



Heterogeneidades en el basamento de la cuenca de Iglesia evidenciadas por datos geofísicos

Marcelo GONZALEZ¹, Federico LINCE KLINGER¹, Rodolfo CHRISTIANSEN¹, Franco CLAVEL¹, Guido GIANNI¹ y Mario GIMENEZ¹

¹CONICET. Instituto Geofísico y Sismológico Ingeniero Volponi, Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina.

Email: gmarcelo804@gmail.com

Editor: María Paula Iglesia Llanos

Recibido: 3 de marzo de 2021

Aceptado: 7 de julio de 2021

RESUMEN

El basamento de la cuenca de Iglesia desarrollado en el sur de los Andes centrales registra diferentes procesos tectónicos y magmáticos asociados a una prolongada historia geológica que abarca desde el Paleozoico hasta el Neógeno. Desentrañar la estructura, presencia y geometría cuerpos en el basamento de la cuenca de Iglesia es fundamental para comprender su compleja evolución geológica. Sin embargo, su estudio directo está limitado debido a una espesa cubierta (~3 km) depositada durante el Neógeno y a la falta de datos de pozo que nos permitan conocer las litologías en profundidad. En este trabajo se realizó un análisis de la señal magnética correlacionada con datos sísmicos. Los datos magnéticos fueron procesados usando filtros, métodos de realce y deconvolución de Euler. Finalmente, se construyó un modelo de inversión de las heterogeneidades magnéticas ajustada con datos sísmicos. Este modelo reveló cuerpos ígneos emplazados en el basamento que hasta el momento eran desconocidos. Finalmente, se sugiere que dichas heterogeneidades estarían relacionadas a cuerpos intrusivos que se asociaron al Batolito de Colangüil ubicado al oeste del área de estudio.

Palabras clave: Magnetismo, sísmica de reflexión, modelo inversión.

ABSTRACT

Heterogeneities in the basement of the Iglesia basin evidenced by geophysical data.

The basement of the Iglesia basin, located in the south of the central Andes, records different tectonic and magmatic processes associated with a long geological evolution spanning the Paleozoic-Neogene. Unravelling the structure, presence, and geometry of magmatic bodies in the basement is mandatory in order to understand its complex geological evolution. However, its direct study is hampered by a thick cover (~3 km) deposited during the Neogene, and the lack of well-data providing information of the lithology at depth. In this work, we performed an analysis of the magnetic signal correlated with seismic data. Magnetic data were processed using filters, enhancement methods, and Euler deconvolution. Finally, an inversion model of the magnetic heterogeneities adjusted with seismic data was built. This model revealed unknown igneous bodies intruding the basement. Here we suggest that these heterogeneities would be produced by intrusive bodies, part of the Colangüil Batholith located west of the study area.

Keywords: Magnetism, reflexion seismic, inversion model.

INTRODUCCIÓN

La cuenca de Iglesia, ubicada en los Andes Centrales sur, es un gran depocentro sedimentario neógeno asociado a un periodo inicial de extensión que culminó con una etapa de inversión tectónica durante el régimen compresivo asociado al desarrollo del segmento de subducción subhorizontal Pampeano (Fig. 1, Cahill y Isacks 1992, Ramos et al. 2002, Jordan et al. 1993, 1997, Gonzalez et al. 2020). Esta cuenca alberga el registro sedimentario único de la evolución de los Andes Centrales sur y de los cambios climáticos acaecidos durante el Neógeno (e.g. Ruskin y Jordan 2007). Su estratigrafía bien conservada ha sido fundamental en la construcción de modelos evolutivos de la cinemática de la faja plegada y corrida y la evolución del sistema de cuenca de antepaís (Jordan et al. 1993, 2001, Suriano et al. 2011, Val et al. 2016). En las últimas décadas, numerosos estudios se han dedicado a desentrañar su desarrollo (Beer et al. 1990, Jordan et al. 1993, Gagliardo et al. 2001, Ré et al. 2003, Alvarez-Marrón et al. 2006, Ruskin y Jordan 2007, Suriano et al. 2011, Alonso et al. 2011, Poma et al. 2017, Gonzalez et al. 2020). La mayoría de estos autores han basado sus investigaciones en datos sísmicos adquiridos a principios de la década del 80 por Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF). Estos estudios se han centrado en la subdivisión de 12 secuencias sísmicas genéticamente relacionadas de los sedimentos neógenos, así como dataciones radiométricas y derivadas de estudios magnetoestratigráficos (Leveratto, 1976, Jordan et al. 1993, Jordan et al. 1997, Ré et al. 2003, Wetten 2005, Alonso et al. 2011, Jones et al. 2016, Poma et al. 2017, Gonzalez et al. 2020). Además, el registro sedimentario ha permitido limitar la edad inicial de la depositación en el Mioceno temprano. El dato sísmico adquirido con fines industriales ha sido de gran utilidad para definir diferentes modelos evolutivos de la cuenca de Iglesia (Allmendinger et al. 1990, Jordan et al. 1993, 1997, Alvarez-Marrón et al. 2006, Ruskin y Jordan 2007, Suriano et al. 2011, Gonzalez et al. 2020). Sin embargo, la adquisición y procesamiento de estos datos fueron realizados con un objetivo determinado obteniendo buena resolución en los primeros kilómetros y una notable disminución de la misma hacia la roca que subyace la cuenca. Como consecuencia, se dificulta la interpretación de potenciales heterogeneidades del basamento, limitándose nuestro conocimiento del mismo a las exposiciones locales circundantes a la cuenca. Para abordar esta problemática, en este estudio se aplica en forma conjunta el método sísmico y el magnetométrico para determinar heterogeneidades en el basamento de la cuenca de Iglesia. De esta manera realizaremos modelos litorestringidos

a un nivel local de fuentes anómalas emplazadas a nivel cortical, previamente desconocidos en el basamento de la cuenca de Iglesia.

MARCO GEOLÓGICO

Entre los 30° y 31° S se extiende un bolsón intermontano denominado cuenca de Iglesia con rumbo aproximado N-S. Esta cuenca constituye el límite natural entre las unidades morfotectónicas de Cordillera Frontal (Heredia et al. 2002, 2018, Rodríguez et al. 2018) y Precordillera Occidental (Von Gosen 1997, Ortiz y Zambrano 1981, Allmendinger et al. 1990, Allmendinger y Judge 2014) (Fig. 1). A partir de la interpretación de información sísmica de reflexión, el origen de esta cuenca se atribuyó a la formación de una cuenca de tras-arco desarrollada en una etapa extensional en el Oligoceno tardío-Mioceno temprano (Gonzalez et al. 2020). Según estos autores, durante el Mioceno medio a tardío se produjo la inversión de las fallas normales en un marco tectónico compresivo. Desde entonces, la cuenca Iglesia ha sido transportada pasivamente como una cuenca de tope de cuña (*wedge-top depozone*) durante el desarrollo de la faja plegada y corrida de Precordillera (Allmendinger et al. 1990, Jordan et al. 1993, 1997, Ruskin y Jordan 2007). El registro estratigráfico de la cuenca se divide en varias unidades litoestratigráficas (Furque 1979, Cardó y Díaz 1999, Gagliardo et al. 2001, Cardó et al. 2005, Suriano et al. 2011, Alonso et al. 2011). Estas se caracterizan por la presencia de areniscas y conglomerados con un aporte piroclástico variable, depositados en ambientes fluviales, aluviales y lacustres, atribuidas a las formaciones Cuesta del Viento, Rodeo y el Grupo Iglesia (Suriano et al. 2011, Alonso et al. 2011). El basamento de la cuenca está compuesto por rocas sedimentarias marinas y continentales del Carbonífero superior-Pérmico de la formación Agua Negra las cuales afloran en el borde oriental de Cordillera Frontal (Fig. 2, Sato y Llambias 1993, Rodríguez Fernández et al. 1996). Estas unidades fueron intruidas por cuerpos ígneos de edad carbonífera a triásica, en los que se destaca el Batolito de Colangüil (Llambias y Sato 1990) en el área de estudio. Los plutones que componen este batolito comprenden: (1) Plutón Tocota de edad pérmica, ubicado en el sector más meridional del batolito que presenta en sus bordes composición más básica (~283 Ma, Rodríguez Fernández et al. 1996, Linares y Llambias 1974, Sato y Kawashita 1988); (2) Granito Conconta, intruido por diques principalmente ácidos representados por pórfidos graníticos y riolíticos (~257-249 Ma, Shaw et al. 1990). A su vez, estos cuerpos se encuentran superpuestos por rocas volcánicas permo-triásicas del

Grupo Choiyoi desarrolladas en un ambiente extensional (Fig. 2, Llambías y Sato 1990, Sato y Llambías 1993, Sato et al. 2015). Finalmente, se apoya una sucesión volcánica y volcániclastrica correspondiente al arco magmático Oligoceno-Mioceno perteneciente a las formaciones Doña Ana, Cerro de las Tórtolas, Valle del Cura y el Grupo Melchor (Rodríguez Fernández et al. 1996, Cardó et al. 2005, Makshev et al. 1984, Winocur et al. 2015).

DATOS

Datos aeromagnéticos

Para este estudio se fusionaron tres grillas aeromagnéticas derivadas del banco de datos de SEGEMAR (Servicio Geológico Minero Argentino) con el objetivo de cubrir la región de estudio. Estas grillas fueron adquiridas por una empresa contratada por SEGEMAR siguiendo parámetros de adquisición similares y prácticamente en épocas análogas, lo que constituyó una ventaja a la hora de unir dichas grillas aeromagnéticas (Fig. 1). El bloque I (Precordillera Norte): Fue relevada en los años 1995 y 1996 con una altura nominal de vuelo de 140 m, líneas de vuelo principales en dirección N-S espaciadas cada 1000 m y líneas de control en dirección E-O cada 7500 m. El bloque II (Precordillera Sur) y el bloque III (Cordillera Frontal) fueron adquiridos en los años 1998 y 1999 con líneas de vuelo principales N-S espaciadas cada 1000 m, líneas de control en dirección E-O con una distancia de 7500 m y una altura nominal de 120 m.

El cálculo de la anomalía magnética (Fig. 3a) fue realizado

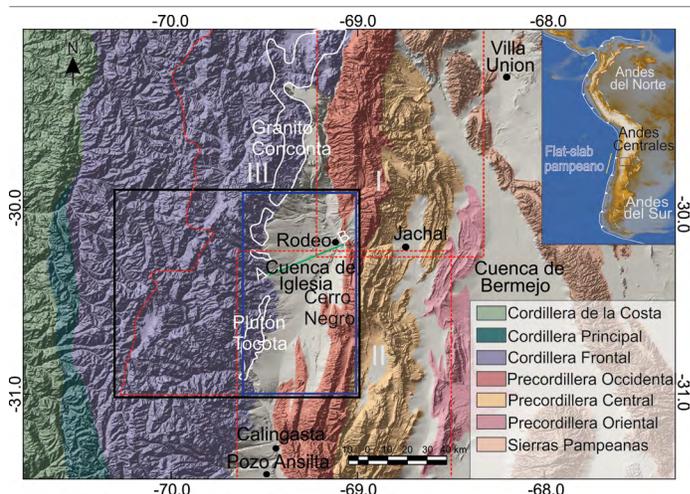


Figura 1. Mapa morfoestructural del área de estudio (modificado de Mardonez et al. 2020). El cuadro negro indica la localización del área de estudio. En líneas punteadas rojas bloques de vuelos aeromagnéticos usados en este trabajo. Los números romanos indican el nombre de los bloques magnéticos (ver texto). Cuadro azul área de relevamiento sísmico por YPF. Línea verde perfil gravimétrico (A-B). Línea blanca indica el contorno del Batolito de Colangüil (Pérmico).

para cada bloque por separado mediante la remoción de los efectos del campo normal IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) considerando cada fecha de adquisición (Hinze et al. 2013). Luego los valores fueron corregidos a una única altura de vuelo (120 m) mediante el método de proyección descendente y grillas con un espaciamiento regular de 300 m. Por último, las grillas fueron unidas utilizando el método de sutura propuesto por Johnson et al. (1999).

Dato sísmico

El dato sísmico consiste en 550 km de líneas sísmicas

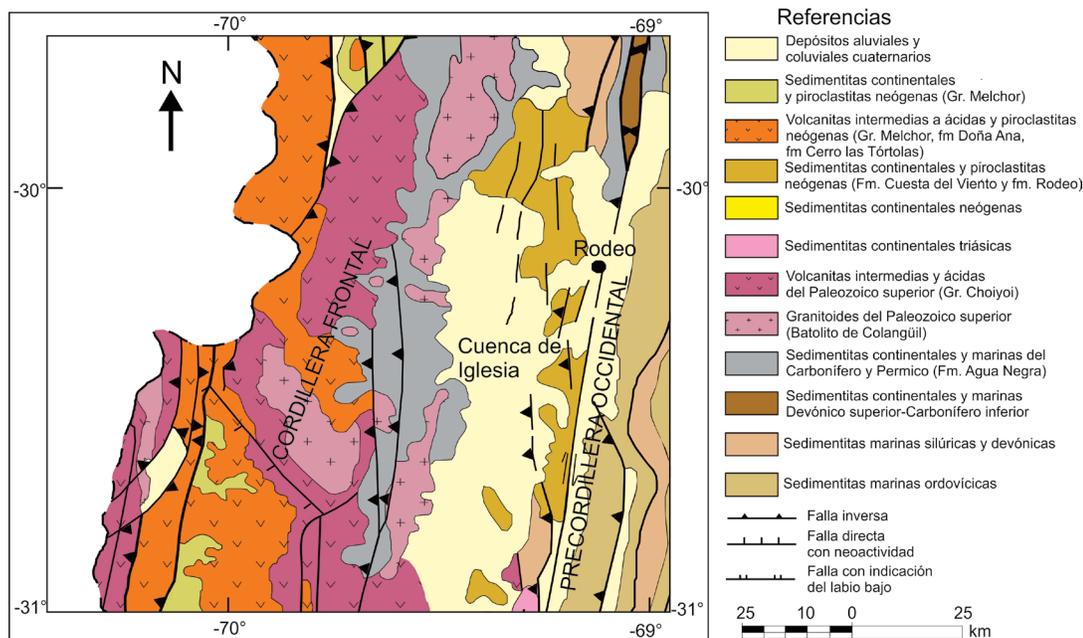


Figura 2. Mapa geológico simplificado del área de estudio (modificado de Cardó et al. 2005).

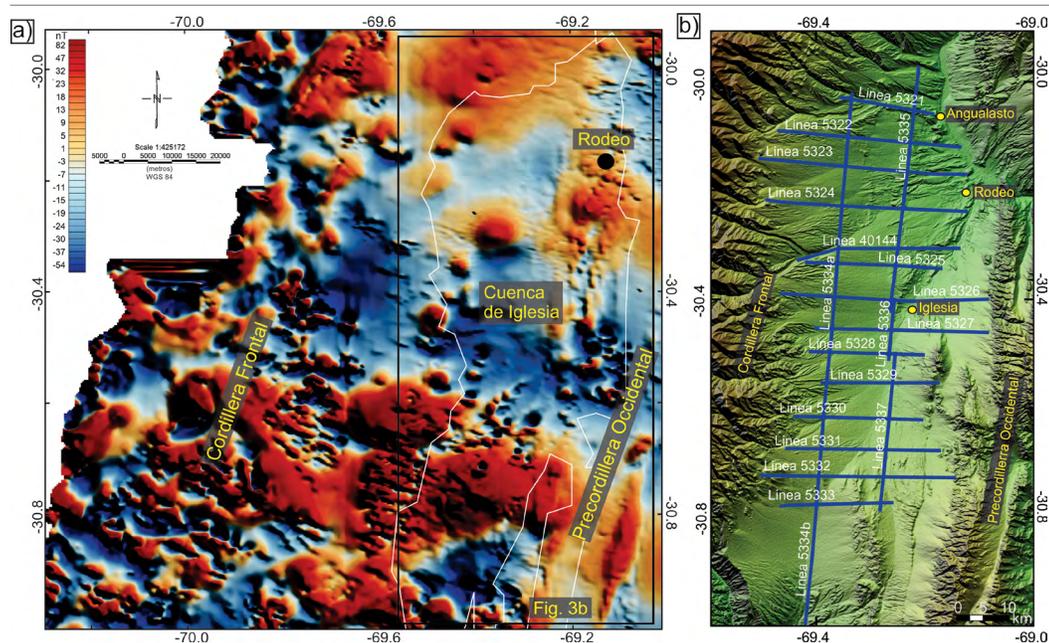


Figura 3. a) Mapa de anomalías magnéticas observadas. Con líneas blancas se marcan los límites de la cuenca de Iglesia; b) Ubicación de las líneas sísmicas en la cuenca de Iglesia (ver figura 1 para su ubicación).

pre-apiladas y post-apiladas que cubren el área de la cuenca de Iglesia (Fig. 3b). Estos perfiles sísmicos fueron adquiridos entre 1980 y 1981 por YPF mediante una fuente activa (explosivos) y 48 canales. Se registran cinco segundos de tiempo de viaje doble (*Two Way Time*) en las secciones no migradas.

METODOLOGÍA

Reducción al Polo

Se realizó la reducción al polo (RP) de las anomalías magnéticas (Baranov 1975) para cada bloque por separado considerando en cada caso la inclinación y declinación magnética a la fecha de adquisición del dato. Luego las grillas de anomalías magnéticas reducidas al polo fueron fusionadas siguiendo el método de Johnson et al. (1999). De esta forma las anomalías magnéticas quedan situadas directamente sobre sus fuentes, tal como las anomalías de la gravedad, haciendo así la interpretación magnética más fácil (Fig. 4).

La transformación RP asume una dirección constante de magnetización paralela al campo magnético inducido. Sin embargo, cuando existe magnetización remanente en rocas del área estudiada, puede llevar a interpretación errónea de las anomalías. Desafortunadamente el método de RP es inestable a latitudes bajas, resultando en la amplificación del ruido en los datos N-S (ver MacLeod et al. 1993; Li 2007). Para evitar grandes errores, la presencia de la magnetización remanente se estimó al comparar la amplitud de señal analítica (ASA, Nabighian 1972, 1974) de la anomalía magnética y la derivada horizontal total (DHT) de la reducción al polo (Roest et al. 1992).

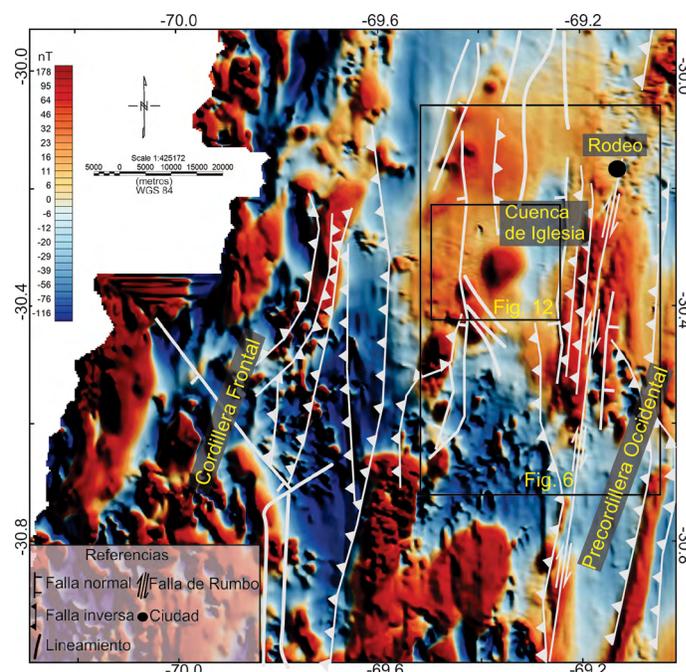


Figura 4. Mapa de la reducción al Polo para el área de estudio. Con líneas blancas se muestran las fallas interpretadas por otros autores (Cardo et al. 2005, Allmendinger y Judge 2014).

Amplitud de la señal analítica (ASA) y derivada horizontal total (DHT): La derivada total horizontal (DHT) de la anomalía magnética en el dominio espacial viene dada por la ecuación 1. Esta herramienta ha sido ampliamente utilizada en la interpretación magnética para marcar contactos geológicos como fallas (Fig. 5a)

$$DHT = \sqrt{(\partial T / \partial x)^2 + (\partial T / \partial y)^2} \quad (1)$$

Donde DHT es la amplitud de la derivada horizontal total en el punto (x, y), además $\partial T/\partial x$, $\partial T/\partial y$, son las derivadas sobre los ejes x e y respectivamente.

La técnica de señal analítica (ASA) está basada en la metodología desarrollada por Nabighian (1972, 1974). Roest et al. (1992) demostró que la señal analítica de anomalías de campo magnético o gradiente total magnético puede usarse efectivamente para mapear límites de cuerpos en 3D, definida por la ecuación 2.

$$ASA = \sqrt{(\partial T/\partial x)^2 + (\partial T/\partial y)^2 + (\partial T/\partial z)^2} \quad (2)$$

Donde ASA es la amplitud de la señal analítica en el punto (x, y), además $\partial T/\partial x$, $\partial T/\partial y$, y $\partial T/\partial z$ son las derivadas horizontales y verticales respectivamente.

tales y verticales respectivamente.

Una ventaja del uso de la señal analítica es que su forma es independiente de la dirección (inclinación y declinación) de la magnetización del cuerpo fuente, como así también del buzamiento de la misma. La señal analítica (ASA) muestra sus máximos sobre los bordes de un cuerpo 2D incluso cuando la dirección de magnetización del cuerpo no es vertical (Fig. 5b). Por tal motivo, el ASA se aplica a la anomalía magnética, lo que permite compararla con la DHT la cual es aplicada a la reducción al polo. En este sentido, la presencia de una magnetización remanente afectaría la interpretación de la DHT conduciendo a resultados erróneos y a sectores donde los mapas de ASA y DHT no coincidan, debido a que la hipótesis de inducción perfecta adoptada durante la operación RP ya

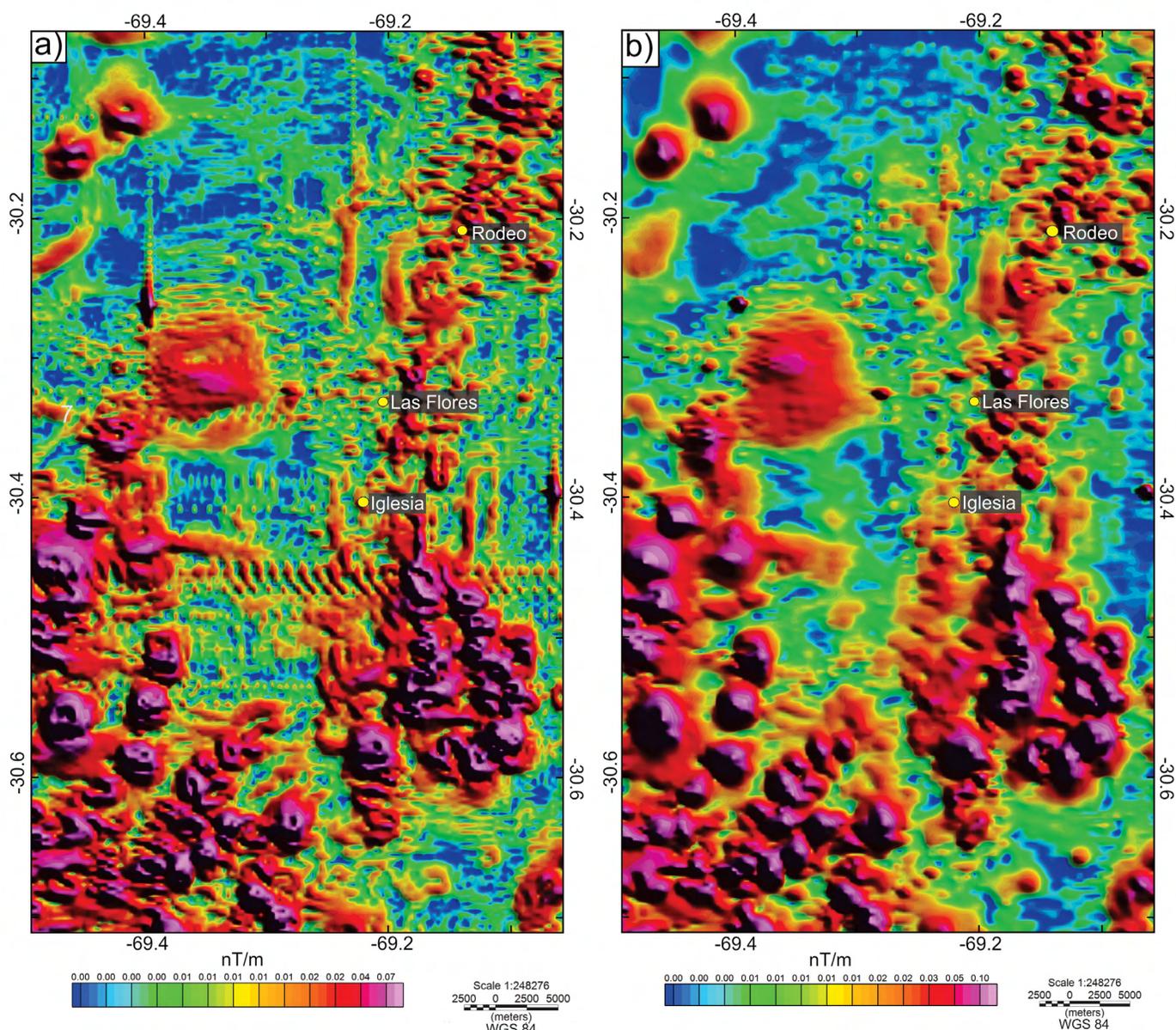


Figura 5. a) Mapa de la derivada horizontal total de la reducción al polo (DHT); b) Mapa de la señal analítica (ASA) de la anomalía magnética.

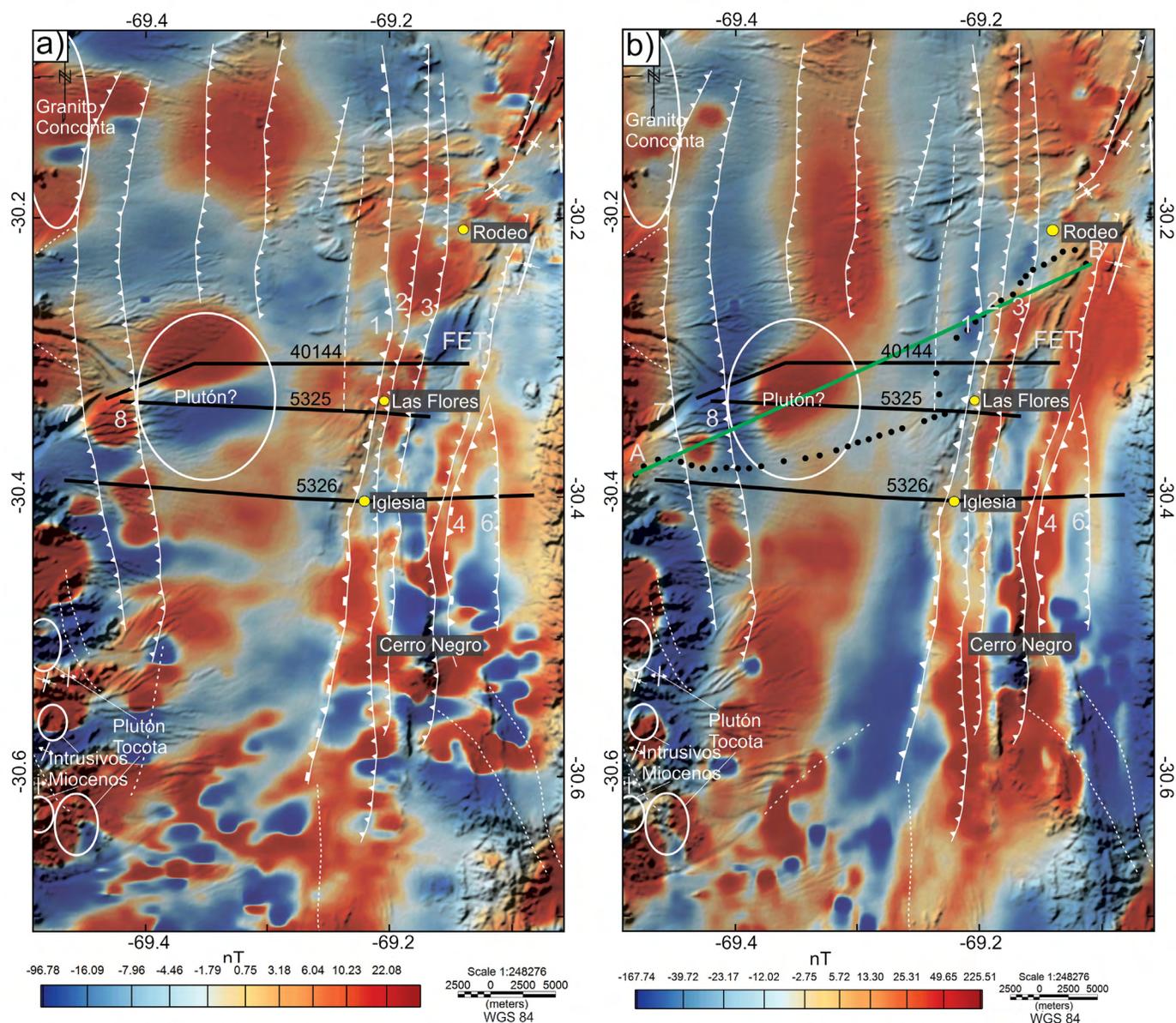


Figura 6. a) Mapa residual del campo magnético; b) Mapa reducido al polo de la residual magnética. En líneas y elipse blancas fallas y lineamientos interpretados en este trabajo y por otros autores (Cardó et al. 2005, Gonzalez et al. 2020). Línea verde perfil gravimétrico. Puntos negros estaciones de gravedad. Líneas negras perfiles 2D ver texto. 1: Falla normal principal, 2 y 3: Fallas inversas (*Short-cut*); 4: Falla normal menor; 5, 6, 9, 10: Fallas inversas (*Back-thrusts*); 7 y 8: Fallas inversas de Cordillera Frontal.

no es válida, estos sectores podrían ser considerados como probables de mayor influencia de magnetización remanente (Noutchogwe et al. 2010).

Filtrado de anomalías magnéticas

Las anomalías magnéticas poseen los efectos combinados de fuentes profundas como de fuentes someras, es por ello que fueron aisladas según nuestro interés. Se aplicaron filtros a la grilla de anomalías magnéticas (Fig. 3a) y se utilizaron para definir los dominios que se relacionan con las principales características tectónicas en el basamento. De esta manera, fue utilizado un filtro pasa banda, el cual per-

mite diferenciar las longitudes de onda de corte. Si se asume que las fuentes generadoras de la anomalía son volúmenes concentrados, entonces la relación entre la longitud de onda de la anomalía y la profundidad al centro de la fuente es $\lambda = 4 \cdot z_c$ (Heinze et al. 2013). Siguiendo estas ideas, se usaron longitudes de onda de corte de 1.2 y 18 km. Por lo tanto, las anomalías residuales (Fig. 6) representan a estructuras emplazadas en corteza con profundidades entre 300 y 4500 m.

Sísmica

Los perfiles sísmicos 2D fueron re-procesados usando una secuencia estándar basada en pre-apilamiento, apilamiento

y post-apilamiento (Yilmaz 1987). Por otro lado, fueron convertidos a profundidad utilizando la inversión de velocidades basada en datos gravimétricos. Se adquirió un perfil gravimétrico sobre la cuenca con un espaciamiento de estaciones de aproximadamente 1 km. Se calcularon las anomalías de Bouguer siguiendo las típicas correcciones de Bouguer y aire libre (Hinze 2003; Hofmann-Wellenhof y Moritz 2006). Para la reducción de aire libre se consideró un gradiente normal de 0,3086 mGal/m. En tanto que para la reducción de Bouguer se asume una densidad de 2,67 g/cm³. Se corrigieron por curvatura terrestre (LaFehr 1991a, b) y por efectos topográficos (Nagy 1966; Kane 1962). Las anomalías resultantes fueron filtradas, separando las contribuciones regionales y las residuales mediante una continuación ascendente a 25 km (Jacobsen 1987) con el fin de obtener una anomalía residual enfatizando estructuras hasta 6 km de profundidad.

Se realizó un modelo directo del perfil considerando las anomalías de Bouguer residuales ajustando la geometría de

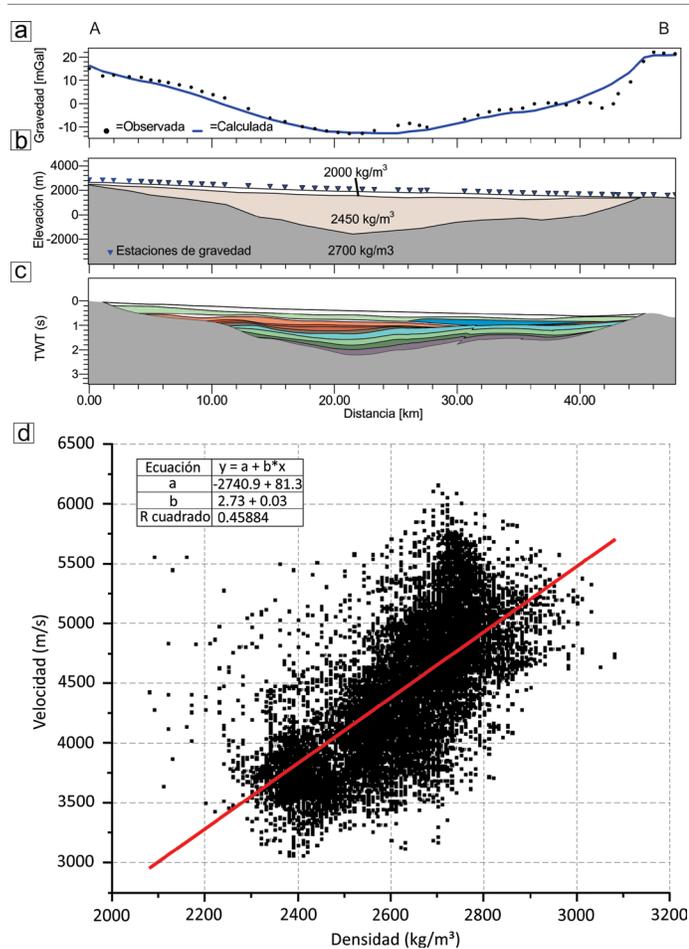


Figura 7. Conversión tiempo-profundidad para la cuenca de Iglesia. a) Anomalías gravimétricas residuales; b) Perfil gravimétrico modelado; c) Perfil modelado en tiempo, basado en las líneas y secuencias sísmicas interpretadas por Gonzalez et al. (2020). d) Regresión lineal de las densidades vs las velocidades del registro del pozo Ansilta (AN) (Christiansen et al. 2021).

la cuenca con los datos sísmicos (Figs. 7a-c). Para esto se adquirieron muestras de rocas representativas de basamento y cuenca. Las densidades (δ) fueron obtenidas a partir de estudios en laboratorios del Instituto Geofísico Sismológico Volponi de 9 muestras de mano de los sedimentos de la cuenca con densidades promedio de 2400 kg/cm³. Además, se obtuvo una densidad promedio para el basamento de 2700 kg/cm³ en base a 10 muestras de mano. Luego, se compararon con los registros de densidad del pozo Ansilta (AN) ubicado en la cuenca de Calingasta, 100 km al sur de la cuenca de Iglesia (Fig. 1). Las densidades obtenidas en el modelo gravimétrico fueron convertidas a velocidad (V_p) mediante la ecuación $V_p = 2,73 \cdot \delta - 2740$ la cual representa una regresión lineal de datos del pozo Ansilta (Fig. 7d; ver Christiansen et al. 2021).

Por otro lado, la interpretación sísmica en cada sección fue llevada a cabo considerando la geometría de los reflectores, mapeando onlap, toplap, downlap y truncaciones. Además, el basamento acústico fue vinculado con las rocas ígneas y sedimentarias metamorizadas del Paleozoico.

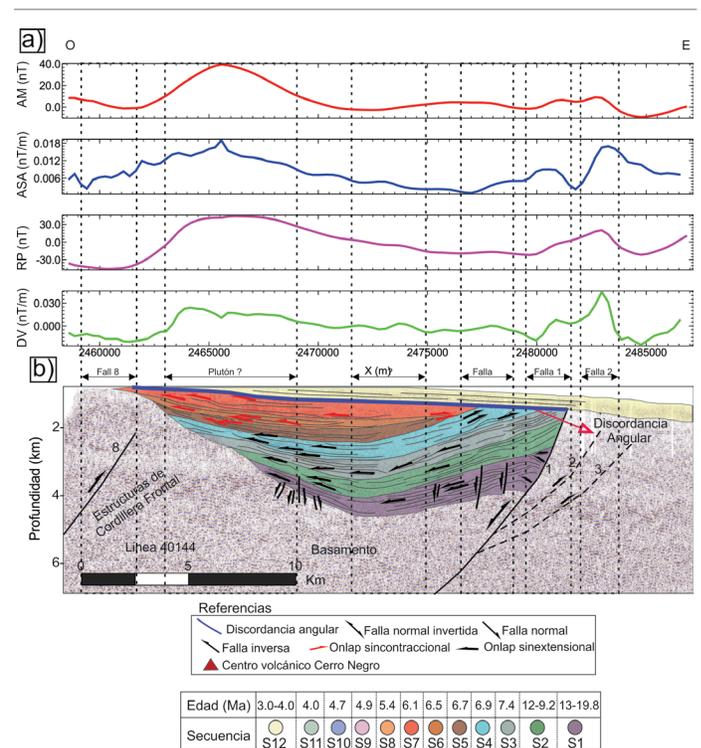


Figura 8. a) Perfil magnético sobre la línea sísmica 40144 (ver figura 6 para su ubicación) de la anomalía residual magnética (AM, rojo), amplitud de la señal analítica (ASA, azul), reducción al polo de la anomalía magnética residual (RP, magenta) y derivada vertical (DV, verde); b) Línea sísmica interpretada (ver Gonzalez et al. 2020 y referencia en ese trabajo). Rectángulos punteados coincidencia de estructuras entre los distintos métodos. 1: Falla normal principal; 2 y 3: Fallas inversas (*Short-cut*); 4: Falla normal menor; 5, 6, 9, 10: Fallas inversas (*Back-thrusts*); 7 y 8: Fallas inversas de Cordillera Frontal. Con línea punteada se marcan las fallas invertidas. El "sin datos" hace referencia al límite entre la superficie y el aire.

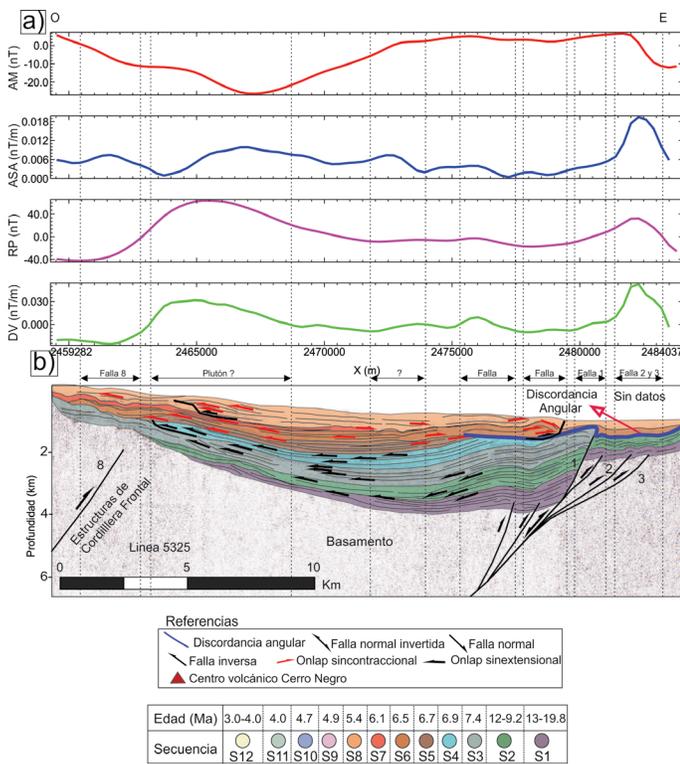


Figura 9. Perfil magnético sobre la línea sísmica 5325 (ver figura 6 para su ubicación). Referencias como en la figura 8.

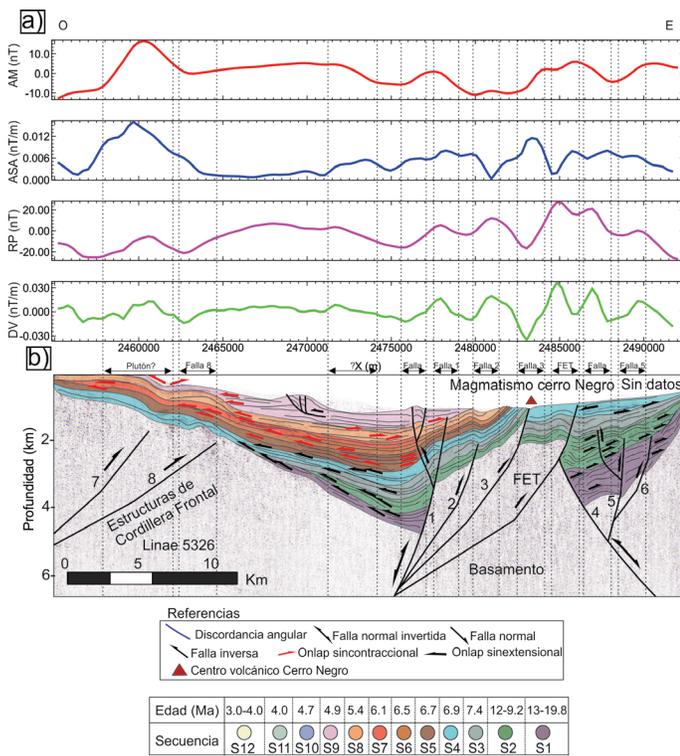


Figura 10. Perfil magnético sobre la línea sísmica 5326 (ver figura 6 para su ubicación). Referencias como en la figura 8.

Cuadro 1. Relación entre índice estructural para datos magnéticos y la forma de la fuente.

Modelo	Forma	Índice Estructural (SI)
Líneas de polos	Diques delgados	1
Líneas de polos	Cilindros horizontales	2
Puntos de polos	Cilindros horizontales	2
Puntos de dipolos	Esferas	3

Perfiles sísmicos y magnéticos

Con el fin de contrastar las anomalías magnéticas vinculadas a heterogeneidades en el basamento, con información derivada de la sísmica realizada en la cuenca de Iglesia, se trazaron perfiles sobre la grilla magnética con dirección transversal a las estructuras de interés. Los perfiles fueron estratégicamente elegidos de forma que coincidieran con las secciones sísmicas para vincular ambas metodologías. En cada perfil, se obtuvo la ASA (Nabighian 1972, 1974) y DV (Hinze et al. 2013) para enfatizar cambios laterales de susceptibilidad magnética e individualizar los bordes de fuentes magnéticamente anómalas. También en cada perfil se utilizó la señal magnética reducida al polo para relacionar anomalías magnéticas con las estructuras detectadas con el método sísmico (Figs. 8-10).

Estimación de la profundidad por el método de deconvolución de Euler

Para investigar las profundidades de las fuentes anómalas de interés aplicamos el método de deconvolución de Euler (Thompson 1982, Reid et al. 1990, Blakely 1995, Durrheim y Cooper 1998) sobre los datos magnéticos residuales obtenidos en la etapa de filtrado. El método, obtiene las soluciones por inversión de la ecuación de homogeneidad de Euler (Reid et al. 1990). El factor clave en la determinación de las soluciones de Euler es el índice estructural (SI) el cual representa la geometría de un cuerpo vinculado a estructuras geológicas (Reid y Thurston 2014). El Cuadro 1 muestra para el caso de datos magnéticos, la relación entre SI y la forma de las fuentes geológicas. Se calcularon soluciones de Euler utilizando dos índices estructurales. Se empleó el SI=1 para determinar contactos entre distintos dominios geológicos y SI=3 con el fin de estimar la profundidad al centro de fuentes anómalas (Fig. 11).

Modelo de inversión magnética

Se realizó una inversión de las anomalías magnéticas con el objetivo de establecer la profundidad, geometría y las características de un cuerpo ubicado al centro oeste de la cuen-

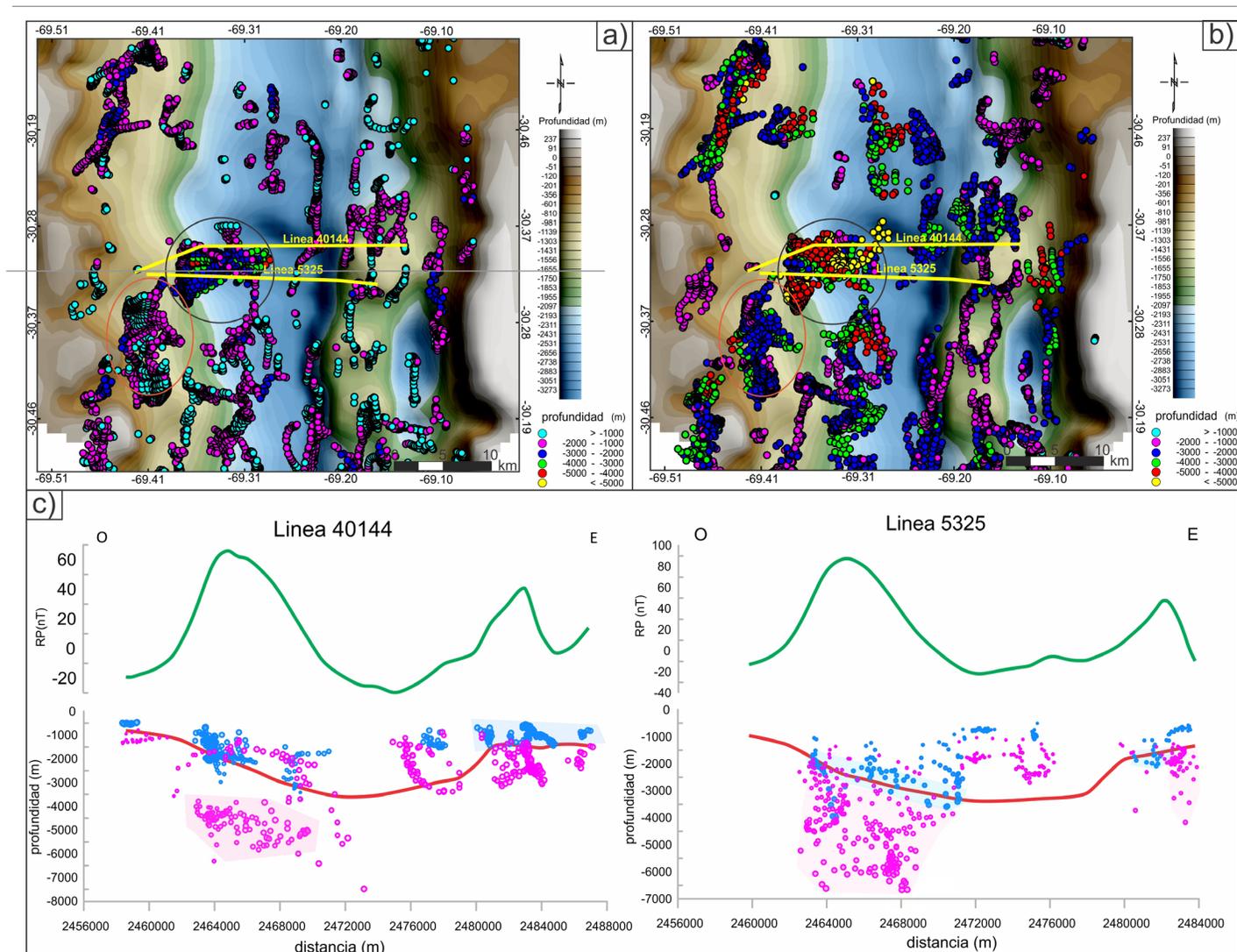


Figura 11. Soluciones de deconvolución de Euler. a-b) Mapas de soluciones de Euler sobre un mapa estructural del basamento de la cuenca obtenido de la interpretación sísmica SI=1 y SI=3 respectivamente. Con líneas amarillas se muestran las ubicaciones de las secciones sísmicas; c) Perfiles 2D de las soluciones de Euler. Puntos azules SI=1, puntos magenta SI=3. Línea verde reducción al Polo de la anomalía magnética residual. Línea roja basamento sísmico.

ca (ver Fig. 4). La inversión litorestringida fue llevada a cabo con el software GeoModeller (Calcagno et al. 2008, Guillen et al. 2008). El mismo utiliza una técnica que fue diseñada para aquellos casos en los cuales la geología es conocida en lugares dispersos de la superficie. Este método se basa en la teoría de los campos potenciales, para interpolar y extrapolar información considerando contactos geológicos, orientación y orden en la columna estratigráfica para crear un modelo inicial 3D con el cual describir, a priori, la geometría de las unidades litológicas del área (Christiansen 2019, Christiansen et al. 2019). Finalmente, los resultados son entregados en forma de estadísticas de probabilidad que sirven para ajustar el modelo inicial (Gibson et al. 2013).

El proceso de inversión se realizó en un área de la grilla magnética, la misma fue escogida considerando las anomalías magnéticas vinculadas al cuerpo de interés. Estos valo-

res anómalos fueron aislados de la grilla magnética regional mediante la operación de recorte. De esta forma se eliminó el ruido no deseado de fuentes anómalas vecinas. (Fig. 12). La geometría del basamento fue fijada según los datos sísmicos. El basamento fue modelado en base a nueve perfiles E-O (P1-P9) y ocho perfiles transversales (Q1-Q8) los cuales fueron estratégicamente elegidos de tal manera que coincidan con los perfiles sísmicos (Fig. 12a). El modelado del basamento fue llevado a cabo fijando la profundidad del mismo a la profundidad interpretada para el basamento sísmico y variando la susceptibilidad magnética. Las susceptibilidades magnéticas iniciales de este modelo se obtuvieron de tablas internacionales, asignando dos valores similares de este parámetro al basamento de la cuenca. Se propuso una inversión con una distribución de susceptibilidades bi-modal gaussiana, lo cual permite asignar valores de susceptibilidad a un

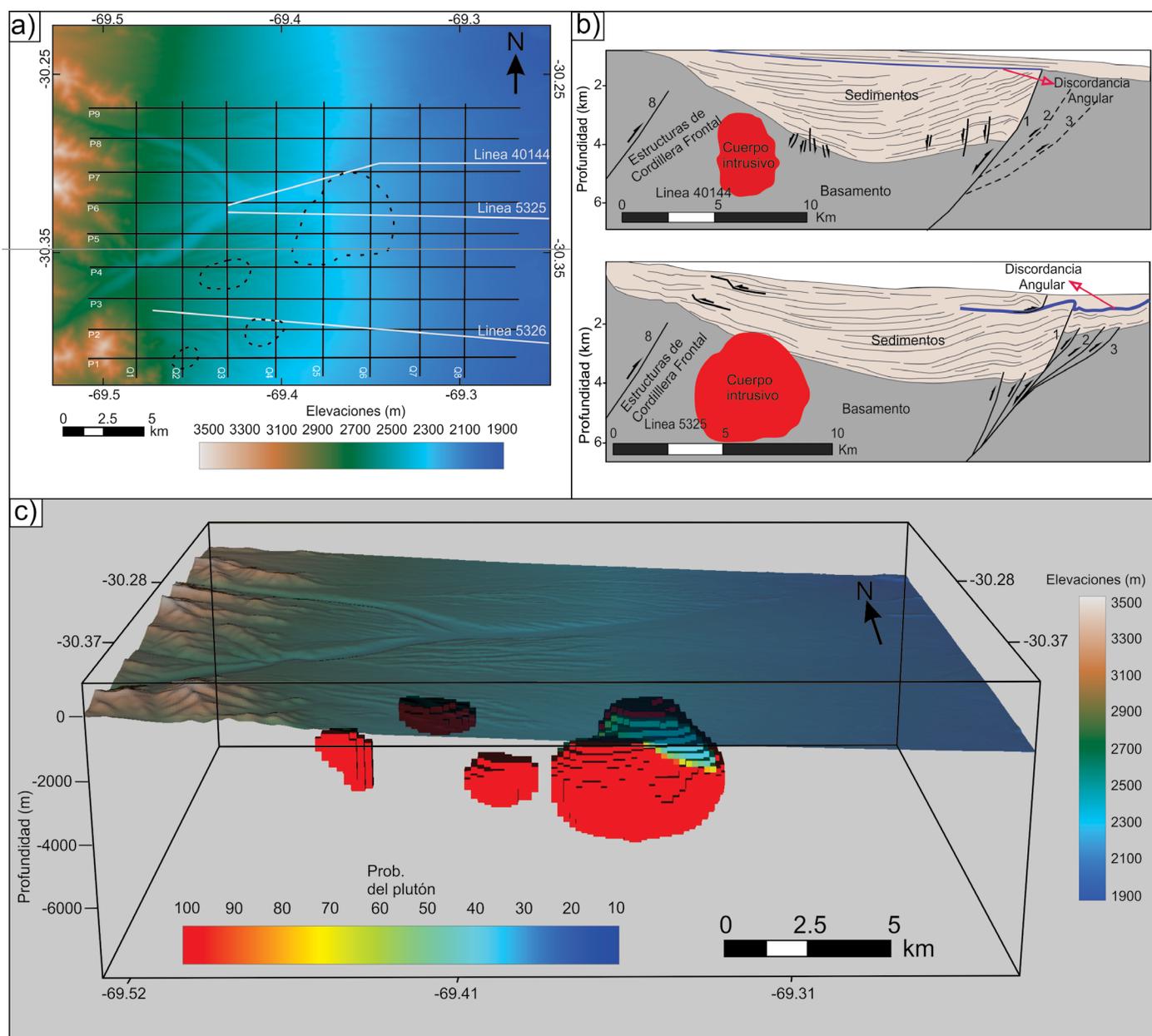


Figura 12. a) Mapa en planta indicando los perfiles utilizados en el modelado del cuerpo intrusivo. Con líneas negras punteadas localización de los cuerpos intrusivos; b) Perfiles estructurales obtenidos a partir de las líneas sísmicas 40144 y 5325; c) Modelo de inversión del cuerpo intrusivo.

porcentaje de material de una unidad conocida (basamento) y valores de porcentaje a unidades desconocidas (heterogeneidades). Luego a partir de una inversión inicial del campo potencial se obtuvieron nuevos valores de susceptibilidades magnéticas. Estos nuevos parámetros fueron utilizados para realizar una nueva inversión, hasta que las anomalías calculadas y observadas ajustaron con un error promedio de 1.5 nT. Esto nos permitió modelar susceptibilidades locales dentro del basamento de la cuenca. El parámetro físico para los sedimentos de la cuenca fue determinado de Geuna (2001). Luego de obtener las susceptibilidades y geometría del basamento (nuevo modelo inicial) se realizó una nueva inversión

conjunta con el fin de obtener la geometría y profundidades (referidas a la superficie) de las heterogeneidades interpretadas en el basamento (Figs. 12b-c).

RESULTADOS

El área de estudio comprendida entre los 30° y 31°S abarca las regiones geológicas de Cordillera Frontal y Precordillera, dos ámbitos geológicos distintos con respuestas magnéticas diferentes, los cuales están separados por un valle intermontano. El mapa de la figura 3b muestra anomalías de corta a

media longitud de onda, estas anomalías hacen referencia a fuentes emplazadas en corteza superior e intermedia. De esta manera, las formaciones que afloran en la sección estudiada (Fig. 2) presentan valores de susceptibilidad magnética contrastantes, que reflejan las diferencias litológicas que existen entre estas unidades (Fig. 4). Dado que los contactos en la zona son de carácter tectónico, se puede inferir que el diseño de las anomalías es el resultado de la configuración estructural del terreno, fundamentalmente relacionadas a fallas interpretadas en el dominio de Precordillera y Cordillera Frontal, las cuales presentan una buena correlación con estructuras observadas en superficie y en subsuelo (Cardó et al. 2005, Allmendinger y Judge 2014, Gonzalez et al. 2020). Asimismo, la fuerte similitud de los mapas de DHT y ASA sugieren que las anomalías magnéticas presentan principalmente una magnetización inducida, existiendo una escasa presencia de magnetización remanente en el área de estudio o su dirección de magnetización está alineada con el campo geomagnético actual (Fig. 5). En todo caso, de manera indirecta esto estaría indicando que existe cierto grado de confianza en las interpretaciones que se realicen en los mapas de RP.

Los mapas de la figura 6 dispuestos en un área local, muestran los efectos de anomalías magnéticas coherentes con los que producirían diferentes estructuras geológicas emplazadas en corteza superior. Estos representan principalmente fallas de rumbo N-S observadas en las secciones sísmicas y en estudios de campo mapeados por otros autores (Fallas 1-8, Ré et al. 2003, Cardó et al. 2005, Gonzalez et al. 2020, entre otros). Además, existe valores cercanos a cero sobre la cuenca de Iglesia debido a la presencia de susceptibilidades magnéticas bajas del relleno sedimentario (Fig. 6b). Es notable la correlación entre los máximos magnéticos de dirección N-S y dos fallas normales invertidas observadas en las interpretaciones sísmicas (Figs. 8-10). Los perfiles muestran dos depocentros con profundidades de basamento entre 3 y 4 km (Figs. 8-10). Por otro lado, se observa un máximo ubicado en el centro de la cuenca que, por su longitud de onda, estaría relacionado a fuentes más profundas y con una susceptibilidad mayor en relación al basamento (Fig. 6b). Hacia el sector SO del área de estudio se observan una serie de máximos relacionados a los afloramientos del plutón Tocota y a intrusivos miocenos que representan altos valores en las susceptibilidades magnéticas. Contrariamente, el granito biotítico de Conconta emplazado en el extremo NO de la carta (Sato et al. 2015) representa valores negativos en la anomalía magnética reducida al polo que indicaría remanencia de polaridad reversa.

Los perfiles 2D muestran buena correlación entre anomalías magnéticas y la interpretación sísmica (Figs. 8-10).

El perfil sobre la línea sísmica 40144 muestra un gradiente magnético en el sector este (DV; Fig. 8a), vinculado a susceptibilidades magnéticas positivas, que se interpreta como un bloque de basamento elevado producto de una falla normal invertida (falla 1, Fig. 8). Además, la señal magnética RP, la anomalía magnética y la ASA exhiben un máximo de longitud de onda amplia que representaría un cuerpo intrusivo emplazado en profundidad (Fig. 8). El perfil en la línea sísmica 5325 indica por su cercanía al perfil anterior estructuras muy similares, destacándose el alto magnético en la RP y en la DV relacionadas con el cuerpo anterior (Fig. 9). Hacia el este sobre esta línea sísmica se observa un pico positivo en las señales magnéticas que se asocia a un bloque elevado producto de las fallas inversas (2 y 3). El perfil sobre la línea sísmica 5326 exhibe una mayor complejidad en la estructura en el sector este de la cuenca, generando una serie de máximos positivos en las diferentes señales magnéticas. Estos gradientes están vinculados a fallas normales invertidas interpretadas en la sísmica (fallas 1 y 4, Fig. 10).

La deconvolución de Euler sobre los mapas de las figuras 11a y 11b muestran soluciones para el caso de un índice estructural $SI=1$ y $SI=3$. La elipse negra de figura 11a revela una serie de soluciones agrupadas que alcanzan profundidades entre 2 y 4 km. Estas soluciones se relacionarían con el contacto entre un cuerpo intrusivo principal y el basamento. Además, la elipse marrón muestra soluciones entre 1 y 2 km los cuales estarían relacionadas con el contacto entre cuerpos intrusivos menores emplazados en un basamento más somero. Por otro lado, el mapa de la figura 11b exhibe soluciones de Euler utilizando $SI=3$, con elipse negra se denotan soluciones anidadas con profundidades entre 3 y 5 km. Nótese que las diferencias de profundidad con el caso anterior podrían indicar que las soluciones $SI=3$ estarían asociadas al centro del cuerpo anómalo. Esta diferencia se puede apreciar a lo largo de los perfiles 40144 y 5325 donde se contrasta las soluciones con los diferentes índices estructurales y el basamento sísmico (Fig. 11c).

El modelo de inversión muestra la probabilidad de la presencia de al menos cuatro heterogeneidades en el basamento de la cuenca de Iglesia. Como se observa en la figura 12c, la probabilidad de la existencia de estos cuerpos es elevada tal como sugieren los colores cálidos que indican máximo grado de confianza. Por otro lado, el modelo muestra que el cuerpo principal estaría segmentado en sentido meridional, por una falla y estaría ubicado entre 2 y 6 km de profundidad. Además, los cuerpos menores están emplazados a profundidades de entre 1 y 3 km. Debido al fuerte contraste magnético positivo de aproximadamente 40 nT en la RP y en la anomalía magnética, como también la proximidad existente a los aflora-

mientos pertenecientes al batolito de Colangüil, nosotros interpretamos estas heterogeneidades como cuerpos intrusivos con magnetita como mineral accesorio.

DISCUSIÓN

Nuestras interpretaciones a partir de datos magnéticos correlacionados con la información sísmica permitieron determinar heterogeneidades en el basamento de la cuenca de Iglesia previamente desconocidas, entre las que se destacan dos rasgos principales. Por un lado, los mapas de anomalías magnéticas exhiben en el centro de la cuenca valores de

anomalías magnéticas menos positivos con dirección N-S, lo cual podría interpretarse como resultados de los bajos valores de susceptibilidades magnéticas entre 168 y 1999×10^{-5} SI tal como lo detalla Geuna (2001) para los sedimentos que colmatan la cuenca de Iglesia. Tal rango de susceptibilidades magnéticas sugiere una abundancia de minerales paramagnéticos con un contenido subordinado de minerales ferromagnéticos (e.g. Clark 1997, Pinotti et al. 2020). Por otro lado, un valor máximo anómalo de forma circular en el centro oeste de la cuenca de Iglesia hallado en este estudio. Por su localización y geometría que resulta de particular interés debido a que esta heterogeneidad no fue dilucidada en los perfiles sísmicos, se realizó un modelo de inversión magnético

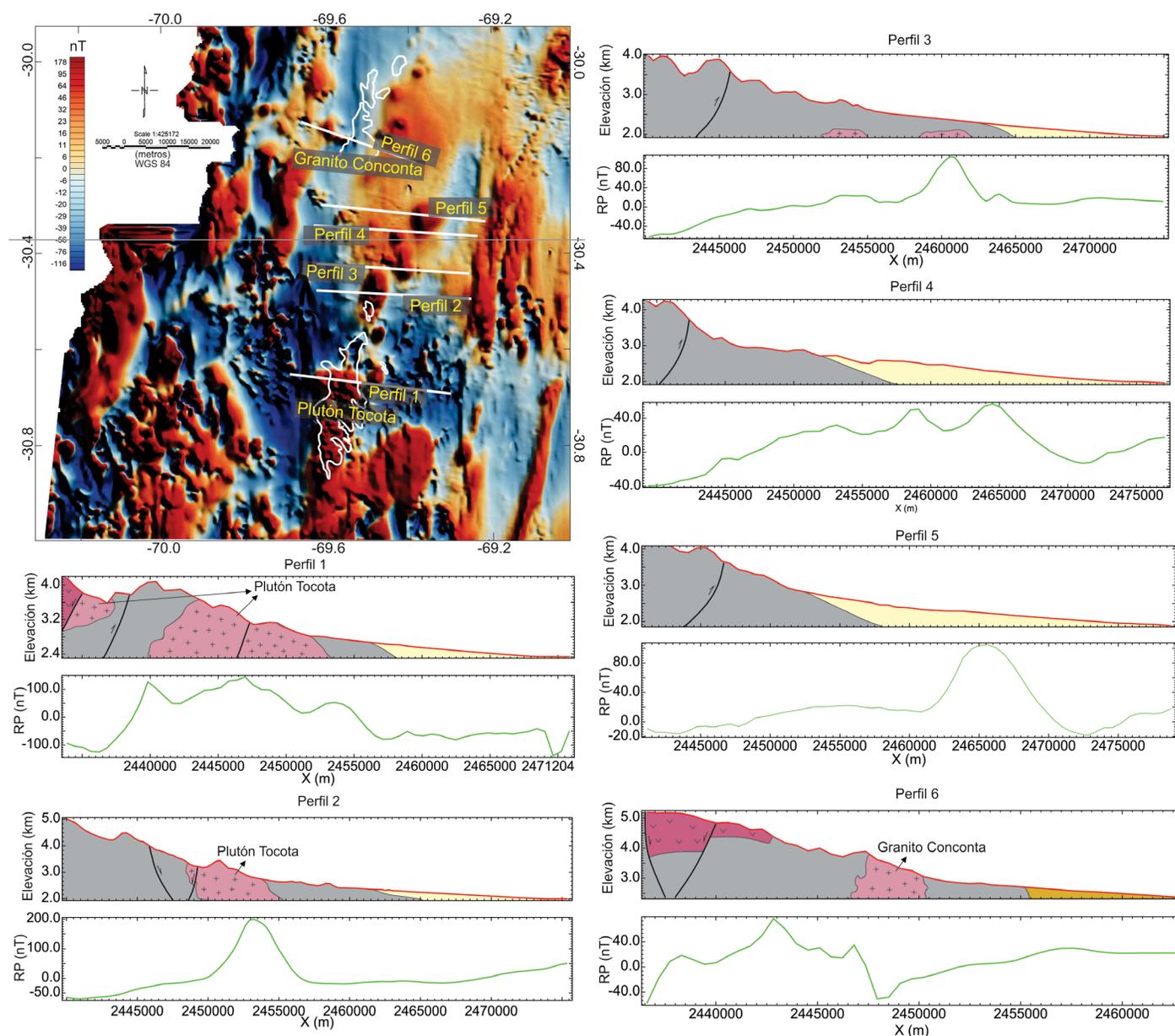


Figura 13. Perfiles magnéticos de la reducción al Polo (verde) y perfiles estructurales modificados de Cardó et al. (2005) y Heredia et al. (2002). Ver figura 2 y texto para referencias de la estratigrafía.

ajustado con datos sísmicos (Fig. 12). Nosotros asignamos inicialmente valores de susceptibilidades magnéticas al basamento, extraídas de tablas internacionales teniendo en cuenta su litología (Clark 1999, Hinze et al. 2013). La inversión bi-modal del modelo inicial ajustado por datos sísmicos arrojó un rango de valores para el basamento, de entre de 2.25 y 7.5×10^{-3} SI que corresponderían con un contenido de 0.5 a 1 % en volumen de magnetita en las rocas sedimentarias metamorfozadas de la formación Agua Negra (Clark 1999, Dentith y Mudge 2014). Por otro lado, el cuerpo de interés arrojó valores de susceptibilidades magnéticas en un rango de 30×10^{-3} y 44×10^{-3} SI, lo que representaría un contenido de 2 % en volumen de magnetita como mineral accesorio (Dentith y Mudge 2014). Sobre la base de su ubicación geográfica, geometría e historia geológica de la región, presentamos en este estudio dos alternativas a la heterogeneidad observada en el basamento:

a) En relación a los numerosos cuerpos volcánicos neógenos en el área de estudio (Leveratto 1976, Llambías y Sato 1990, Jones et al. 2016, Poma et al. 2017) esta heterogeneidad respondería a un cuerpo intrusivo de edad oligoceno-miocena temprana. El mismo habría evolucionado durante la etapa extensional en una cuenca de trasarco (Gonzalez et al. 2020), de la misma manera que ha sido observado en la geoquímica del cerro Negro (Winocur et al. 2015, Poma et al. 2017, Gonzalez et al. 2020). Sin embargo, las secuencias de las líneas sísmicas (Figs. 8-10) no presentan deformación debidas a la intrusión de este cuerpo, por lo tanto, el mismo se habría intruido previo a la depositación de las secuencias iniciales.

b) Una alternativa es que las heterogeneidades estén relacionadas con el magmatismo gondwánico, debido a la cercanía de los afloramientos del plutón Tocota (Permo-Triásico), hacia el oeste de la cuenca (Fig. 1, Llambías y Sato 1995, Rodríguez Fernández et al. 1996, Linares y Llambías 1974, Sato y Kawashita 1988). De esta manera, sería parte del Batolito de Colangüil que se extiende en sentido N-S al oeste de la cuenca. El mismo, se habría intruido durante el periodo extensional post ciclo Orogénico Gondwánico (Llambías y Sato 1990, 1995). Lo que representaría el primer antecedente de la existencia del Batolito de Colangüil en el basamento de la cuenca. La relación entre el Batolito y el cuerpo intrusivo en la cuenca se evidencia en los perfiles magnéticos de la RP que atraviesan los diferentes afloramientos de este batolito y el cuerpo intrusivo de interés (Fig. 13). Las anomalías magnéticas expuestas en los perfiles que cruzan el cuerpo poseen longitudes y formas de onda similares a los observados en los perfiles realizados sobre el plutón Tocota. Ambas señales presentan valores anómalos similares que se encuentran en

el rango de 80-150 nT (Perfiles 1-5; Fig. 13), mientras que las anomalías magnéticas sobre el granito Conconta exhiben valores negativos de hasta -40 nT (Perfil 6; Fig. 13). Este contraste se justificaría por la presencia de magnetización predominantemente reversa de este granito durante el Supercrón Kiaman (~267 y 315 Ma; Gradstein et al., 2020). Esto implicaría que dicho granito tendría una edad más antigua a lo propuesto por Shaw et al. (1990) con edades de ~257-249 Ma. Contrariamente, el plutón Tocota no exhibe magnetización reversa, ello indicaría una edad de emplazamiento posterior a los 267 Ma (Pérmico Superior), siendo más joven que lo mencionado por Sato y Kawashita (1988) de 283 Ma (Pérmico Inferior).

Sin embargo, debido a la presencia al este de la cuenca de complejos ofiolíticos (Fig. 2), no descartaríamos que la heterogeneidad observada en el basamento de la cuenca se deba a dichos cuerpos (Boedo et al. 2013, Li et al. 2017, Di Chiara et al. 2020). Ello sería consistente con la historia acrecional acaecida en la región (Mpodosis y Ramos 1985, 1989, Ramos 1989), como también con los afloramientos ofiolíticos expuestos en la Sierra Negra (Furque 1983, Cardo et al. 2005). No obstante, la geometría circular descrita por el modelo de inversión no sería característica de estas litologías. Por otra parte, los cuerpos volcánicos neógenos en el área de estudio como el cerro Negro (Fig. 6), no presentarían un contraste de tal magnitud en la carta magnética como el interpretado para el cuerpo intrusivo. Por esta razón, nosotros interpretamos la anomalía observada como originada por un cuerpo intrusivo perteneciente al plutón Tocota emplazado en el subsuelo de la cuenca de Iglesia durante el Pérmico Tardío.

CONCLUSIONES

A partir de un modelo de inversión 3D de la señal magnética ajustado con datos sísmicos, se interpretaron heterogeneidades en el basamento de la cuenca de Iglesia que no habían sido determinadas hasta ahora, por el método sísmico. Basados en el análisis de la respuesta magnética, de valores de susceptibilidades magnéticas y geometría arrojada por el modelo de inversión, nosotros interpretamos dichas heterogeneidades como cuerpos intrusivos pertenecientes al plutón Tocota emplazado durante el Pérmico superior, parte del Batolito Colangüil.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer el apoyo recibido por el CONICET. Agradecemos al Instituto Geofísico y Sismológico

co Volponi por los datos sísmicos y vuelos aéromagnéticos utilizados en este trabajo. Este estudio se benefició enormemente de los comentarios de los revisores anónimos y agradecemos al editor, la Dra. Paula Iglesia Llanos, por el manejo eficaz del manuscrito y sus aportaciones a la versión final del manuscrito.

REFERENCIAS

- Allmendinger, R.W. y Judge, P.A. 2014. The Argentine Precordillera: A Foreland Thrust Belt Proximal to the Subducted Plate. *Geosphere* 10(6): 1203-18.
- Allmendinger, R.W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C. e Isacks, B.L. 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30-degrees-S latitude. *Tectonics* 9(4): 789-809.
- Alonso, M.S., Limarino, C.O., Litvak, V.D., Poma, S.M., Suriano, J. y Remesal, M.B. 2011. Paleogeographic, magmatic and paleoenvironmental scenarios at 30°S during the Andean orogeny: cross sections from the volcanic-arc to the orogenic front (San Juan, Argentina). En: Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. (eds.), *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina Tucumán*, SCS Publisher: 23-45, Salta.
- Alvarez-Marrón, J., Rodríguez-Fernández, R., Heredia, N., Busquets, P., Colombo, F. y Brown, D. 2006. Neogene structures overprinting Palaeozoic thrust systems in the Andean Precordillera at 30 S latitude. *Journal of the Geological Society* 163(6): 949-964.
- Baranov, W. 1975. Potential fields and their transformations in applied geophysics *Geoexploration Monographs*, 121 p., Stuttgart
- Beer, J.A., Allmendinger, R.W., Figueroa, D.E. y Jordan, T.E. 1990. Seismic stratigraphy of a Neogene piggyback basin, Argentina. *AAPG Bulletin* 74(8): 1183-1202.
- Blakely, R.J. 1995. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press, 441 p., Cambridge.
- Boedo, F.L., Vujovich, G.I., Kay, S.M., Ariza, J.P. y Luján, S.P. 2013. The E-MORB like geochemical features of the Early Paleozoic mafic-ultramafic belt of the Cuyania terrane, western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 48: 73-84.
- Cahill, T. y Isacks, B.L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 97: 17503-17529.
- Calcagno, P., Chilès, J.P., Courrioux, G. y Guillen, A. 2008. Geological modelling from field data and geological knowledge: Part I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 171: 147-157.
- Cardó, R. y Díaz, I.N. 1999. Hoja Geológica 3169-I, Rodeo, Provincias de San Juan. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino Buenos Aires: 1-47, Buenos Aires.
- Cardó, R., Díaz, I. N., Cegarra, M.I., Heredia Carballo, N., Rodríguez Fernández, R., Santamaría, G.R. y Fauqué, L.E. 2005. Hoja Geológica 3169-I Rodeo Boletín 272: 1-53, Buenos Aires.
- Christiansen, R. 2019. Estudios gravi-magnetométricos de la Sierra Grande de San Luis. Inversión conjunta litorrestringida y modelado en 3D. Tesis doctoral, Universidad Nacional de San Juan (inédito), 184 p., San Juan.
- Christiansen, R., Morosini, A., Enriquez, E., Munoz, B.L., Lince Klinger, F., Martínez, M.P., Ortiz Suárez, A. y Kostadinoff, J. 2019. 3D litho-constrained inversion model of southern Sierra Grande de San Luis: new insights into the Famatinian tectonic setting. *Tectonophysics* 756: 1–24.
- Christiansen, R., Clavel, F., Gonzalez, M., Garcia, H.P., Ortiz, D., Ariza, P., Martínez, P. y Wohnlich, S. 2021. Low-enthalpy geothermal energy resources in the Central Andes of Argentina: A case study of the Pismanta system. *Renewable Energy*. 177: 1234-1252.
- Clark, D.A. 1997. Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics* 17: 83-104.
- Clark, D.A. 1999. Magnetic petrology of igneous intrusions: implications for exploration and magnetic interpretation. *Exploration Geophysics*, 30(2): 5-26.
- Dannemiller, N. y Li, Y. 2006. A new method for determination of magnetization direction. *Geophysics* 71: 69-73.
- Dentith, M. y Mudge, S.T. 2014. *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. Cambridge University Press.
- Di Chiara, A., Morris, A., Anderson, M. W., Menegon, L. y Tremblay, A. 2020. Magnetic anisotropy reveals Acadian transpressional fabrics in an Appalachian ophiolite (Thetford Mines, Canada). *Geophysical Journal International* 222: 1034-1045.
- Durrheim, R.J. y Cooper, G.R.J. 1998. EULDEP: a program for the Euler deconvolution of magnetic and gravity data. *Computers & geosciences* 24: 545-550.
- Furque, G. 1979. Descripción geológica de la hoja 18c, Jachal (Prov. de San Juan). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 125: 1-79, Buenos Aires.
- Furque, G. 1983. Descripción Geológica de la Hoja 19c - Ciénaga de Gualilán. Servicio Geológico Nacional, Boletín 193: 111.
- Gagliardo, M.L., Caselli, A., Limarino, C.O., Colombo Piñol, F. y Tripaldi, A. 2001. Las unidades terciarias de la Cuenca Rodeo-Iglesia: validez y correlación de las unidades formacionales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(1): 121-125.
- Geuna, S.E. 2001. Base de Datos de Remanencia y Susceptibilidad Magnéticas de rocas de la República Argentina. SEGEMAR, Serie Contribuciones Técnicas 50, Buenos Aires.
- Gibson, H., Sumpton, J., Fitzgerald, D. y Seikel, R. 2013. 3D modelling of geology and gravity data: summary workflows for minerals exploration. *East Asia: Geology, Exploration Technologies and Mines-Bali, Abstracts*: 24-26, Melbourne.
- Gonzalez, M., Clavel, F., Christiansen, R., Gianni, G. M., Klinger, F. L., Martínez, P., Butler, K., Suriano, J., Mardonez, D. y Díaz, M. 2020. The Iglesia basin in the southern Central Andes: A record of backarc extension before wedge-top deposition in a foreland basin. *Tectono-*

- physics: 228590.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., y Ogg, G.M. 2020. *Geologic Time Scale 2020*. Elsevier, New York.
- Guillen, A., Calcagno, P., Courrioux, G., Joly, A. y Ledru, P. 2008. Geological modelling from field data and geological knowledge: Part II. Modelling validation using gravity and magnetic data inversion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 171: 158-169.
- Heredia, N., Fernández, L.R., Gallastegui, G., Busquets, P. y Colombo, F. 2002. Geological setting of the Argentine Frontal Cordillera in the flat-slab segment (30° 00'-31° 30' S latitude). *Journal of South American Earth Sciences* 15(1): 79-99.
- Heredia, N., García-Sansegundo, J., Gallastegui, G., Farias, P., Giacosa, R., Hongn, F., Tubia, J. M., Alonso, J. L., Busquets, P., Charrier, R., Clariana, P., Colombo, F., Cuesta, A., Gallastegui, J., Giambiagi, L., González-Menéndez, L., Limarino, C.O., Martín-González, F., Pedreira, D., Quintana, L., Rodríguez-Fernández, L.R., Rubio-Ordóñez, A., Seggiaro, R., Serra-Varela, S., Spalletti, L., Cardó, R. y Ramos, V.A. 2018. The Pre-Andean Phases of Construction of the Southern Andes Basement in Neoproterozoic–Paleozoic Times. En Folguera, A., Contreras Reyes, E. y Heredia, N. (eds.), *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*, 111-131. Springer, Cham.
- Hinze, W.J. 2003. Bouguer reduction density, why 2.67?. *Geophysics* 68(5): 1559-1560.
- Hinze, W.J., Von Frese, R.R. y Saad, A.H. 2013. *Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications*. Cambridge University Press, 524 p., Cambridge.
- Hofmann-Wellenhof, B. y Moritz, H. 2006. *Physical geodesy*. Springer Science & Business Media.
- Jacobsen, B.H. 1987. A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps. *Geophysics*, 52(8): 1138-1148.
- Johnson, A., Cheeseman, S. y Ferris, J. 1999. Improved compilation of Antarctic Peninsula magnetic data by new interactive grid suturing and blending methods. *Annals of Geophysics* 42(2): 249-259.
- Jones, R.E., Kirstein, L.A., Kasemann, S.A., Litvak, V.D., Poma, S., Alonso, R.N. y Hinton, R. 2016. The role of changing geodynamics in the progressive contamination of Late Cretaceous to Late Miocene arc magmas in the southern Central Andes. *Lithos* 262: 169- 191.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Damanti, J.F. y Drake, R.E. 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: The Precordillera, 30-31 S, Andes Mountains. *The Journal of Geology* 101(102): 135-156.
- Jordan, T.E., Kelley, S., Fernández, A., Fernández-Seveso, F., Ré, G. y Milana, J.P. 1997. Relaciones entre las historias evolutivas de las cuencas de Iglesia y Bermejo, Provincia de San Juan, Argentina. 2° Jornadas de Geología de Precordillera. San Juan, Argentina, Actas: 142-147, San Juan.
- Jordan, T.E. y Schlunegger, F., Cardozo, N. 2001. Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo foreland basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14(7): 775-798.
- Kane, M.F. 1962. A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, 27(4): 455-462.
- LaFehr, T.R. 1991a. Standardization in gravity reduction. *Geophysics*, 56(8): 1170-1178.
- LaFehr, T.R. 1991b. An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction. *Geophysics* 56(8): 1179-1184.
- Leveratto, M.A. 1976. Edad de intrusivos cenozoicos en la Precordillera de San Juan y su implicancia estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 31: 53-58.
- Li, X. 2007. Magnetic reduction to the pole at low latitudes: Practical considerations. SEG Technical Program Expanded Abstracts. Society of Exploration Geophysicists, 718-722, San Antonio.
- Li, Z., Zheng, J., Moskowit, B.M., Liu, Q., Xiong, Q., Yang, J. y Hu, X. 2017. Magnetic properties of serpentinized peridotites from the Dongbo ophiolite, SW Tibet: Implications for suture-zone magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122: 4814-4830.
- Linares, E. y Llambías, E.J. 1974. Edad potasio-argón de la granodiorita de la quebrada de Tocota, departamento Iglesia, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24: 135-136.
- Llambías, E.J. y Sato, A.M. 1990. El batolito de Colangüil (29°-31°S), Cordillera Frontal de Argentina: Estructura y marco tectónico. *Revista Geológica Chile* 17(1):89-108.
- Llambías, E. J. y Sato, A. M. 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50: 111-131.
- MacLeod, I.N., Jones, K. y Dai, T.F. 1993. 3-D analytic signal in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes. *Exploration Geophysics* 24(4): 679-688.
- Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C. y Nasi, C. 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29-31 S): Geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Andean Geology* 21: 11-51.
- Mardonez, D., Suriano, J., Giambiagi, L., Mescua, J., Lossada, A., Creixell, C. y Murillo, I. 2020. The Jáchal river cross-section revisited (Andes of Argentina, 30° S): Constraints from the chronology and geometry of neogene synorogenic deposits. *Journal of South American Earth Sciences* 104: 102838.
- Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 1985 The Andes of Central Chile and Argentina: an evolving geological model. Symp. *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*, Abstracts, 18-19.
- Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 1989 The Andes of Chile and Argentina. En: Ericksen, G.E., Cafias Pinochet, M.T. y Reinemud, J.A. (eds.), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series 11: 59-90.
- Nagy, D. 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics* 31(2): 362-371.
- Nabighian, M.N. 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics* 37: 507-517.

- Nabighian, M.N. 1974. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal crosssection. *Geophysics* 39: 85-92.
- Noutchogwe, C.T., Koumetio, F. y Manguelle-Dicoum, E. 2010. Structural features of South-Adamawa (Cameroon) inferred from magnetic anomalies: Hydrogeological implications. *Comptes Rendus Geoscience* 342: 467-474.
- Ortiz, A. y Zambrano, J.J. 1981. La provincia geológica Precordillera oriental. 8° Congreso Geológico Argentino Actas 3: 59-74, San Luis.
- Pinotti, L., D'Eramo, F.J., Geuna, S., Radice, S., Gómez-Ortiz, D., Vegas, N., Coniglio, J., Boffadossi, A., Muratori, M.E., Demartis, M. y Kostadinoff, J. 2021. Geological and geophysical methods relevant to decipher the structure and emplacement of granites: Insights from the Calmayo pluton (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 106: 103021.
- Poma, S. M., Ramos, A.M., Litvak, V.D., Quenardelle, S.M., Maisonnave, E.B. y Díaz, I. 2017. Southern Central Andes Neogene magmatism over the Pampean Flat Slab. implications on crustal and slab melts contribution to magma generation in Precordillera, Western Argentina. *Andean Geology* 3(4): 249-274.
- Ramos, V.A. 1989 The birth of Southern South America. *American Scientist* 77: 444-450.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O. y Pérez, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American earth sciences* 15(1): 59-78.
- Re, G.H., Jordan, T.E. y Kelley, S., 2003. Cronología y paleogeografía del terciario de la cuenca intermontana de iglesia septentrional, andes de san juan, argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(1): 31-48.
- Reid, A.B. y Thurston, J.B. 2014. The structural index in gravity and magnetic interpretation: Errors, uses, and abuses. *Geophysics* 79(4): J61-J66.
- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millett, A.T. y Somerton, I.W. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics* 55: 80-91.
- Rodríguez Fernández, L.R., Heredia, N., Marín, G., Quesada, C., Robador, A., Ragona, D. y Cardó, R. 1996. Tectonoestratigrafía y estructura de los Andes argentinos entre los 30° 30' y 31° 00' de latitud sur. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos 2: 111-124, Mendoza.
- Rodríguez, M.P., Charrier, R., Bricchau, S., Carretier, S., Farías, M., De Parseval, P. y Ketcham, R.A., 2018. Latitudinal and Longitudinal Patterns of Exhumation in the Andes of North-Central Chile: Tectonics 37(9): 2863-2886.
- Roest, W.R., Verhoef, J. y Pilkington, M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics* 57(1): 116-125.
- Ruskin, B.G. y Jordan, T.E. 2007. Climate change across continental sequence boundaries: paleopedology and lithofacies of Iglesia basin, northwestern Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 77(9): 661-679.
- Sato, A.M. y Kawashita, K. 1988. Edad Rb/Sr de la última intrusión del batolito de Colangüil, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42(3): 415-418.
- Sato, A.M. y Llambías, E.J. 1993. El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalente efusivo del batolito de Colangüil. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos 4: 156-165, Mendoza.
- Sato, A.M., Llambías, E.J., Basei, M.A. y Castro, C.E. 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal of South American Earth Sciences* 63: 48-69.
- Shaw, S., Llambías E.J. y Sato, A.M. 1990. New Rb/Sr age determinations from the Colangüil Batholith between 29°-31° S, Cordillera Frontal, Argentina. *Congreso Geológico Argentino, Actas* 11: 461-465.
- Suriano, J., Alonso, M.S., Limarino, C.O. y Tedesco, A.M. 2011. La Formación Cuesta del Viento (nov. nom.): una nueva unidad litoestratigráfica en la evolución del orógeno precordillerano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68(2): 246-260.
- Thompson, D.T. 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics* 47: 31-37.
- Val, P., Hoke, G. D., Fosdick, J. C. y Wittmann, H. 2016. Reconciling tectonic shortening, sedimentation and spatial patterns of erosion from 10Be paleo-erosion rates in the Argentine Precordillera. *Earth and Planetary Science Letters*, 450: 173-185.
- Von Gosen, W. 1997. Early Paleozoic and Andean structural evolution in the Rio Jáchal section of the Argentine Precordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 361-388.
- Wetten, A.F. 2005. Andesita Cerro Bola: Nueva unidad vinculada al magmatismo mioceno de la Cordillera de Olivares, San Juan, Argentina (30°35'S; 69°30'O). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(1): 3-8.
- Winocur, D. A., Litvak, V. D., Ramos, V. A. 2015. Magmatic and tectonic evolution of the Oligocene Valle del Cura basin, main Andes of Argentina and Chile: evidence for generalized extension. *Geological Society, London, Special Publications*, 399: 109-130.
- Yilmaz, O. 1987. Seismic data processing: Processing, inversion, and interpretation of seismic data. *Society of Exploration Geophysicists, Tulsa*.