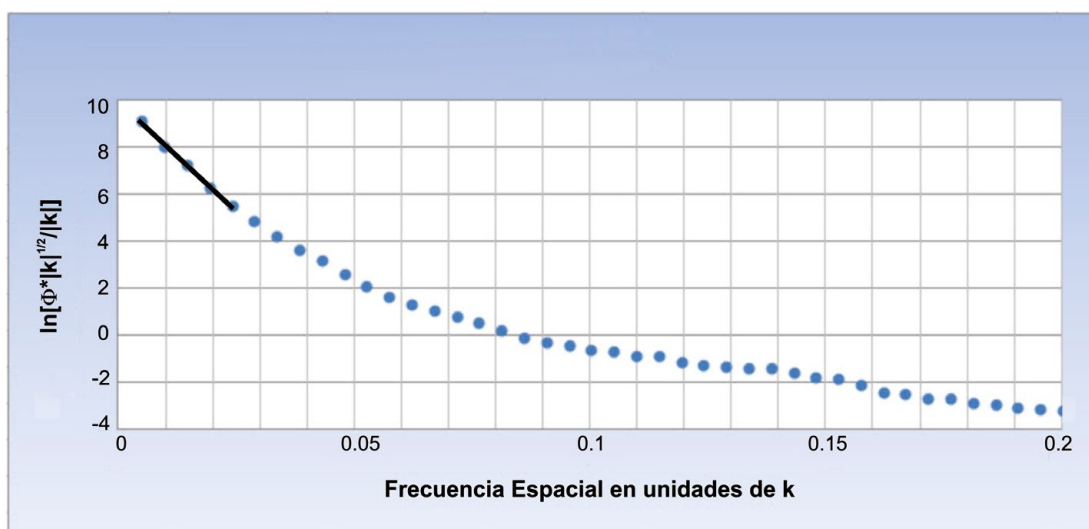


Figura 4. Determinación de Z_0 . Valores de amplitudes correspondientes a los números de onda más bajos, del espectro radial promedio de $\ln [\Phi_{\Delta T} (|k|)^{1/2}/|k|]$.

temprano a medio, antes de sufrir una colisión frontal con Gondwana en el Paleozoico tardío (Ramos, 1988 y 2008; Rapallini, 2005). La acreción que se produjo a lo largo del margen sur del cratón involucra un amalgamamiento de sedimentos principalmente no magnéticos o débilmente magnéticos y metamórfico e ígneo del micro-continente Patagonia. La tectónica de compresión asociada con la acreción cesó solo durante la orogenia gondwaniana tardía, cerca del Paleozoico Superior (Ramos, 1996). La plataforma continental argentina, que comienza al sur del río Colorado, es una de las mesetas riolíticas mejor desarrolladas del mundo (Ramos, 1996) con riolitas correspondientes a los tipos anteriores o posteriores a la ruptura asociados con márgenes pasivos (Malumíán y Ramos, 1984; Kay *et al.*, 1989; Ramos, 1996).

La apertura del Océano Atlántico Sur, entre los 126 a 137 Ma, se desarrolló a lo largo de una dorsal de dirección aproximadamente Norte-Sur. Fue la consecuencia de una progresiva extensión litosférica, que produjo en forma sucesiva la separación del supercontinente Gondwana y la generación de corteza oceánica (Rabinowitz y LaBrecque, 1979; Unternehr *et al.*, 1988; Nuernberg y Müller, 1991; Gladzenko *et al.*, 1997; Yrigoyen, 1999). Se produjeron en la corteza procesos de extensión y rupturas, algunas no alcanzaron la etapa de expansión oceánica y evolucionaron como cuencas aulacogénicas, como las cuencas del Salado y Colorado (Ramos, 1996 y 1999; Ramos y Turic, 1996; Introcaso *et al.*, 2002; Introcaso, 2003). Este mecanismo de extensión y flexohundimiento también dio origen al resto de las cuencas *offshore* de Argentina, Rawson, Valdés, San Jorge, San Julián, Austral, Malvinas Norte y Argentina (Figuras 5 a 7) (Barredo y Stinco, 2010). El margen continental argentino corresponde a un borde de extensión pasivo de tipo volcánico (Urien y Zambrano, 1996; Hinz *et al.*, 1999). Se caracteriza por una significativa reducción del espesor de la corteza continental a partir del talud, al que se le asocian fuertes variaciones en las velocidades de las ondas sísmicas e importantes anomalías gravimétricas y magnéticas (Figura 2) (Rabinowitz y LaBrecque, 1979; Franke *et al.*, 2007; Arecco *et al.*, 2014, 2016a y 2016b). Se han detectado reflectores sísmicos intrabasamentales que buzan hacia el mar (SDRs, *Seaward Dipping Reflectors*) característicos de los márgenes pasivos de tipo volcánico, formados por flujos basálticos, cuyo emplazamiento habría sido episódico en coincidencia con la segmentación producida por las zonas de transferencias del Salado, Colorado, Ventana y Malvinas (Franke *et al.*, 2007) (Figuras 2, 5,

6 y 7). Los SDRs se encuentran asociados a anomalías isostáticas y relacionados con la anomalía magnética mesozoica G (Rabinowitz y LaBrecque, 1979) que marcaría el inicio de la transición corteza continental-oceánica (COT, *Continental-Oceanic Transition*) (Arecco *et al.*, 2016a), la discontinuidad magnética del Colorado limita dos zonas de diferente actividad volcánica. La expresión magnética de la anomalía G se desplaza hacia el este al sur de la discontinuidad y se hace menos intensa (Figura 1) (Ghidella *et al.*, 1995 y 2017; Arecco *et al.*, 2016a, 2016b y 2018). El borde oceánico-continental (COB, *Continental-Oceanic Boundary*) (Figuras 1, 2, 6 y 7), es el límite entre el COT y la corteza oceánica, se encuentra sobre el margen oriental de la anomalía magnética G, su existencia y ubicación ha sido determinada a través de estudios sísmicos y gravimétricos (Arecco *et al.*, 2014, 2016a y 2016b; Pizarro *et al.*, 2016). Estos métodos geofísicos también se emplearon para confeccionar modelos de profundidad de la discontinuidad corteza-manto superior (Arecco *et al.*, 2016b) y espesores sedimentarios (Pizarro *et al.*, 2016).

FUENTES DE DATOS

Base de Datos

La fuente de datos magnéticos empleada en este estudio es el archivo digital EMAG2v3 (por sus siglas en inglés, *Earth Magnetic Anomalies Grid 2 version 3*) (Meyer *et al.*, 2017) de anomalías magnéticas del campo total (TMA, *Total Magnetic Anomalies*), disponibles en <<https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/emag2.html>>. Posee una resolución de 2 minutos de arco, lo que representa un promedio para el área de estudio de 3.6 km en la dirección N-S y 2.7 km en la dirección E-W. El EMAG2 es una red global de anomalías magnéticas de la Tierra elaborada a partir de mediciones magnéticas satelitales, aéreas y de buques de exploración geofísica, tras una secuencia de procesamiento expuesta por Maus *et al.*, (2009), consistente en la fusión de las grillas existentes a 4 km de altitud, procesamiento de las mediciones aéreas y de buques, nivelación de la línea de datos y fusión de los datos de la línea con una grilla a 4 km de altitud.

En su versión 3 utiliza los datos originales de buques y aéreos en lugar de las grillas magnéticas calculadas, donde se dispone de ellos. La interpolación entre líneas dispersas se realiza mediante el uso de un

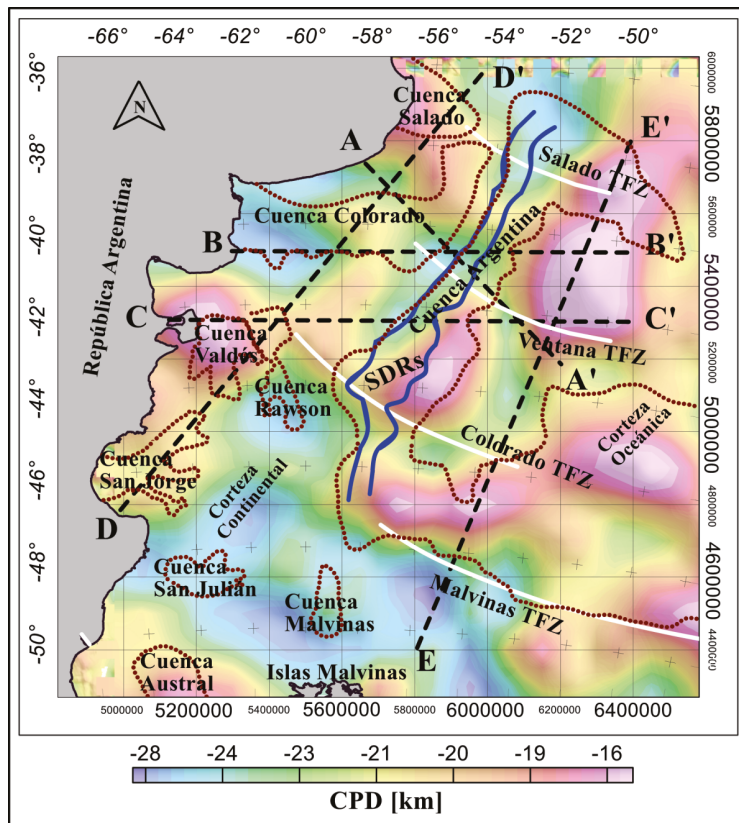


Figura 5. Mapa de profundidad del punto de Curie Z_b (escala de colores), traza de perfiles (línea de trazos negra) (Figuras 8 a 12), zona SDRs (línea azul), cuencas offshore (línea de puntos marrón) y zona de transferencias TFZ (línea blanca).

algoritmo de kriging para grillas de distribución de datos heterogéneos, con el objeto de crear una compilación tan fiel a los datos observados como sea posible y evitar el uso de información *a priori*. Las longitudes de onda más largas (> 300 km) se reemplazaron con el modelo de campo magnético de la litosfera satelital MF7 (por sus siglas en inglés), que resuelve el campo magnético de la corteza hasta el grado y orden 133 del desarrollo en armónicos esféricos, correspondiente a una resolución del orden de 150 km de longitud de onda (Figura 1).

Se utilizaron datos satelitales de topografía del fondo oceánico (batimetría) con una resolución de 15 segundos de arco (Sandwell et al., 2014), disponibles en <http://topex.ucsd.edu/marine_grav/mar_grav.html>. Lo que representa una resolución promedio para el área de estudio de 460 m en la dirección N-S y 390 m en la dirección E-W. También se contó con modelos gravimétricos 3D de la discontinuidad corteza-manto superior de (Arecco et al., 2016b) y espesores sedimentarios de las cuencas offshore (Pizarro et al., 2016).

METODOLOGÍA

Profundidad del Punto de Curie (CPD)

En este trabajo se utilizó el método del centroide, similar al de Tanaka e Ishikawa (2005). Este método fue presentado por Bhattacharyya y Leu (1977) y ha sufrido algunas variaciones en el trabajo de Okubo et al. (1985) y Tanaka et al. (1999). Permite calcular la profundidad del borde superior y el centroide de la capa magnetizada (denominados Z_t y Z₀, respectivamente) a partir de los números de onda del espectro radial de potencia de las TMA Φ_{ΔT}, para luego estimar el borde inferior (Z_b) o profundidad basal de la capa magnetizada (Okubo et al., 1985; Tanaka et al., 1999; Tanaka e Ishikawa, 2005; Bansal et al., 2011; Idárraga-García y Vargas, 2018)

Según Tanaka e Ishikawa (2005) para longitudes de ondas dos veces menores al espesor del estrato (número de onda altos) se relaciona el espectro de densidad de potencia de las TMA Φ_{ΔT} con la profundidad del borde superior (Z_t), a través de la ecuación 1:

$$\ln [\Phi_{\Delta T} (|k|)^{1/2}] = \ln B - |k| Z_t \quad (1)$$

Donde: ln B es la ordenada al origen de la ecuación de la recta, B es una constante relacionada con la masa magnética es [nT] y k es el número de onda [rad/km].

De la ecuación 1, en las zonas correspondientes a números de onda intermedios/altos, se estima la profundidad de la parte superficial de la capa magnetizada mediante el valor de la pendiente (-Z_t) del espectro radial de potencias de las anomalías magnéticas del campo total (TMA), a partir de un ajuste lineal (Figura 3).

Para las largas longitudes de onda (número de onda bajos) se relaciona el espectro de densidad radial de potencia de las TMA Φ_{ΔT} con la profundidad del centroide (Z₀), a través de la ecuación 2:

$$\ln [\Phi_{\Delta T} (|k|)^{1/2}/|k|] = \ln D - |k| Z_0 \quad (2)$$

Donde: ln D es la ordenada al origen de la ecuación de la recta, D es una constante relacionada con la masa magnética en [nT] y k es el número de onda [rad/km].

De la ecuación 2, en las zonas correspondientes a números de onda más bajos, se estima la profundidad del centroide de la capa magnetizada mediante el valor de la pendiente (-Z₀) del espectro radial de potencias de las TMA, a partir de un ajuste lineal (Figura 4).

La profundidad basal de la capa magnetizada está dada por la expresión 3:

$$Z_b = 2Z_0 - Z_t \quad (3)$$

Donde: Z_b es considerada la profundidad del punto de Curie.

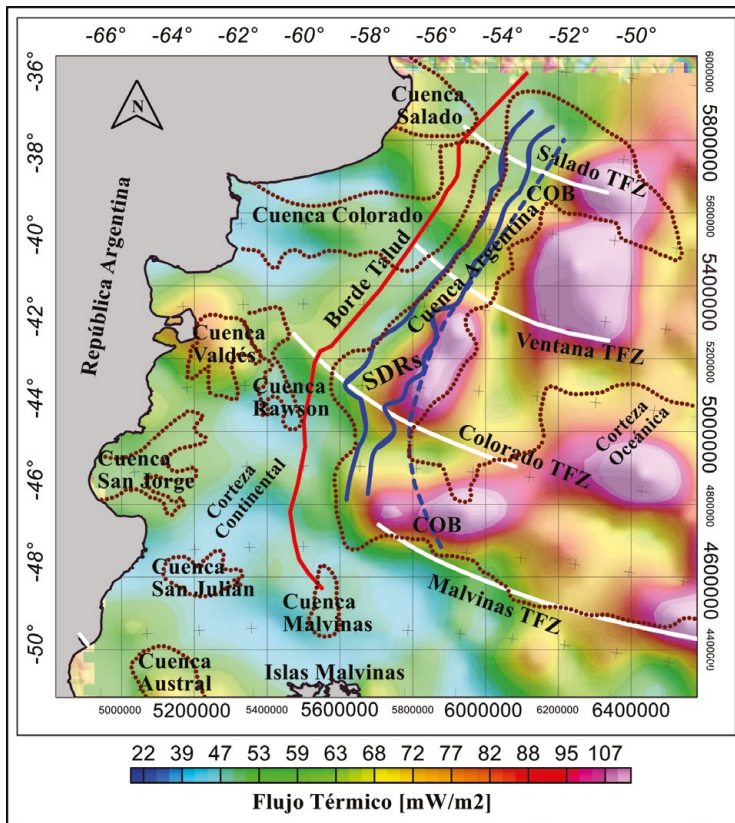


Figura 6. Mapa de flujo térmico (escala de colores), borde de talud continental (línea roja), zona SDRs (línea azul), borde oceánico continental COB (línea de trazos azul), cuencas offshore (línea de puntos marrón) y zona de transferencias TFZ (línea blanca).

Las fuentes profundas de anomalías magnéticas generan señales con longitudes de onda larga y de baja amplitud. Esto hace que detectar la base de la corteza magnetizada sea un problema complejo. La elección del tamaño de ventana se realizó teniendo en consideración que en ventanas de análisis mayores a 200 km podrían quedar incluidos distintos ambientes tectónicos (Ravat *et al.*, 2007) y que modelos sintéticos sugieren como dimensión óptima una ventana de investigación 10 veces mayor que la profundidad del objetivo (Chiozzi *et al.*, 2005). Para el análisis se probaron ventanas de 100, 150 y 200 km y se corrieron 25 km en dirección norte-sur y este-oeste, se eligieron las ventanas de 150 × 150 km en función de la calidad de su espectro de potencia. Así, el estudio refleja valores regionales de esta superficie, sus resultados podrían no delimitar la ubicación de anomalías locales.

Flujo Térmico

El estudio y determinación de la distribución térmica regional, donde la primera cantidad observable es el flujo de calor superficial, puede ser estimado a través del gradiente térmico, con mediciones directas provenientes de perforaciones. En la zona de estudio las perforaciones se encuentran sólo en cuencas de interés petrolero y no son numerosas, siendo poco representativas para las dimensiones del área en estudio. Los estudios publicados por Schumann (2002) revelan gradientes de 0.025; 0.030 y 0.032 °C/m para la cuenca de Colorado y en la cuenca argentina registran valores estimados de flujo térmico de 49 y 65 mW/m² (Schumann, 2002, fig. 4.9 y tab. 4.1). Otra manera es determinar la profundidad a la base de la corteza o litosfera magnetizada (CPD) mediante el análisis espectral de los datos de anomalías magnéticas (Spector y Grant, 1970; Bhattacharyya y Leu, 1975a; Okubo *et al.*, 1985; Blakely, 1988; Tanaka *et al.*, 1999; Ruiz e Introcaso, 2004; Ravat *et al.*, 2007) y asumir el punto de Curie de la magnetita

(580 °C) como temperatura de desmagnetización de las rocas (Ravat *et al.*, 2016, entre otros).

Obtenida la profundidad al punto de Curie, se calcularon los valores del flujo térmico de la zona y se representaron en un mapa. Para ello se empleó la relación básica que describe el transporte por conducción del calor que es la ley de Fourier (Turcotte y Schubert, 2002), dada por la ecuación 4:

$$q = k (dT/dz) \tag{4}$$

Donde: q es el flujo de calor [mW·m⁻²], k el coeficiente de conductividad térmica [W·m⁻²·K⁻¹] y dT/dz el gradiente térmico [K·km⁻¹].

La temperatura de Curie θc puede ser definida por la expresión 5 (Tanaka *et al.*, 1999):

$$\theta_c = D_c (dT/dz) \tag{5}$$

Donde: Dc [m] es la profundidad de Curie

Considerando constante el gradiente de temperatura y asumiendo que no hay fuentes ni sumideros de calor entre el fondo oceánico y la profundidad del punto de Curie, podemos escribir la ecuación 6:

$$q = k \theta_c / D_c \tag{6}$$

Se calculó el flujo térmico (ecuación 6) tomando en consideración los valores de conductividad térmicas promedio k = 2.0 W·m⁻²·°C⁻¹ para el océano (Li *et al.*, 2017) y temperatura de Curie para la magnetita de θc = 580 °C (Ravat *et al.*, 2016). Así k θc = 1160 W·m⁻¹.

Isostasia

La isostasia es la condición de equilibrio gravitacional a la que tiende la litósfera y se fundamenta en el principio de Arquímedes,

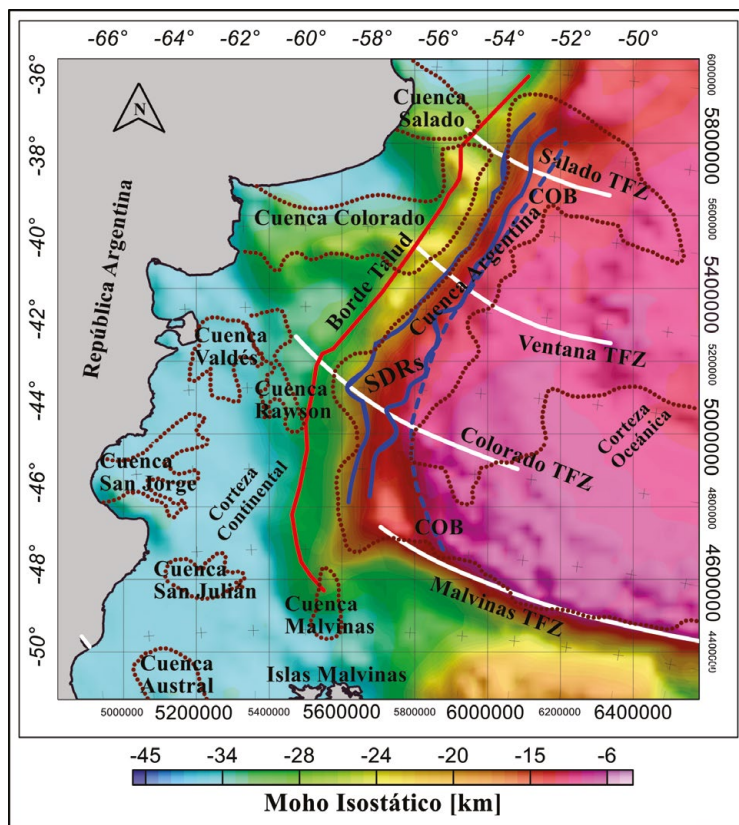


Figura 7. Moho isostático (escala de colores), borde de talud continental (línea roja), zona SDRs (línea azul), borde oceánico continental COB (línea de trazos azul), cuencas offshore (línea de puntos marrón) y zona de transferencias TFZ (línea blanca).

de manera que las masas topográficas se compensan por diferencias de densidades en niveles de corteza inferior-manto superior. Así a una montaña le corresponde una raíz cortical que desplaza al manto, lo que implicaría un engrosamiento cortical. Mientras que por el déficit de masa en la corteza superior que generan los océanos, corresponde una raíz negativa (antirraíz), es decir, un adelgazamiento cortical o elevación de la discontinuidad corteza inferior-manto superior. La evaluación isostática exige construir un modelo de comparación perfectamente compensado (Cornaglia *et al.*, 2009, entre otros). Según el concepto de Airy, esto significa que la columna sedimentaria de una cuenca debería estar compensada por una antirraíz desde la base de la corteza normal (Cornaglia *et al.*, 2009, fig. 10). Para ello se elaboró un modelo 3D de corteza en equilibrio isostático, a partir de los valores de isóbatas de basamento del modelo de espesores sedimentarios (Pizarro *et al.*, 2016) para bloques cuadrados de 30 km de lado y se obtuvieron las antirraíces compensadoras mediante la ecuación 7 (Cornaglia *et al.*, 2009).

$$TN \delta_C = H_W \delta_W + H_S \delta_S + (TN - H_W - H_S - X) \delta_C + X \delta_M \quad (7)$$

$$X = [TN \delta_C - H_W \delta_W - H_S \delta_S - (TN - H_W - H_S) \delta_C] / (\delta_M - \delta_C)$$

Donde: X es espesor de anti raíz, TN es espesor de corteza normal, H_W es espesor agua, H_S es espesor de sedimentos, δ_W es densidad de agua, δ_S es densidad de sedimentos, δ_M es densidad de manto y δ_C es densidad de corteza.

Los contrastes de densidades y espesores de sedimentos fueron obtenidos de los modelos de espesores sedimentarios (Pizarro *et al.*, 2016) y profundidad de la discontinuidad corteza-manto superior (Arecco *et al.*, 2016b). Se adoptó un espesor de corteza estandarizada 35 km en función de los valores obtenidos (Introcaso 2003; Arecco *et al.*, 2016b).

MODELOS PREVIOS

Para estudiar las propiedades termo-mecánicas de la litosfera en el margen continental argentino, se correlacionaron los CPD calculados y el modelo isostático con el modelo del Moho gravimétrico o profundidad de la discontinuidad corteza-manto, publicado por Arecco *et al.* (2016b), y de espesores sedimentarios de las cuencas offshore de Argentina (Pizarro *et al.*, 2016).

Profundidad de la Discontinuidad Corteza – Manto Superior

El modelo 3D del Moho por inversión gravimétrica o profundidad de la discontinuidad corteza-manto (Arecco *et al.*, 2016b) está basado en la inversión del efecto gravitatorio de un modelo simple de dos capas corteza y manto. Se calculó a partir de las anomalías de Bouguer corregidas por espesor sedimentario. Este modelo continuo de la discontinuidad corteza-manto producido para el margen continental argentino, fue ajustado con perfiles sísmicos realizados por BGR (*Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Germany*); COPLA (Comisión Nacional del Límite Exterior de la Plataforma Continental, Argentina) y ANCAP (Administración Nacional de Combustibles, Alcohol y Portland, ANCAP, Uruguay), parcialmente publicados (Ewing *et al.*, 1963, 1964 y 1971; Hinz *et al.*, 1999; Franke *et al.*, 2007 y 2010; Schnabel *et al.*, 2008; Soto *et al.*, 2011). El volumen de sedimentos se obtuvo de estos datos sísmicos y sus densidades calculadas a partir de relaciones empíricas para sedimentos (Brocher, 2005) y para corteza continental cristalina (Christensen y Mooney, 1995). Los valores de densidades adoptados para corteza inferior (2900 kg/m^3) y manto superior (3300 kg/m^3) fueron tomados de Introcaso *et al.* (2002) e Introcaso (2003). Este modelo muestra una profundidad aproximada entre 35 y 25 km en su parte continental marina y entre 15 y 10 km para la corteza oceánica (Arecco *et al.*, 2016b). Las cuencas offshore (Salado, Colorado, Valdés,

Rawson, San Jorge, San Julián, Austral y Malvinas Norte) se encuentran emplazadas sobre zonas de corteza atenuada. Las cuencas del Salado y Colorado se localizan en zonas cuya atenuación cortical se extiende hasta la zona del talud continental.

Espesores sedimentarios

El modelo de espesores sedimentarios de las cuencas *offshore* de Argentina (Pizarro *et al.*, 2016), se calculó usando datos satelitales de topografía (batimetría en océano) y anomalías gravimétricas de aire libre, con resolución de 15" x 15" (Sandwell *et al.*, 2014). Se filtraron adecuadamente las anomalías de aire libre para obtener la respuesta gravimétrica de la corteza superior. Se eliminaron efectos de intrusivos que contaminan la respuesta sedimentaria. Tomando como superficie de partida el modelo de NOAA <<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/sedthick/sedthick.htm>> y las densidades obtenidas utilizando expresión empírica que relacionan densidades con velocidades sísmicas (Brocher, 2005), se realizó un proceso iterativo de inversión 3D utilizando como *constraints* o restricciones los espesores sedimentarios interpretados en líneas sísmicas (Pizarro *et al.*, 2016). El modelo muestra los mayores espesores de sedimentos en la zona correspondientes a las cuencas del Salado, Colorado y Argentina. Las cuencas del Salado y Colorado muestran una continuidad sedimentaria que llega hasta el borde del talud continental. La cuenca de San Jorge no exhibe continuidad de sus sedimentos hacia la zona de talud continental. Se observa un aumento en las rugosidades del modelo hacia el este del COB, en concordancia con los resultados de Arecco *et al.* (2014, 2016a, 2016b y 2018).

RESULTADOS

Mapa de Anomalías Magnéticas

En éste (Figura 1) se encuentran reflejadas la zona de fractura de transferencia (TFZ, *Transfer Fracture Zone*) de Malvinas, Colorado, Ventana, Salado (Franke *et al.*, 2007; Arecco *et al.*, 2014, 2016a y 2016b), Rawson y Minor (Arecco *et al.*, 2018) paralelas al Sistema de transferencia del Río de la Plata (LPTS, *La Plata Transfer System*) (Arecco *et al.*, 2018). La anomalía magnética Tona (Ghidella *et al.*, 1995 y 2017) aparece como una señal magnética de alta intensidad, triangular, con su borde oriental subparalelo a la anomalía magnética G, el sur en dirección paralela a TFZ Colorado y la Cuenca de Colorado hacia el norte.

La alineación magnética G (Rabinowitz y LaBrecque, 1979) es subparalela al borde continental. La continuidad de su desarrollo se interrumpe en TFZ de Colorado, al sur de ella muestra un desplazamiento hacia el este, donde la prolongación de G es claramente identificable por el cambio a una orientación N-S, entre la TFZ de Colorado y Rawson. De manera similar se puede observar un cambio en la orientación de las alineaciones Mesozoica M4, M2 y M0 (Rabinowitz y LaBrecque, 1979), en forma paralela a G. Estas alineaciones pueden identificarse como subparalelas al margen continental y representan las alineaciones de la expansión del fondo marino mesozoico.

La continuación hacia el sur de la anomalía G y de las alineaciones magnéticas mesozoicas (M4 y M2) se encuentra limitada por la TFZ de Rawson (paralelas a la TFZ de Colorado y Malvinas), por lo tanto, se puede concluir que la TFZ de Rawson se activó durante la apertura del Océano Atlántico (Arecco *et al.*, 2018).

Sobre el sector de corteza oceánica se pueden identificar alineamientos del fondo oceánico (OBA, *Ocean Bottom Alignments*) (Arecco *et al.*, 2018). La mayoría de los alineamientos magnéticos del fondo oceánico son paralelas a las TFZ, que coinciden con la dirección de expansión del fondo del océano. Los OBA magnéticos coinciden con los OBA gravimétricos (Arecco *et al.*, 2016a). Sobre el sector de corteza continental, entre la anomalía G y la línea de costa, se pueden ver

alineaciones internas sub-paralelas al margen continental y paralelas a la anomalía G. Estas alineaciones magnéticas internas de la plataforma continental (SIMA, *Shelf Inner Magnetic Alignments*) probablemente fueron generadas por la apertura del Océano Atlántico Sur (Arecco *et al.*, 2018), están controladas por la TFZ del Salado, Ventana y Minor y limitadas al sur por la TFZ de Colorado. Las anomalías magnéticas reflejan un cambio notable de fábrica magnética en corteza continental respecto a la corteza oceánica. Éste se expresa en cambios de frecuencias y amplitudes, consistentemente con los cambios composicionales y estructurales en ambos ambientes tectónicos.

Mapa CPD

Los CPD (Figura 5) muestran menor profundidad promedio en la zona de la corteza oceánica (de 15 a 20 km) que sobre la continental (de 20 a 25 km). Sobre la corteza oceánica parecen estar controlados por las TFZ de Malvinas, Colorado y Ventana. Sobre la corteza continental, muestra zonas aún menos profundas en aéreas correspondientes a las cuencas del Salado, Colorado, Valdés, Rawson, Austral, San Jorge, Malvinas Norte y San Julián. Estos resultados concuerdan con la existencia de adelgazamientos corticales en las zonas de cuencas *offshore*, según el modelo de moho gravimétrico (Arecco *et al.*, 2016b), apoyando la teoría del origen extensivo de las cuencas *offshore* durante el proceso de apertura del océano Atlántico Sur (Rabinowitz y LaBrecque, 1979; Unternehr *et al.*, 1988; Nuernberg y Müller, 1991; Gladczenko *et al.*, 1997; Yrigoyen, 1999). En el caso de las cuencas del Salado y Colorado, estos valores menos profundos, poseen continuidad hacia el talud continental, apoyando la teoría de su origen aulacogénico (Ramos, 1996 y 1999; Ramos y Turic, 1996; Pizarro *et al.*, 2016), al igual que los modelos de moho gravimétrico y espesores sedimentarios (Arecco *et al.*, 2016b y Pizarro *et al.*, 2016, respectivamente). La cuenca del Colorado muestra los mayores valores de CPD desplazamiento hacia el norte del eje de la cuenca, lo que podría interpretarse como rift asimétrico con ascenso del manto hacia el norte. Evidencias de esto se observan en estudios gravimétricos y magnéticos (Arecco *et al.*, 2016b y 2018). La cuenca de Valdés muestra los valores más someros que se encuentran en la zona de corteza continental, donde el modelo gravimétrico no refleja una atenuación cortical de esa magnitud. Sobre la corteza oceánica existen amplias zonas de CPD profundos, en las que se encuentran por debajo de la corteza oceánica. Estos valores (entre 15 y 20 km de profundidad promedio) se encuentran dentro del rango inferior de los propuestos por el modelo global de profundidad de Curie elaborado por Li *et al.* (2017), donde se presenta una distribución de CPD en corteza oceánica para edades de hasta 180 Ma (Li *et al.*, 2017, fig. 2 y 4b) que se ajustan a una distribución normal con una media de 20.18 km y una desviación estándar de 4.78 km.

Mapa Flujo Térmico

Los valores de flujo térmico calculados fueron volcados en un mapa (Figura 6). Éstos, al igual que los CPD sobre la corteza oceánica, parecen estar controlados por las TFZ de Malvinas, Colorado y Ventana, sus valores aumentan a partir de la zona de emplazamiento de los SDRs, en la zona de corteza oceánica los valores son más elevados (entre 65 y 110 mW/m², aproximadamente) que en la continental (entre 40 y 75 mW/m², aproximadamente). Existen tres máximos conspicuos en corteza oceánica, dos subparalelos al margen y otro con dirección E-O al norte y subparalelo a Malvinas TFZ. Uno de los primeros inicia a los 38°S (al norte de la TFZ del Salado) y llega hasta la TFZ de Ventana, el otro se encuentra desplazado hacia el oeste entre la TFZ de Ventana y Colorado. El tercero se encuentra entre la TFZ de Colorado y Malvinas. En las cuencas *offshore* del Salado, Colorado, Valdés, Austral, Rawson, San Jorge y Malvinas Norte, se obtuvieron valores de flujo elevado. En las cuencas del Salado y Colorado, estas anomalías de flujo térmico

continúan hasta la zona del talud continental. La cuenca Valdés muestra los valores de flujo más elevado de la corteza continental. La anomalía magnética Tona se encuentra en un sector de bajo flujo térmico (zona fría), a excepción del lado paralelo al borde de talud continental, que se encuentra en coincidencia con SIMA.

Moho Isostático

Se confeccionó un mapa de profundidad del Moho isostático (Figura 7), con los valores obtenidos del modelo isostático de corteza compensada. Los valores de profundidad del Moho disminuyen a partir de la zona de emplazamiento de los SDRs, en la zona de corteza oceánica son más superficiales (entre 10 y 24 km, aproximadamente) que en la continental (entre 20 y 35 km, aproximadamente). En la corteza continental, los sectores de las cuencas *offshore*, tienen menor profundidad que su entorno. Las cuencas del Salado y Colorado exhiben una elevación del manto, que continúa hasta la zona del talud continental.

Estos valores de profundidad fueron comparados con los del modelo gravimétrico (Arecco et al., 2016b). Asumiendo que el modelo gravimétrico es una distribución de masas que se aproxima razonablemente a la posición real de la discontinuidad corteza-manto y el modelo isostático representa la posición ideal de esa discontinuidad bajo la hipótesis de equilibrio hidrostático, la diferencia entre ellas corresponde al grado de descompensación isostática de la región. Para la zona de corteza oceánica el Moho isostático es levemente menos profundo que el gravimétrico y en corteza continental los valores isostáticos son más profundos que los del modelo calculado por inversión gravimétrica en los sectores de cuencas *offshore* (Figuras 8 a 12). En la cuenca de Colorado el adelgazamiento cortical gravimétrico se encuentra desplazado hacia el norte del isostático (Figura 11).

En los modelos digitales de la corteza oceánica mundial, calculados por Müller et al. (2008), se presentan tres mapas de profundidad de basamento residual, basadas en la diferencia entre el basamento descargado de sedimento y la profundidad de basamento pronosticada en según la edad, a través de los modelos de Stein y Stein (1992), Crosby (2007) y Crosby et al. (2006). En todos ellos se observa una anomalía residual negativa en la zona correspondiente a la Cuenca Argentina. Según Müller et al. (2008), todas las anomalías de profundidad negativas analizadas se superponen a restos de placas, provocado un flujo astenosférico descendente. Las anomalías residuales negativas más prominentes se encuentran entre 750 y 1500 m. La anomalía de profundidad de la cuenca argentina se asocia con material de placa

subducido que se visualiza en el manto superior e inferior, mediante tomografía sísmica (Müller et al., 2008, fig. 12).

Este valor anómalo de profundidad del basamento oceánico sería la causa de la subcompensación isostática observada en la zona de corteza oceánica (Figuras 8, 9, 10 y 12), al comparar el modelo isostático con el modelo gravimétrico.

Perfiles

Para realizar un mejor análisis comparativo se trazaron perfiles en los que se muestra la batimetría, profundidad de basamento, profundidad al punto de Curie, Moho gravimétrico e isostáticos (Figuras 2, 8, 9, 10, 11 y 12). En ellos se puede observar: a) Una notable correlación entre la profundidad de la discontinuidad corteza – manto superior del modelo gravimétrico y el isostático (Figuras 8 a 12), con un Moho gravimétrico algo más profundo que el isostático en la zona de corteza oceánica (Figuras 8, 9, 10 y 12) y el sector correspondiente a la anomalía magnética Tona (Ghidella et al., 1995 y 2017) (Figuras 10 y 11) y más elevado en las cuencas *offshore* de la corteza continental (Figuras 8 a 12). b) Elevaciones de los CPD en las zonas correspondientes a emplazamientos de las cuencas *offshore* acompañadas por un adelgazamiento cortical (Figuras 8 a 11), es decir, ascenso astenosférico en la zona de las cuencas *offshore*. c) Niveles de CPD por debajo de la discontinuidad corteza-manto superior, en algunos sectores de la litosfera oceánica (Figuras 8, 9, 10 y 12). d) Variación de la frecuencia o rugosidad en las líneas correspondientes al nivel del basamento (Figuras 8, 9, 10 y 12) hacia el este de la ubicación del COB (Arecco et al., 2014, 2016a, 2016b y 2018). e) La separación entre la cuenca de Colorado y Argentina, producida por la presencia de un alto estructural (Urien y Zambrano, 1996), más allá (hacia el este) del borde del talud continental (Figuras 8 y 9). f) La cuenca de Valdés con los CPD más superficiales (13 km) de la corteza continental (Figura 10). g) En la cuenca del Colorado el CPD y el adelgazamiento cortical gravimétrico se encuentra desplazado algo más hacia el norte que el adelgazamiento cortical isostático y la geometría de la cuenca (Figura 11). h) En la zona de corteza oceánica el Moho gravimétrico es más profundo que el isostático (Figuras 8, 9, 10 y 12), indicando una leve subcompensación isostática, habiendo descartado los modelos elásticos por no encontrar un ajuste satisfactorio. i) Los CPD más superficiales de la litosfera oceánica se encuentran en las zonas donde la profundidad al basamento es menor, alcanzando el nivel de la corteza en sectores donde la profundidad al basamento es aproximadamente de 5 km (Figuras 8, 9, 10 y 12).

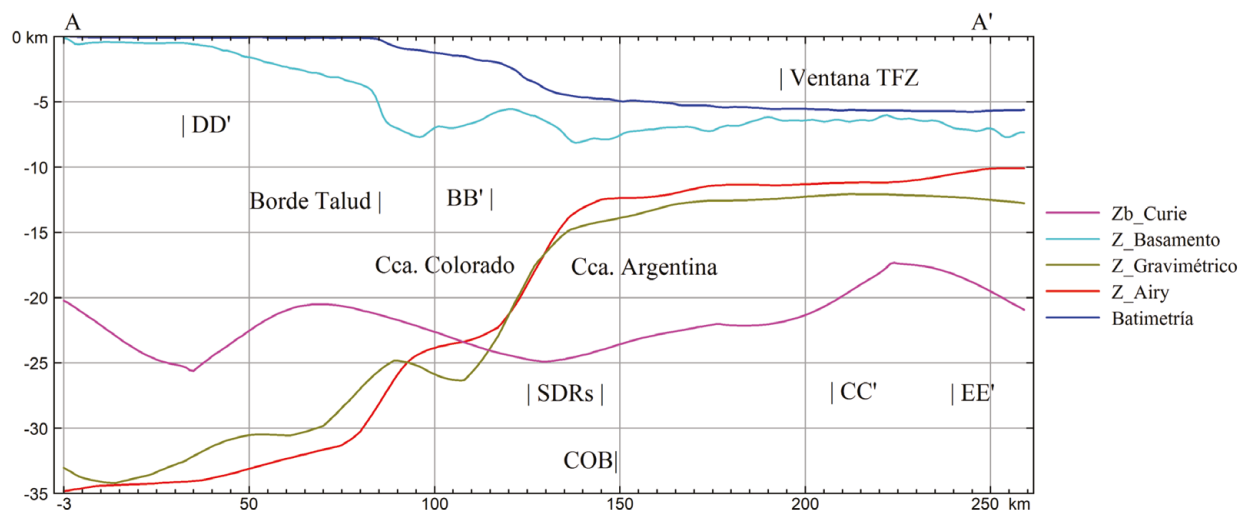


Figura 8. Perfil A-A': Batimetría (línea azul), basamento (línea celeste), Moho isostático (línea roja), Moho gravimétrico (línea verde) y Z_0 Curie (línea roja).

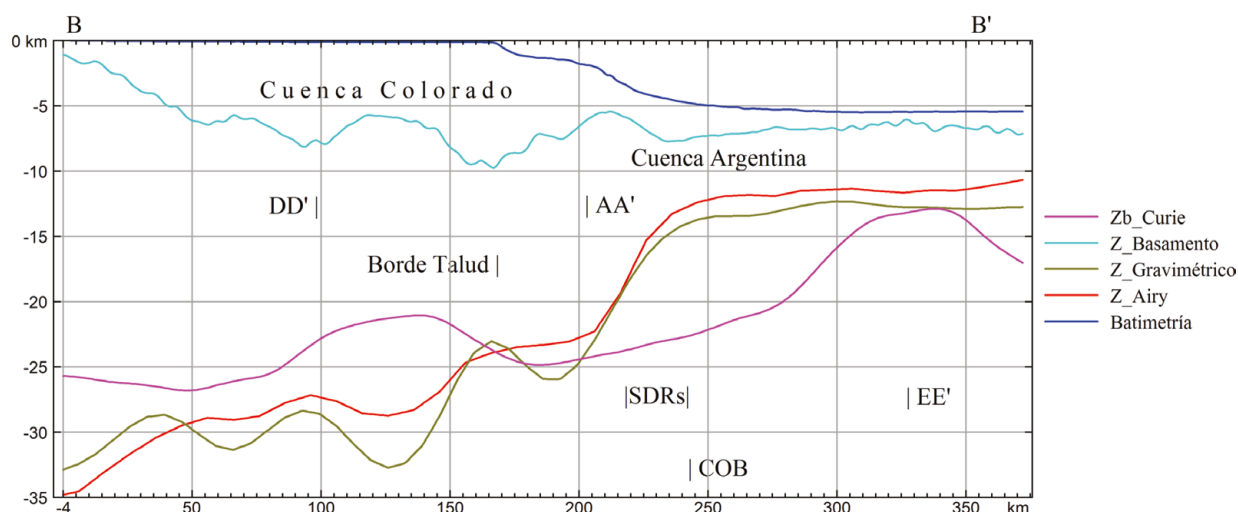


Figura 9. Perfil B-B': Batimetría (línea azul), basamento (línea celeste), Moho isostático (línea roja), Moho gravimétrico (línea verde) y Z_b Curie (línea roja).

DISCUSIÓN

Los valores calculados de CPD (Figura 5) muestran, en general, una mayor profundidad en la parte de corteza continental (de 20 a 25 km) que en la oceánica (de 15 a 20 km), en correspondencia con los espesores corticales. Los modelos corticales que hemos calculado indican una profundidad de corteza oceánica entre 5 y 8 km, aproximadamente, con sectores donde los CPD se encuentran por debajo de la discontinuidad corteza-manto (Figuras 5, 8, 9, 10, 11 y 12). El análisis isostático en la hipótesis local (Airy) y regional (Flexural) indican una litosfera débil en la región, por lo cual se adopta un modelo de compensación con T_e de 5 km.

El modelo global de profundidad de Curie (Li *et al.*, 2017) presenta valores de CPD en corteza oceánica para edades de hasta 180Ma (Li *et al.*, 2017, fig. 2 y 4b) que se ajustan a una distribución normal con una media de 20.18 km y una desviación estándar de 4.78 km, cuyo entorno menor (de 15.40 a 20.18 km) coincide con nuestros valores promedios calculados (de 15 a 20 km).

Los modelos digitales de la corteza oceánica mundial elaborados

por Müller *et al.* (2008) presentan una anomalía residual negativa de profundidad del basamento oceánico para la Cuenca Argentina en el suroeste del Atlántico Sur (Müller *et al.*, 2008, fig. 11) y un basamento más profundo que el esperado por los modelos de Stein y Stein (1992), Crosby (2007) y Crosby *et al.* (2006). Según Müller *et al.* (2008), todas las anomalías residuales de profundidad negativa del basamento oceánico analizadas se encuentran sobre los restos de placas subducidas y se visualizan en las tomografías sísmicas (Müller *et al.*, 2008, fig. 12). Para ellas sugiere un flujo astenosférico descendente de origen profundo, provocado por la placa subductada con flotabilidad negativa que se hunde debajo de la región, de más de 2 cm/a a 410 y 660 km de profundidad, cálculo basado en tomografía sísmica para ondas de corte (Steinberger, 2007).

Teniendo en cuenta que los CPD más superficiales se encuentran en los sectores donde la profundidad al basamento es menor, llegando el CPD a nivel de la corteza cuando la profundidad al basamento es cercana a los 5 km y que en los sectores donde la profundidad al basamento es mayor (entre 6 a 8 km) los CPD se profundizan a niveles del manto (15 a 20 km). Encontramos la teoría del flujo

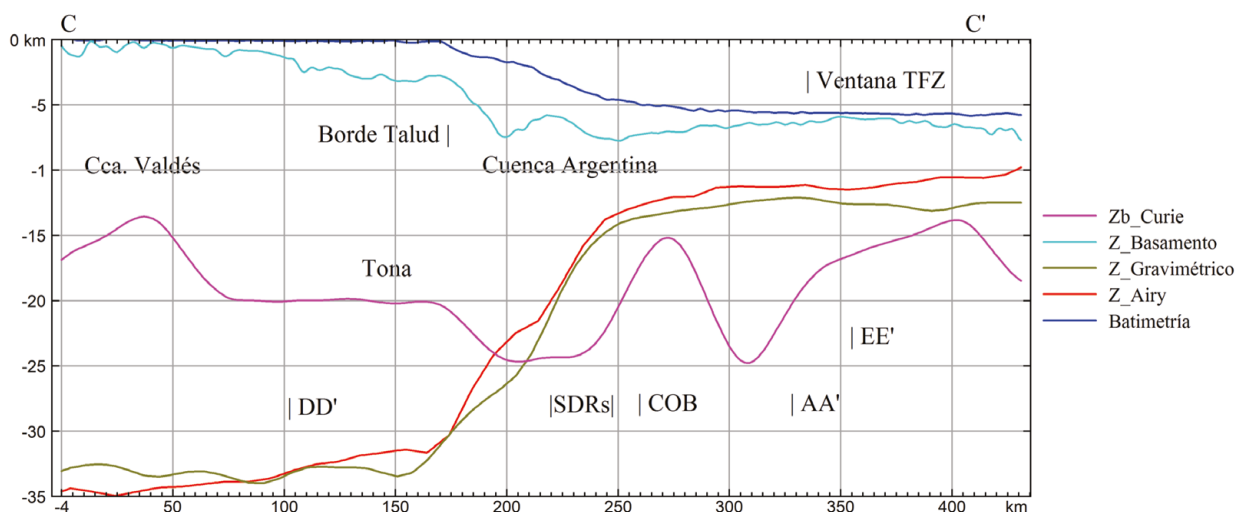


Figura 10. Perfil C-C': Batimetría (línea azul), basamento (línea celeste), Moho isostático (línea roja), Moho gravimétrico (línea verde) y Z_b Curie (línea roja).

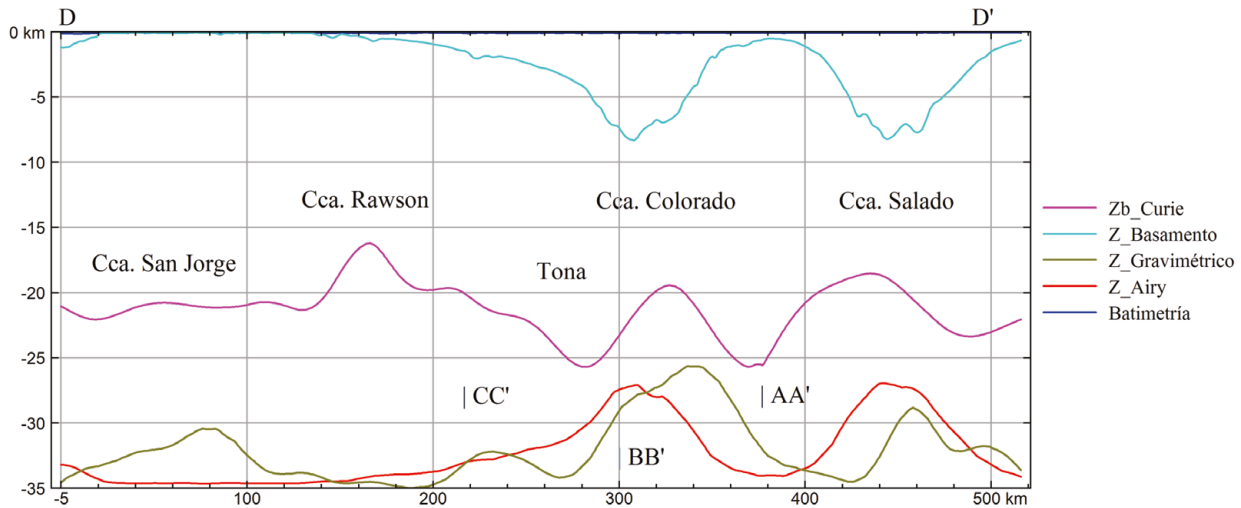


Figura 11. Perfil E-E': Batimetría (línea azul), basamento (línea celeste), Moho isostático (línea roja), Moho gravimétrico (línea verde) y Z_b Curie (línea roja).

astenosférico profundo adecuada a la región de estudio. Ella explicaría a través del flujo astenosférico descendente la correlación de mayores profundidades del basamento con mayores CPD, sectores en los que se encontrarían restos de placa en profundidad (Astort *et al.*, 2019; Chen *et al.*, 2019). En los sectores donde los CPD alcanzan el nivel de la corteza oceánica y la profundidad hasta el basamento se aproxima a los 5 km, no existiría material de placa que provoque un flujo astenosférico descendente.

Para el cálculo del modelo isostático se adoptó una corteza normal de 35 km, resultando altamente consistente con el modelo gravimétrico, el modelo flexural con T_e de 5 km mar adentro y Airy en corteza continental. Los valores obtenidos muestran una corteza oceánica más delgada que la gravimétrica, indicando una litosfera subcompensada (Figuras 7, 8, 9, 10 y 12), en coincidencia con la anomalía de profundidad cortical (Müller *et al.*, 2008). Estas justificaciones nos llevan a sustentar los valores del modelo isostático para las zonas de las cuencas *offshore*, en corteza continental, donde se manifiestan como zonas sobrecompensadas, es decir, una litosfera delgada y en estado de subsidencia (Figuras 7 a 11) (Introcaso *et al.*, 2002). Así interpretamos

estas zonas de adelgazamiento cortical como lugares de ascensión astenosférica, CPD somero y mayor flujo térmico (Figuras 5 a 11).

Las cuencas del Salado y Colorado muestran esta correlación de valores (adelgazamiento cortical, ascenso astenosférico y CPD somero) asignados a las cuencas *offshore*, hasta la zona del talud continental (Figuras 5, 6, 7, 9 y 11). Estas evidencias apoyan su origen aulacogénico (Ramos, 1996 y 1999; Pizarro *et al.*, 2016). No sucede lo mismo en la cuenca del Golfo de San Jorge, donde los valores de adelgazamiento cortical no están acompañados por los valores de Curie y flujo térmico anómalo (Figuras 5, 6, 7 y 11) hasta el talud continental. Al no presentar evidencias de génesis aulacogénica se sustenta su definición como una cuenca de *rift* continental (Barredo y Stinco, 2010; Pizarro *et al.*, 2016).

La cuenca de Colorado muestra una asimetría, posee su geometría de cuenca en correspondencia con el adelgazamiento cortical isostático y, un poco más al norte, su adelgazamiento cortical gravimétrico en concordancia con los valores someros de CPD. El trabajo de Juan *et al.* (1996), en el flanco norte de la cuenca, propone la presencia de fallas de gran longitud y escaso desplazamiento, fallas normales que se propagaron a través de planos de debilidad previos. En consecuencia,

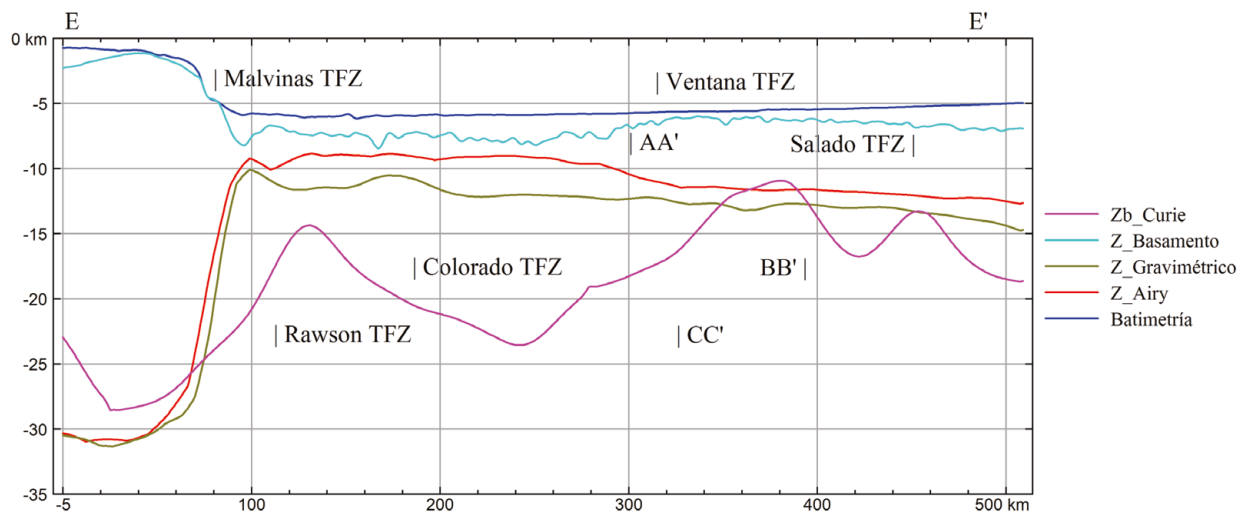


Figura 12. Perfil D-D': Batimetría (línea azul), basamento (línea celeste), Moho isostático (línea roja), Moho gravimétrico (línea verde) y Z_b Curie (línea roja).

la cuenca está conformada por depocentros asimétricos escalonados y vinculados por transferencias con desplazamiento de rumbo. Pángaro *et al.* (2011) identificaron dos zonas de cizallamiento profundamente arraigadas y orientadas al NE que se mapearon hasta el Moho utilizando líneas de reflexión sísmica de gran ángulo. Estas zonas de cizallamiento se encuentran al norte de la anomalía Tona, límite sur de la cuenca. Arecco *et al.* (2018) identifica alineaciones, representadas por las soluciones de deconvolución de Euler para TMA, e interpretan fallas orientadas en la dirección de los estratos sedimentarios paleozoicos, en la cuenca, (entre los 8 y 12 km de profundidad, aproximadamente) con buzamiento sur-oeste y otra serie de fallas al norte de Tona (entre los 12 y 24 km de profundidad, aproximadamente), también con buzamiento sur-oeste (Arecco *et al.*, 2018, fig. 9). Estas evidencias sugieren la presencia de un *rift* asimétrico por fallamiento extensivo, con profundas fallas al sur, plano de despegue hacia el norte en la orientación de los sedimentos paleozoicos y fallas de gran longitud y escaso desplazamiento al norte.

La región de CPD superficial se encuentra en la prolongación del arco magmático septentrional (Ramos 2008), zona de sutura entre el terreno Patagonia y Pampia, bajo el área de la Cuenca Valdés en la parte occidental del área de estudio, la cual está relacionada con la presencia de intrusiones magmáticas acompañadas por diques y fallas de despegue que generan la anomalía magnética Tona (Arecco *et al.*, 2018). Puede ocurrir que el CPD no esté indicando la base de la corteza magnetizada, esto sucedería si las magnetizaciones están correlacionadas, apartándose del modelo simple de corteza de 3 capas con magnetizaciones aleatorias y no correlacionadas.

Se interpreta que la variación en la estructura térmica regional bajo la Cuenca Valdés y al suroeste de Tona (región de CPD superficial) está controlada principalmente por el proceso de calentamiento por fricción asociado con la convergencia de los terrenos durante el proceso de acreción. En la zona de la anomalía magnética de Tona (Ghidella *et al.*, 1995 y 2017) el Moho isostático es superior al gravimétrico, con CPD entre medios y profundos (aproximadamente 20 km) (Figura 10). Pese a que los valores de profundidad del Moho sugerirían la existencia de un subplacado, los valores de CPD no son profundos. Estas evidencias indican una corteza más densa que la propuesta en los modelos corticales y basados en estudios previos (Arecco *et al.*, 2018) apoyamos la existencia de sills y diques magmáticos que generan la anomalía magnética Tona (Arecco *et al.*, 2018, fig. 7).

CONCLUSIONES

La zona de estudio está compuesta por corteza continental y oceánica. Los valores calculados de CPD poseen una mayor profundidad en la parte de corteza continental (entre 30 y 15 km, aproximadamente) que en la de corteza oceánica (entre 25 y 10 km, aproximadamente).

Las zonas de emplazamiento de las cuencas *offshore* poseen valores más someros de CPD y mayor flujo térmico, en correspondencia con el adelgazamiento cortical y ascenso de material astenosférico. Estas zonas estarían isostáticamente sobrecompensadas.

La cuenca de Colorado posee un adelgazamiento cortical desfazado hacia el norte del eje de la cuenca, en coincidencia con el CPD. Podría tratarse de un *rift* asimétrico, con un fallamiento normal extensivo al sur y fallamiento escalonado de gran longitud y poco desplazamiento, al norte.

Se confirma como límite de la cuenca de Colorado y la cuenca argentina el alto estructural del basamento.

En la zona de emplazamiento de las cuencas *offshore* existe muy buena correlación entre los valores de CPD, flujo térmico, espesores sedimentarios, Moho gravimétrico y descompensación isostática.

El origen aulacogénico de las cuencas del Salado y Colorado queda establecido por la continuidad de estos valores hasta la zona del talud continental. En la cuenca del Golfo de San Jorge el adelgazamiento cortical no está acompañado por los valores de Curie y flujo térmico hasta el talud continental, por lo tanto, se sustenta su definición como una cuenca de *rift* continental.

Sobre el sector de corteza oceánica existen zonas donde los valores de CPD se encuentran por debajo de los de la discontinuidad corteza-manto como consecuencia de flujos astenosféricos descendentes. Estos flujos también provocan el hundimiento de la corteza oceánica, generando zonas isostáticamente subcompensadas.

El sector de corteza continental posee en general una leve sobrecompensación isostática, principalmente en las zonas correspondientes a los emplazamientos de las cuencas *offshore*.

La anomalía magnética de Tona (Ghidella *et al.*, 1995 y 2017) queda definida como una zona de diques e intrusiones (Arecco *et al.*, 2018). El borde suroeste de la anomalía Tona, la región de CPD superficial y la prolongación de la TFZ Colorado separan en dos zonas la plataforma continental tanto en sus características térmicas como isostáticas (Figura 10).

El cambio en la frecuencia (rugosidad) para los valores de profundidad de basamento confirma la ubicación del COB.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por los proyectos: FONCYT 2012 – 2716, FSTics 2010 n°0006, CAPP-Ondas, Grupo 1, CICITCA 2014-2015.

REFERENCIAS

- Aboud, E., Salem, A., Mekkawi, M., 2011, Curie depth map for Sinai Peninsula, Egypt deduced from the analysis of magnetic data: *Tectonophysics*, 506(1-4), 46-54.
- Arecco, M.A., Pizarro, G., Ruiz, F., 2014, Aplicación del método gravimétrico en el margen argentino: *Geoacta*, 39(1), 25-34.
- Arecco, M.A., Larocca, P.A., Oreiro, F., Pizarro, G., Ruiz, F., 2016a, Estudio del margen continental argentino para la determinación del límite entre corteza oceánica y continental (desde 40°S hasta 44°S) a partir de métodos geomagnéticos: *Latinmag Letters*, 6, Special Issue, A03, 1-7.
- Arecco, M.A., Ruiz, F., Pizarro, G., Giménez, M., Martínez, P., Ramos, V.A., 2016b, Gravimetric determination of the continental-oceanic boundary of the Argentine continental margin (from 36°S to 50°S): *Geophysical Journal International*, 204(1), 366-385.
- Arecco, M.A., Larocca, P.A., Ruiz, F., Canero, A.T., Ramos, V.A., 2018, Application of magnetic method on the Argentine continental shelf between 35°S and 48°S: *Geofísica Internacional*, 57(3), 175-195.
- Arkani-Hamed, J., Strangway, D.W., 1987, An interpretation of magnetic signatures of subduction zones detected by MAGSAT: *Tectonophysics*, 133(1-2), 45-55.
- Astort, A., Colavitto, B., Sagripanti, L., García, H., Echaurren, A., Soler, S., Ruiz, F., Folguera, A., 2019, Crustal and mantle structure beneath the southern Payenia Volcanic Province using gravity and magnetic data: *Tectonics*, 38(1), 144-158.
- Bansal, A.R., Gabriel, G., Dimri, V.P., Krawczyk, C.M., 2011, Estimation of depth to the bottom of magnetic sources by a modified centroid method for fractal distribution of sources: an application to aeromagnetic data in Germany: *Geophysics*, 76, 11-22.
- Barredo, S.P., Stinco, L.P., 2010, Geodinámica de las cuencas sedimentarias: su importancia en la localización de sistemas petroleros en la Argentina: *Petrotécnia*, abril 2010, 48-68.
- Bhattacharyya, B.K., Leu, L.K., 1975a, Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two-dimensional structures: *Geophysics*, 40, 993-1013.
- Bhattacharyya, B.K., Leu, L.K., 1975b, Analysis of magnetic anomalies over

- Yellowstone National Park: Mapping of Curie Point Isothermal Surface for Geothermal Reconnaissance: *Journal of Geophysical Research*, 80(32), 4461-4465.
- Bhattacharyya, B.K., Leu, L.K., 1977, Spectral Analysis of Gravity and Magnetic Anomalies due to Rectangular Prismatic Bodies: *Geophysics*, 42(1), 41-50.
- Bilim, F., 2011, Investigation of the Galatian volcanic complex in the northern central Turkey using potential field data: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 185(1-2), 36-43.
- Blakely, R.J., 1988, Curie temperature Isotherm Analysis and Tectonic Implications of Aeromagnetic Data from Nevada: *Journal of Geophysical Research*, 93(B10), 11817-11832.
- Blakely, R.J., 1995, *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*: Cambridge, Cambridge University Press, 441 pp.
- Blakely, R.J., Brocher, T.M., Wells, R.E., 2005, Subduction-zone magnetic anomalies and implications for hydrated forearc mantle: *Geology*, 33, 445-448.
- Bostock, M.G., Hyndman, R.D., Rondenay, S., Peacock, S.M., 2002, An inverted continental Moho and serpentinization of the forearc mantle: *Nature*, 417, 536-538.
- Brocher, T.M., 2005, Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(6), 2081-2092.
- Campos-Enríquez, J.O., Arroyo-Esquivel, M.A., Urrutia-Fucugauchi, J., 1990, Basement, Curie isotherm and shallow-crustal structure of the Trans-Mexican Volcanic Belt, from aeromagnetic data: *Tectonophysics*, 172, 77-90.
- Chen, Y., Wu, J., Suppe, J., 2019, Southward propagation of Nazca subduction along the Andes: *Nature*, 565,441-447.
- Chiozzi, P., Matsushima, J., Okubo, Y., Pasquale, V., Verdoya, M., 2005, Curie-point depth from spectral analysis of magnetic data in central-southern Europe: *Physics of The Earth Planetary Interiors*, 152(4), 267-276.
- Connard, G., Couch, R., Gemperle, M., 1983, Analysis of aeromagnetic measurements from the Cascade Range in central Oregon: *Geophysics*, 48, 376-390.
- Cornaglia, L., Ruiz, F., Introcaso, A., 2009, Análisis cortical de la cuenca Golfo de San Jorge utilizando anomalías de Bouguer y ondulaciones del geoid: *Asociación Geológica Argentina*, 65(3), 504-515.
- Counil, J.-L., Achache, J., Galdeano, A., 1989, Long-wavelength magnetic anomalies in the Caribbean: Plate boundaries and allochthonous continental blocks: *Journal of Geophysical Research*, Solid Earth, 94(B6), 7419-7431.
- Christensen, N.I., Mooney, W.D., 1995, Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view: *Journal of Geophysical Research*, 100, 9761-9788.
- Crosby, A. G., 2007, Aspects of the relationship between depth and age on the Earth and Moon: Cambridge, U.K., University of Cambridge, tesis doctoral, 220 pp.
- Crosby, A.G., D. McKenzie, D., Sclate, G., 2006, The relationship between depth, age and gravity in the oceans: *Geophysical Journal International*, 166, 553-573.
- Demouchy, S., Jacobsen, S.D., Gaillard, F., Stern, C.R., 2006, Rapid magma ascent recorded by water diffusion profiles in mantle olivine: *Geology*, 34, 429-432.
- De Ritis, R., Ravat, D., Ventura, G., Chiappini, M., 2013, Curie isotherm depth from aeromagnetic data constraining shallow heat source depths in the central Aeolian Ridge (Southern Tyrrhenian Sea, Italy): *Bulletin of Volcanology*, 75(4), 11 pp. DOI: 10.1007/s00445-013-0710-9.
- Ene Obande, G., Muideen, L.K., Aminu A.L., 2014, Spectral analysis of aeromagnetic data for geothermal investigation of Wikki Warm Spring, north-east Nigeria: *Geothermics*, 50, 85-90.
- Espinoza-Cardaña, J.M., Campos-Enríquez, J.O., 2008, Curie Point depth from spectral analysis of aeromagnetic data from Cerro Prieto geothermal area, Baja California, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(4), 601-609.
- Espinoza-Cardaña, J.M., Campos-Enríquez, J.O., Unsworth, M., 2016, Heat Flow Pattern at Chicxulub Impact Crater, northern Yucatan, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 311, 135-149.
- Ewing, M., Ludwig, W.L., Ewing, J.L., 1963, *Geophysical Investigations in the Submerged Argentine Coastal Plain. Part 1. Buenos Aires to Península Valdez*: *Geological Society of America Bulletin*, 74, 275-292.
- Ewing, M., Ludwig, W.L., Ewing, J.L., 1964, Sediment Distribution in the Oceans: The Argentine Basin: *Journal of Geophysical Research*, 69(10), 2003-2032.
- Ewing, J.I., Ludwig, W.J., Ewing, M., Eittrheim, S.L., 1971, Structure of the Scotia Sea and Falkland Plateau: *Journal of Geophysical Research*, 76(29), 7118-7137.
- Ferré, E.C., Friedman, S.A., Martín-Hernández, F., Feinberg, J.M., Conder, J.A., Ionov, D.A., 2013, The magnetism of mantle xenoliths and potential implications for sub-Moho magnetic sources: *Geophysical Research Letters*, 40, 105-110.
- Ferré, E.C., Friedman, S.A., Martín-Hernández, F., Till, J.L., Ionov, D.A., Conder, J.A., 2014, Eight good reasons why the uppermost mantle could be magnetic: *Tectonophysics*, 624-625, 3-14.
- Franke, D., Neben, S., Ladage, S., Schreckenberger, B., Hinz, K., 2007, Margin segmentation and volcano-tectonic architecture along the volcanic margin off Argentina/Uruguay, South Atlantic: *Marine Geology*, 244, 46-67.
- Franke, D., Ladage, S., Schnabel, M., Schreckenberger, B., Reichert, C., Hinz, K., Paterlini, M., de Abelleira, J., Siciliano, M., 2010, Birth of a volcanic margin off Argentina, South Atlantic: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11(2), 20 pp. doi:10.1029/2009GC002715.
- Frost, B.R., Shive, P.N., 1986, Magnetic mineralogy of the lower continental crust: *Journal of Geophysical Research*, 91, 6513-6521.
- Frost, D.J., McCammon, C.A., 2008, The redox state of Earth's mantle: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36, 389-420.
- Ghidella, M.E., Paterlini, M., Kovacs, L.C., Rodríguez, G., 1995, Magnetic anomalies on the Argentina Continental Shelf (resumen), en 4th International Congress of the Brazilian Geophysical Society and 1st Latin American Geophysical Conference, Río de Janeiro, Brasil: *Brazilian Geophysical Society, Expanded abstracts*, 269-272.
- Ghidella, M., Pedraza De Marchi, A.C., Paterlini, C.M., Abraham, D., 2017, Anomalías magnéticas en el margen argentino (MAR ARG): *Latinmag Letters*, 7(Special Issue), 1-5.
- Gladchenko, T.P., Hinz, K., Eldhoim, O., Meyer, H., Neben, S., Skogseid, J., 1997, South Atlantic volcanic margins: *Journal of the Geological Society*, London, 154, 465-470.
- Goncharov, A.G., Ionov, D.A., Doucet, L.S., Pokhilenko, L.N., 2012, Thermal state, oxygen fugacity and C-O-H fluid speciation in cratonic lithospheric mantle, new data on peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, Siberia: *Earth and Planetary Sciences Letters*, 357-358, 99-110.
- Guimarães, S.N.P., Ravat, D., Hamza, V.M., 2014, Combined use of the centroid and matched filtering spectral magnetic methods in determining thermomagnetic characteristics of the crust in the structural provinces of Central Brazil: *Tectonophysics*, 624-625, 87-99.
- Hinz, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Roeser, H.A., Block, M., Goncalves De Souza, K., Meyer, H., 1999, The Argentine continental margin north of 48° S: sedimentary successions, volcanic activity during breakup: *Marine and Petroleum Geology*, 16, 1-25.
- Idárraga-García, J., Vargas, C.A., 2018, Depth to the bottom of magnetic layer in South America and its relationship to Curie isotherm, Moho depth and seismicity behavior: *Geodesy and Geodynamics*, 9, 93-107.
- Introcaso, A., 2003, Significativa descompensación isostática en la cuenca del Colorado (Republica Argentina): *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58, 474-478.
- Introcaso, A., Guspí, F., Introcaso, B., 2002, Interpretación del estado isostático de la cuenca del Salado (Provincia de Buenos Aires) utilizando un geoid local obtenido mediante fuentes equivalentes a partir de anomalías de Aire Libre (resumen), en XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Argentina: Buenos Aires, Argentina, Asociación Geológica Argentina, Artículo 139, 6 pp.
- Juan, R., de Jager, J., Russell, J., Gebjard, I., 1996, Flanco norte de la Cuenca del Colorado, en Ramos, V.A., Turic, M.A. (eds), *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*: Buenos Aires, Argentina, Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo, 117-133.
- Kay, S.M., Ramos, V.A. Mpodozis, C., Sruoga, P., 1989, Late Paleozoic Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America?: *Geology*, 17, 324-328.
- Li, C.F., Lu, Y., Wang, J., 2017, A global reference model of Curie-point depths based on EMAG2: *Scientific Reports*, 7, Article number 45129, 9 pp.

- Maden, N., 2009, Crustal Thermal Properties of the Central Pontides (Northern Turkey) Deduced from Spectral Analysis of Magnetic Data: *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18, 383-392.
- Malumián, N., Ramos, V., 1984, Magmatic intervals, transgression-regression cycles and oceanic events in the Cretaceous and Tertiary of southern South America: *Earth Planetary Science Letters*, 67, 228-237.
- Manea, M., Manea, V.C., 2011, Curie Point Depth Estimates and Correlation with Subduction in Mexico: *Pure and Applied Geophysics*, 168(8-9), 1489-1499.
- Maus, S., Barckhausen, U., Berkenbosch, H., Bournas, N., Brozena, J., Childers, V., Dostaler, F., Fairhead, J.D., Finn, C., Von Frese, R.R.B., Gaina, C., Golynsky, S., Kucks, R., Lühr, H., Milligan, P., Mogren, S., Müller, R.D., Olesen, O., Pilkington, M., Saltus, R., Schreckenberger, B., Thébaud, E., Caratori Tontini, F., 2009, EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10(8), 12 pp.
- Meyer, B., Saltus, R., Chulliat, A., 2017, EMAG2: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution) Version 3: National Centers for Environmental Information, National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), Model, <https://dx.doi.org/10.7289/V5H70CVX>.
- Müller, R.D., Sdrolias, M., Gaina, C., Roest, W.R., 2008, Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9(4), Q04006-Q04024, doi: 10.1029/2007GC001743 (2008).
- Nuernberg, D., Müller, R.D., 1991, The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present: *Tectonophysics*, 191, 27-53.
- Okubo, Y., Graft, R.J., Hansen, R.O., Ogawas, K., Tsu, H., 1985, Curie point depths of the Island of Kyushu and surrounding areas, Japan: *Geophysics*, 53(3), 481-494.
- Okubo, Y., Tsu, H., Ogawa, K., 1989, Estimation of Curie point temperature and geothermal structure of island arcs of Japan: *Tectonophysics*, 159, 279-290.
- Pángaro, F., Ramos, V.A., Kohler, G., 2011, Las cuencas del Colorado y Salado: nueva interpretación sobre su origen y su impacto en la configuración del Gondwana durante el paleozoico, en XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Argentina: Asociación Geológica Argentina, Abstracts en disco compacto, 117-118.
- Pizarro, G., Arecco, M.A., Ruiz, F., Ghidella, M., 2016, Modelado 3D por inversión gravimétrica de las cuencas off shore de Argentina: *Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. GEOACTA* 40(2), 11-27.
- Rabinowitz, P.D., LaBrecque, J.L., 1979, The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins: *Journal of Geophysical Research*, 84(B11): 5973-6002.
- Ramos, V.A., 1988, Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America - a Collisional History: *Episodes* 11(3), 168-174.
- Ramos, V.A., 1996, Evolución tectónica de la Plataforma Continental, en Ramos, V.A., Turic, M.A. (eds), *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*: Buenos Aires, Argentina, Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo, 385-404.
- Ramos, V.A., 1999, Las Provincias Geológicas del territorio argentino: *Geología Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales* 29, 41-96.
- Ramos, V.A., 2008, Patagonia: A paleozoic continent adrift?: *Journal of South American Earth Sciences* 26, 235-251.
- Ramos, V.A., Turic, M.A., 1996, *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*: Buenos Aires, Argentina, Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo, 452 pp.
- Rapallini, A., 2005, The accretionary history of Southern South America from the latest Proterozoic to the Late Palaeozoic: some palaeomagnetic constraints, *Terrane Processes at the Margins of Gondwana*; Geological Society of London, Special Publication, 246, 305-328.
- Ravat, D., Pignatelli, A., Nicolosi, I., Chiappini, M., 2007, A study of spectral methods of estimating the depth to the bottom of magnetic sources from near-surface magnetic anomaly data: *Geophysical Journal International*, 169, 421-434.
- Ravat, D., Morgan, P., Lowry, A., 2016, Geotherms from the temperature-depth-constrained solutions of 1-D steady-state heat-flow equation: *Geosphere*, 12(4), 1187-1197.
- Rosales, R.J., Bandy, W.L., Centeno, E., 2014, Profundidad de la base de la fuente magnética y estructura térmica del Golfo de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(2), 190-202.
- Ruiz, F., Introcaso, A., 2004, Curie point depths beneath Precordillera Cuyana and sierras Pampeanas obtained from spectral analysis of magnetic anomalies: *Journal Gondwana Research*, 8(4), 1133-1142.
- Ruiz, F., Introcaso, A., 2011, Study of the Claromecó basin from gravity, magnetic and geoid undulation charts: *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología*, 79-81, 95-106.
- Salem, A., Green, C., Ravat, D., Singh, K.H., East, P., Fairhead, J.D., Mogren, S., Biegert, E., 2014, Depth to Curie temperature across the central Red Sea from magnetic data using the de-fractal method: *Tectonophysics*, 624-625, 75-86.
- Sandwell, D.T., Muller, R.D., Smith, W.H.F., García, E., Francis, R., 2014, New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure: *Science*, 346(6205), 65-67.
- Schnabel, M., Franke, D., Engels, M., Hinze, K., Neben, S., Damm, V., Grassmann, S., Pelliza, H., Dos Santos, P.R., 2008, The structure of the lower crust at the Argentine continental margin, South Atlantic at 44°S: *Tectonophysics*, 454, 14-22.
- Schumann, T.K., 2002, The Hydrocarbon Potential of the Deep Offshore along the Argentine Volcanic Rifted Margin, A Numerical Simulation: *Aquisgrán, Renania del Norte-Westfalia, Alemania, Universidad Técnica de Aquisgrán, tesis doctoral*, 220 pp.
- Selim, E.I., Aboud, E., 2014, Application of spectral analysis technique on ground magnetic data to calculate the Curie depth point of the eastern shore of the Gulf of Suez, Egypt: *Arabian Journal of Geosciences*, 7(5), 1749-1762.
- Shuey, R.T., Schellinger, D.K., Tripp, A.C., Alley, L.B., 1977, Curie depth determination from aeromagnetic spectra: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 50, 75-101.
- Soto, M., Morales, E., Veroslavsky, G., de Santa Ana, H., Ucha, N., Rodríguez, P., 2011, The continental margin of Uruguay: crustal architecture and segmentation: *Marine and Petroleum Geology*, 28(9), 1676-1689.
- Spector, A., Grant, F., 1970, Statistical models for interpreting aeromagnetic data: *Geophysics*, 35(2), 293-302.
- Stein, C. A., Stein, S., 1992, A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age: *Nature*, 359, 123-129.
- Steinberger, B., 2007, Effects of latent heat release at phase boundaries on flow in the Earth's mantle, phase boundary topography and dynamic topography at the Earth's surface: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 164, 2-20.
- Tanaka, A., Okubo, Y., Matsubayashi, O., 1999, Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia: *Tectonophysics*, 306, 461-470.
- Tanaka, A., Ishikawa, Y., 2005, Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness, The Japanese islands case study: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 152(4), 257-266.
- Toft, P.B., Arkani-Hamed, J., 1992, Magnetization of the Pacific Ocean lithosphere deduced from Magsat data: *Journal of Geophysical Research*, 97(B4), 4387-4406.
- Turcotte, D.L., Schubert, G., 2002, *Geodynamics*, Second edition: New York, USA, Cambridge University Press, 456 pp.
- Unterneh, P., Curie, D., Olivet, J., Goslin, J., Beuzart, P., 1988, South Atlantic fits and intraplate boundaries in Africa and South America: *Tectonophysics*, 155, 169-179.
- Urien, C.M., Zambrano, J.J., 1996, Estructura del margen continental, en Ramos, V.A., Turic, M.A. (eds), *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*: Buenos Aires, Argentina, Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo, 29-65.
- Wasilewski, P.J., Thomas, H.H., Mayhew, M.A., 1979, The Moho as a magnetic boundary: *Geophysical Research Letters*, 6, 541-544.
- Wasilewski, P.J., Mayhew, M.A., 1992, The Moho as a magnetic boundary revisited: *Geophysical Research Letters*, 19, 2259-2262.
- Yrigoyen, M., 1999, Situación de la Argentina en el marco geológico de América del Sur: *Geología Argentina: Servicio Geológico Minero Argentino, Anales*, 29, 35-40.

Manuscrito recibido: agosto 23, 2018
 Manuscrito corregido recibido: agosto 28, 2019
 Manuscrito aceptado: agosto 28, 2019