

GEOLOGÍA Y GEOFÍSICA DEL EXTREMO NORTE DE LA SIERRA DE VILLA CORRAL (31°08' LS-69°24' LO), PRECORDILLERA OCCIDENTAL DE SAN JUAN

GEOLOGY AND GEOPHYSICS FROM THE NORTHERN PART OF THE SIERRA DE VILLA CORRAL (31°08' LS- 69°24' LW), WESTERN PRECORDILLERA OF SAN JUAN

Juan P. Ariza^{1(*)}; Martín J. Molina²; Nilda Mendoza²; Patricia Martínez¹; Graciela Vujovich³; Florencia L. Boedo³; Sofía B. Pérez Luján⁴

¹ CONICET. Instituto Geofísico Sismológico "Ing. F. Volponi" – UNSJ. Ruta 12 – km 17. Jardín de los Poetas. C.P.5407, Marquesado, San Juan, Argentina.

² Departamento de Geología, FCFN-UNSJ Av. Ignacio de la Roza 590 (O), Complejo Universitario "Islas Malvinas", Rivadavia, San Juan, CPA: J5402DCS, Argentina.

³ CONICET. Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Int. Güiraldes 2160, Pabellón II, 1º Piso. C.P. 1428, Ciudad Universitaria, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.

⁴ Centro de Investigaciones de la Geósfera y Biosfera (CIGEOBIO) - CONICET. Departamento de Geofísica y Astronomía, FCFN-UNSJ Av. Ignacio de la Roza 590 (O), Complejo Universitario "Islas Malvinas", Rivadavia, San Juan, CPA: J5402DCS, Argentina.

(*) E-mail: jpariza@conicet.gov.ar

RESUMEN

En esta contribución se presenta la geología y geofísica del extremo norte de la sierra de Villa Corral. La zona de estudio se desarrolla íntegramente en el ámbito de la Precordillera Occidental de San Juan (31°08'LS - 69°24'LO). Se comparan los aspectos estructurales y estratigráficos de una sección NE-SO levantada a lo largo de la Quebrada del Tigre, con datos aeromagnéticos y de sensoramiento remoto. Se aplicaron cocientes entre bandas en imágenes satelitales Landsat7 ETM+ los cuales resultaron de gran utilidad en las posteriores determinaciones estratigráficas y estructurales. La estructura general de la sierra de Villa Corral está definida por un pliegue sinclinal con eje buzante al SE. Dos sistemas de corrimientos (Andinos y Pre-Andinos) segmentan parcialmente ambos flancos del pliegue principal. Estos corrimientos pueden ser agrupados en función de la orientación, inclinación de los planos, edad relativa y vergencia de la deformación. Los corrimientos Pre-Andinos se orientan NO-SE con planos inclinados al NE y movimiento de techo al SO, mientras que los corrimientos Andinos se disponen N-S con planos inclinados al O y movimiento de techo al E. Las unidades involucradas por ambos sistemas de corrimientos incluyen rocas que varían desde el Eopaleozoico hasta el Neógeno lo cual pone de manifiesto que todas las estructuras han sufrido activaciones tectónicas durante la orogenia Andina. Finalmente, el diseño de las cartas de anomalías magnéticas residuales, señal analítica, Tilt y gradiente horizontal del Tilt guarda estrecha relación con los aspectos estructurales y estratigráficos observados en superficie, lo cual permite inferir de manera ajustada la disposición de las estructuras y unidades geológicas en subsuelo. El perfil de señal analítica muestra la importancia de los contrastes magnéticos producidos por los corrimientos principales al mismo tiempo que permite ajustar la distribución de unidades en subsuelo de acuerdo al desplazamiento relativo de los bloques de falla.

Palabras clave: Anomalía magnética, Sensores remotos, Geología estructural, Eopaleozoico.

ABSTRACT

In this paper the geology and geophysics of northern part of the Sierra de Villa Corral is presented. The study area is located in the Western Precordillera of San Juan (31°08'LS - 69°24'W). Here are compared the structural and stratigraphic features of a NE-SW cross-section with aeromagnetic data and remote sensing. Techniques of band ratios were applied to the Landsat 7 (ETM+) images. The general structure of the Sierra de Villa Corral is defined by a syncline fold with axis dipping toward SE. The mentioned fold is segmented by two systems of thrusts (Andean and Pre-Andean). The thrusts can be grouped according to the strike and dip direction of fault planes, relative age of deformation and vergence. Pre-Andean thrusts are oriented NW-SE and dip toward NE with a top to SW vergence, while the Andean thrusts are oriented N-S, fault planes are dipping toward W with a top to the E vergence. Lower Paleozoic and Neogene units are involved in both sets of thrusts, which shows that all structures have undergone tectonic activations during the Andean orogeny. Finally, the design of the residual magnetic anomalies map, analytic signal map, Tilt and Tilt gradient, are closely related to the structural and stratigraphic aspects observed in surface. Thus, it is possible infer the arrangement of the structures and the geological units in the subsurface. The analytic signal profile shows that the main magnetic contrasts are produced by major thrusts. Moreover, the analytical signal allowed to adjust the distribution of units in the subsurface according to the relative displacement of the fault blocks.

Keywords: Magnetic Anomaly, Remote sensing, Structural geology, Lower Paleozoic.

INTRODUCCIÓN

El presente estudio representa un aporte al conocimiento geológico y geofísico de las rocas del Paleozoico inferior expuestas en la sierra de Villa Corral (Figura 1), Precordillera Occidental de San Juan. A lo largo de sus más de 25 km de longitud en dirección N-S, la sierra de Villa Corral, expone diferentes unidades de roca. Los afloramientos de mayor extensión corresponden a las metasedimentitas de la Formación Don Polo (Quartino et al., 1971) de edad ordovícica y representan el eje temático de este trabajo. Los aspectos estratigráficos de esta unidad se conocen de manera parcial, probablemente debido a la complejidad estructural y la relación tectónica que presenta con el resto de las unidades dentro y fuera del área de estudio. Tal complejidad, es el resultado de la superposición de varios eventos de deformación, a los cuales ha sido sometida esta unidad a lo largo de su historia geológica.

El mapeo detallado sobre una base de imágenes satelitales procesadas, junto al procesamiento de datos aeromagnéticos de la zona, según diferentes técnicas, favoreció la comprensión de la estructura superficial y de subsuelo.

MARCO GEOLÓGICO

La zona de estudio se localiza íntegramente en la Precordillera Occidental (Baldis et al., 1982). Estratigráficamente, esta unidad morfoestructural está representada por potentes secuencias de rocas eo y mesopaleozoicas, de ambiente marino (Quartino et al., 1971; Furque y Caballé, 1986), que incluyen facies de talud y fondo oceánico (Astini et al., 1996).

Estas rocas se presentan polideformadas (Von Gosen, 1995) y soportan en fuerte discordancia angular a los depósitos del neopaleozoico (Ramos, 1995). El Carbonífero y Pérmico sedimentario están representados por depósitos continentales entre los que se interdigitan niveles correspondientes a eventos marinos de tipo somero y transicional (Azcuy et al., 1999). Cuerpos ígneos de composición ácida y mesosilícica del Neopaleozoico (Sillitoe, 1977) están presentes en diferentes sectores de la Precordillera Occidental. El Mesozoico está representado por los afloramientos septentrionales de la cuenca Cuyana que constituyen un conjunto de rocas sedimentarias clásticas y piroclásticas (Barredo y Ramos, 2010) portadoras de una abundante paleoflora (Azcuy et al., 1999; y otros allí mencionados).

Estructuralmente, la Precordillera Occidental, se caracteriza por el desarrollo de una faja plegada y corrida de piel fina (Cristallini y Ramos, 2000) con vergencia predominantemente oriental. Sin embargo, en determinados sectores como los faldeos occidentales de la Sierra del Tontal, entre otros se observan fracturas inversas de carácter antitético a la deformación regional (Baldis et al., 1982). Estas estructuras de vergencia opuesta a la dirección de transporte principal, han sido interpretadas por Cortes et al. (2006) como el resultado de la inversión tectónica Ándica, sobre estructuras extensionales mesozoicas.

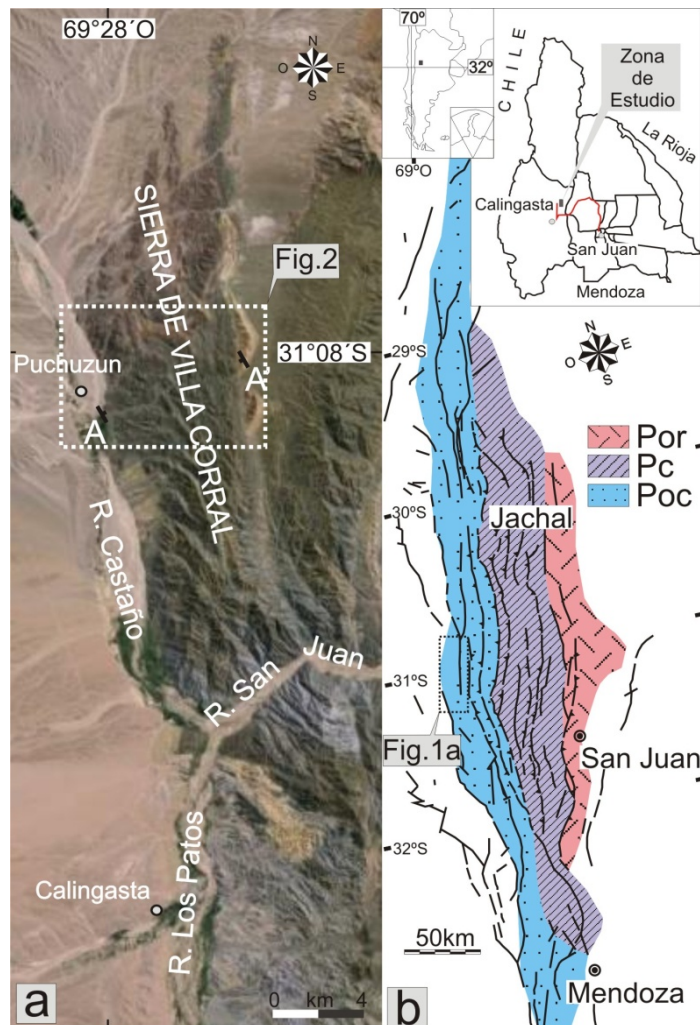


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio en el contexto regional. a) imagen satelital de las nacientes del Rio San Juan. AA' - Ubicación de la sección geofísica estudiada. b) mapa geológico simplificado de la Precordillera y ubicación de la zona de estudio. Las franjas de color corresponden a la subdivisión de la Precordillera en tres dominios: Precordillera Oriental (Por), Precordillera Central (Pc) y Precordillera Occidental (Poc) (basado en Baldis et al., 1982; Baldis y Chebli, 1969 y Ortiz y Zambrano, 1981).

Figure 1. Location of the study area in the regional context. a) satellite image of the Rio San Juan headwaters. AA' - Location of the geophysics cross section. b) Simplified geological map of the Precordillera and location of the study area. The color bands correspond to a subdivision of Precordillera: Eastern Precordillera (Por), Central Precordillera (Pc) and Western Precordillera (Poc) (after Baldis et al., 1982; Baldis y Chebli, 1969 and Ortiz & Zambrano, 1981).

DATOS Y METODOS

Sensores remotos y geología

El uso de sensores remotos en geología está ampliamente difundido en la literatura científica (Sultan et al., 1986; 1987; Drury, 1987; Sabins, 1999; Raharimahefa y Kusky, 2006).

La información satelital Landsat 7 ETM+ con la cual se desarrolló este trabajo fue adquirida en el sitio web perteneciente a la Universidad de Maryland y a la National Aeronautics and Spatial Administration (GLCF). La fecha de adquisición de la imagen seleccionada (path: 232, row: 082) corresponde al 3 de diciembre de 1999. El programa Landsat recolecta información acerca de la Tierra generando un registro continuo de su superficie. Posee dos tipos de sensores: Thematic Mapper (TM) y Enhanced Thematic Mapper (ETM). Las imágenes utilizadas, pertenecen al último sistema mencionado. Posee alta resolución espacial, alto rango espectral y calibración radiométrica. Proporciona información en los canales visible e infrarrojo cercano (NIR), infrarrojo medio o de onda corta (SWIR), infrarrojo termal (TIR) y pancromático en imágenes de 183 km de ancho y 705 km de altitud. La resolución espacial es de 28,5 m en las bandas 1 a 5 y 7; 15 m en la banda 8; y 60 m en la banda 6.

El software utilizado para el procesamiento de dichas imágenes fue ENVI 4.5, ejecutado en una plataforma PC. Con dicho programa, se realizaron operaciones de cocientes entre bandas siguiendo metodologías propuestas por diversos autores (Lillesand y Kiefer, 1994; Inzana et al., 2003; Gad y Kusky, 2006).

Cocientes entre bandas

Los cocientes entre bandas empleados en este trabajo fueron 7/5, 5/4, 3/1, ya que los mismos son apropiados para discriminar entre granitos, rocas máficas, metavolcánicas y sedimentarias (Gad y Kusky, 2006) ajustándose perfectamente a las características del área de estudio. Los resultados obtenidos mediante esta técnica (Figura 2) permiten reconocer claramente los límites entre las diferentes unidades litoestratigráficas de la zona. Además, es posible reconocer los distintos componentes litológicos que conforman cada unidad formacional. Las tonalidades pardo rojizo representan niveles de rocas sedimentarias clásticas de granulometría variable entre arenisca media y gruesa, mientras que los tonos pardo amarillento y verdoso corresponden a intercalaciones de areniscas finas y pelitas. Ambos grupos litológicos corresponden a las litofacies I y II (Figura 3) de la Formación Don Polo en la zona de estudio (Ariza et al., 2014a). Los sectores de color cian dentro de la imagen satelital corresponden a rocas ígneas hipabisales ácidas (Figura 3). Las tonalidades magenta de amplia distribución sobre el sector central superior de la imagen representan rocas ígneas volcánicas y subvolcánicas ácidas a mesosilícicas. Finalmente, las tonalidades pardo rosado claro y distribuidas principalmente sobre el margen oriental de la imagen corresponden a rocas clásticas de la Formación El Salto (Sessarego et al., 1986) (Figura 3).

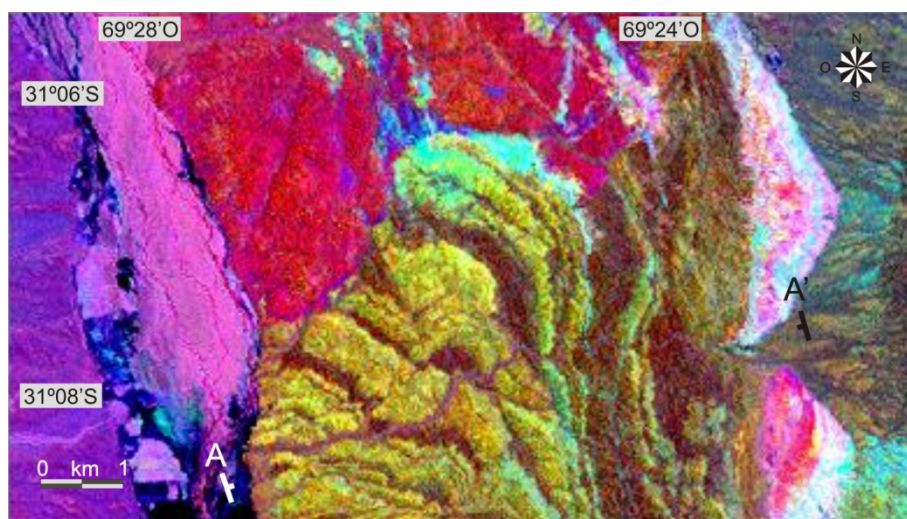


Figura 2. Imagen satelital Landsat7 ETM+ de la zona de estudio. La imagen fue procesada según cocientes entre bandas R7/5, G5/4, B3/1. Los colores pardos amarillentos y pardos oscuros distribuidos en la región central de la imagen corresponden a las litofacies II y I de la Formación Don Polo, respectivamente. Los colores cálidos distribuidos en torno a los afloramientos de la Formación Don Polo corresponden a rocas del Neopaleozoico, Triásico y Cenozoico (véase detalle en el texto). AA' - Ubicación de la sección geofísica estudiada.

Figure 2. Image Landsat7 (ETM+) of study area. Result of band ratios applied to spectral data (R7/5, G5/4, B3/1). Brown colors (yellowish and dark) distributed in the central region of the image correspond to lithofacies I and II of Don Polo Formation respectively. Warm colors distributed around outcrops of Don Polo Formation correspond to upper Paleozoic rocks, Triassic and Cenozoic (see detail in text). AA' - Location of the geophysics cross section.

Geofísica

Existen pocos trabajos concernientes a la zona de estudio donde se aborde el análisis de las propiedades magnéticas de las rocas del Paleozoico inferior a escala local, entre los que se pueden mencionar los aportes de Geuna y Escosteguy (2006) y Ariza et al. (2014b).

En este aporte se trabajó con datos aeromagnéticos de la Zona 17-SEGEMAR (Servicio Geológico Minero Argentino). Estos datos fueron relevados a una altura de vuelo nominal de 120 m siguiendo líneas de vuelo principales de dirección N-S, espaciadas cada 1000 m. Se realizaron líneas de vuelo de control con dirección E-O, espaciadas cada 7500 m. La grilla proporcionada por SEGEMAR tiene una separación nodal de 5x5 kilómetros. La nivelación y regrillado a una distancia de 150 x 150 m de la base aeromagnética se realizó a partir de datos magnéticos terrestres que forman parte de la base de datos del IGSV (Instituto Geofísico Sismológico "Ing. Fernando Volponi") aplicando una metodología especialmente diseñada para tal reconstrucción (Ruiz et al.,

2011). Así, se obtuvo la Carta de Anomalías Magnéticas observadas (CAMobs - Figura 4), sobre la cual se realizaron los procesamientos que se describen a continuación.

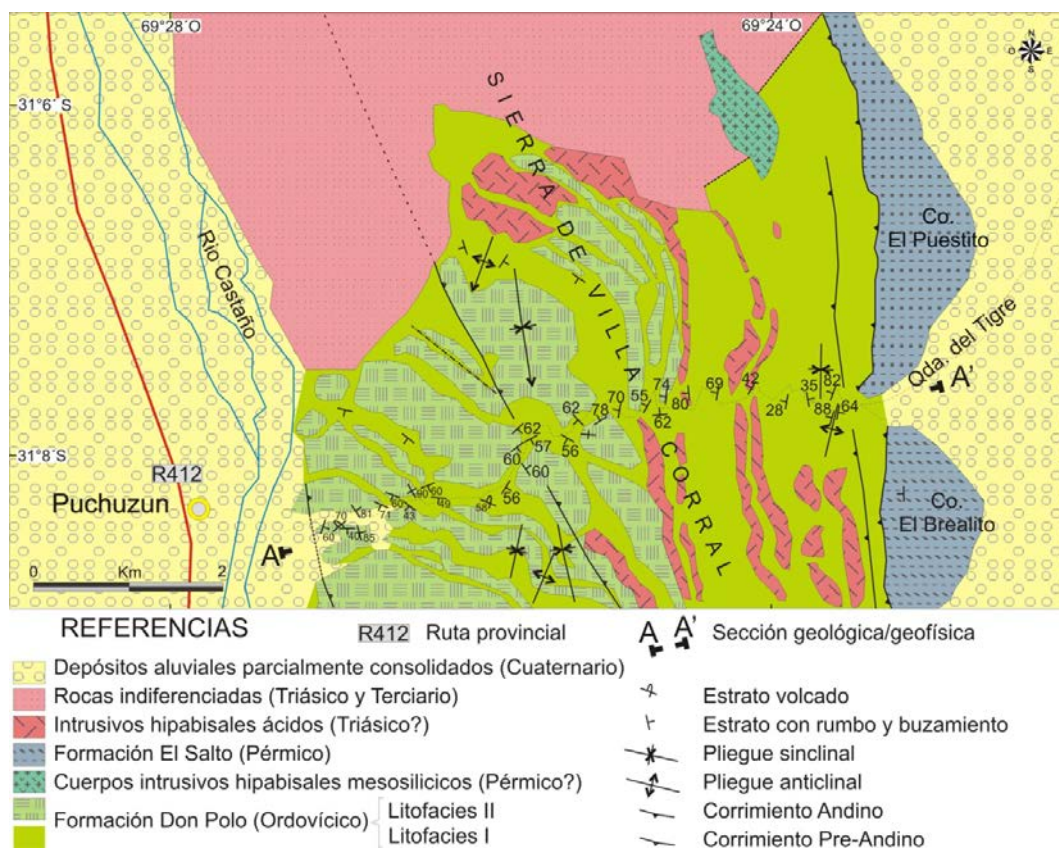


Figura 3. Sección geofísica realizada a lo largo de la transecta AA' contrastada con los aspectos geológicos de superficie (véase explicación en el texto).

Figure 3. Geophysics cross section a along the transect AA' compared with the geological features on surface (see detail in text).

Filtrado de anomalías

Prolongaciones analíticas ascendentes. Este método consiste en calcular el campo potencial a una altura h constante sobre la superficie de medición (Dean, 1958; Miranda e Introcaso, 1999; Sánchez et al., 2011). Es en realidad una transformación del campo potencial medido sobre una superficie, al campo que sería medido sobre otra superficie más alejada de la fuente. Esta transformación atenúa las anomalías de corta longitud de onda, es decir suaviza el efecto de cuerpos superficiales o de corta longitud de onda.

La continuación analítica ascendente se calculó a alturas variables de 5 km, 7,5 km y 10 km. Se seleccionó como carta de anomalías magnéticas regionales (CAMreg) la correspondiente a la prolongación ascendente de 7,5 km (Figura 3) ya que se considera que esta refleja los rasgos regionales sin incluir información local (prolongación a 5 km) ni perder datos regionales por un filtrado excesivo (prolongación a 10 km).

Una vez determinada la CAMreg el cálculo de la carta de anomalías magnéticas residuales (CAMres) se obtuvo a partir de la ecuación (1).

$$\text{CAMres} = \text{CAMobs} - \text{CAMreg} \quad (1)$$

El diseño de las anomalías residuales (CAMres, Figuras4a-c), representado por dos máximos magnéticos separados por un mínimo (en el sector noroeste de la CAMres) marca la zona de contacto entre rocas paleozoicas (Formación Don Polo) y mesozoicas-cenozoicas indiferenciadas. Sin embargo, estas anomalías debieron procesarse adicionalmente, mediante técnicas de resalto de anomalías, para obtener información detallada de los contactos litológicos estudiados.

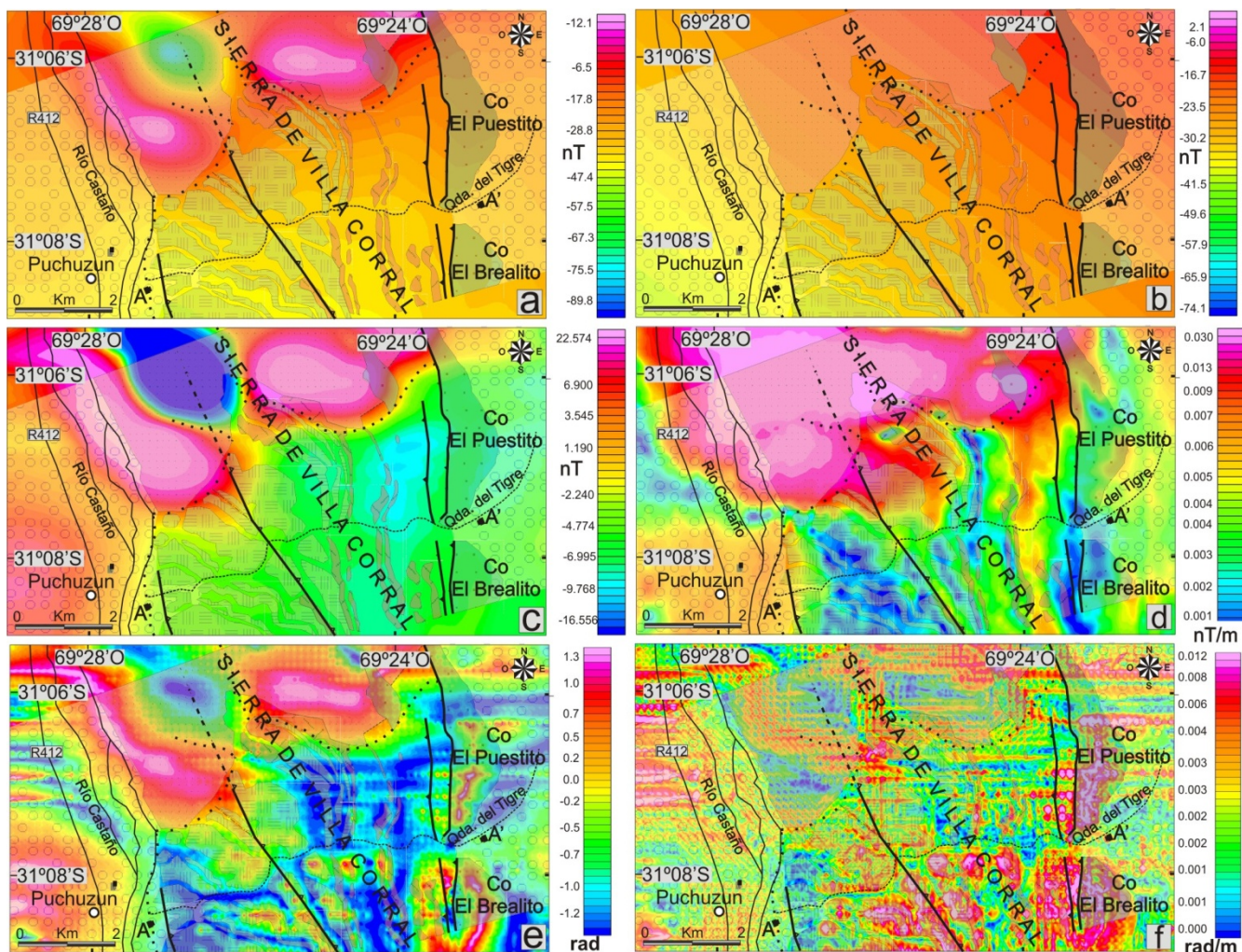


Figura 4. Mapas magnéticos y geológico de la zona de estudio. a) Carta de anomalías magnéticas observadas (CAMObs). b) Carta de anomalías magnéticas regionales (CAMreg) obtenida a partir de la prolongación analítica ascendente a una altura de 7,5 kilómetros. c) Carta de anomalías magnéticas residuales (CAMres). d) Carta de señal analítica (SA). e) Carta de Tilt (TDR). f) Carta de gradiente horizontal del Tilt (HDTDR).

Figure 4. Magnetic and geologic maps of the study area. a) Map of observed magnetic anomaly (CAMObs). b) Map of regional magnetic anomalies (CAMreg) obtained from the analytic upward continuation up to a height of 7.5 kilometers. c) Map of residual magnetic anomalies (CAMres). d) Map of analytical signal (SA). e) Map of Tilt (TDR). f) Map of horizontal derivate of Tilt (HDTDR).

Resalto de anomalías

Un procedimiento frecuente consiste en aplicar una serie de métodos de resalto de anomalías, los cuales tienden a enfatizar los contrastes en los valores de anomalías (Verduzco et al., 2004) obtenidos mediante el método de filtrado realizado precedentemente. Se aplicaron los métodos de señal analítica, *Tilt* y derivada horizontal del *Tilt* (Figuras 4d-f). Dado que en la mayoría de los casos, los contrastes entre unidades de distinta respuesta magnética, responden a una determinada configuración estructural (Verduzco et al., 2004) (presencia de corrimientos, pliegues, cuerpos de roca, etc.), el resultado de estos métodos suele brindar una poderosa herramienta de evaluación y correlación de contactos normales y tectónicos tanto superficiales como subsuperficiales. A continuación se describen los resultados obtenidos por los diferentes métodos aplicados.

Señal analítica (SA)

Este método tiende a amplificar la respuesta de las anomalías realzando su efecto, mediante el cálculo de las derivadas horizontal y vertical. La expresión para el cálculo de la SA fue introducido por Nabighian (1972) para el caso de la SA en 2D, la que luego fue generalizada por Nabighian (1984) y Roest et al. (1992).

La señal analítica 2D ha sido utilizada entre muchos otros por Introcaso et al., (2008). Es de gran utilidad en la interpretación de contactos donde se produzcan importantes contrastes, ya que la SA exhibe los máximos sobre los máximos contrastes y en general la señal se dispone simétricamente a ambos lados del contacto (Figura 3).

Tilt (TDR). Este método es un filtro ecualizado que permite ver con mayor detalle las anomalías locales, sin que se atenúen los efectos producidos por estructuras de mayor profundidad asociadas con señales más débiles. Los contactos entre cuerpos de susceptibilidades contrastantes se localizan bajo los puntos de inflexión de las ondas del *Tilt* (Verduzco et al., 2004), es decir, entre un máximo y un mínimo relativo (Figura 3). En cambio, el gradiente horizontal del *Tilt* (HDTDR) es la primera derivada del *Tilt* y las zonas de mayor contraste (Figura 3) coinciden con valores máximos de la señal (Verduzco et al., 2004).

Perfil de anomalías

Se elaboró un perfil magnético (Anomalías magnéticas residuales, Señal analítica, *Tilt* y su gradiente horizontal) a lo largo de la transecta AA' (Figura 3) con el fin de contrastar el comportamiento de las anomalías magnéticas y soluciones derivadas de los métodos de filtrado con los aspectos geológicos expuestos. El comportamiento de las anomalías magnéticas residuales (AMres) viene dado por un valor máximo en la zona SO del perfil y un mínimo en la zona próxima al extremo NE cuyo punto de inflexión coincide con un corrimiento Pre-Andino (CPA) ubicado hacia la zona central de la sección geológica (Figura 3). Internamente, la curva descrita por las AMres presenta máximos y mínimos de menor amplitud los cuales parecen estar relacionados con la presencia de filones capa de rocas ígneas ácidas en superficie o subsuperficiales (Figura 3).

En contraposición a las AMres, la SA presenta los valores más bajos en el tramo SO del perfil y los máximos valores hacia el tramo NE. El cambio en los valores se produce exactamente en el punto de inflexión de las AMres (mencionado precedentemente) y ambos coinciden con un CPA. La SA también presenta picos a lo largo de todo el perfil que estarían relacionados con la presencia de los cuerpos ígneos ácidos que se intercalan con las rocas metasedimentarias de la Formación Don Polo. La mayor amplitud de los picos de la SA en el tramo NE estaría relacionado con los afloramientos de rocas ígneas antes mencionados, mientras que los picos de menor amplitud en el tramo SO del perfil indicarían la continuidad de los cuerpos ígneos en profundidad en el bloque basal del CPA. Las curvas del *Tilt* (TDR) y del gradiente horizontal del *Tilt* (HDTDR) presentan una serie de máximos que corresponderían a dos elementos estructurales. El máximo de mayor amplitud ubicado sobre el tramo central del perfil coincide con el CPA y estaría marcando el contraste producido por esta estructura en superficie. El máximo que exhibe el TDR y HDTDR en el extremo SO del perfil también estaría relacionado con un CPA, aunque la diferencia de amplitud y el leve desplazamiento de la curva HDTDR con respecto a la traza superficial del CPA estaría relacionado con los depósitos cuaternarios que cubren la traza del corrimiento en superficie (Figuras 3 y 4). Hacia el extremo NE hay un nuevo punto de inflexión en las AMres, que coincide con valores máximos de carácter secundario de SA, TDR y HDTDR. Estos valores coinciden con la ubicación del corrimiento Andino (CA) que se desarrolla sobre el margen nororiental del perfil. Una vez más la atenuación que sufren los valores de las anomalías en este sector parecen estar relacionados con la presencia de materiales cuaternarios sobre las trazas de los CA (Figuras 3 y 4).

INTERPRETACIÓN

A partir de las observaciones y mapeo de campo realizadas en esta contribución junto con la información procedente del procesamiento de imágenes satelitales y datos aeromagnéticos es posible interpretar la trama estratigráfica estructural de las unidades en superficie y subsuelo. Los cocientes entre bandas realizados a las imágenes satelitales permitieron identificar dos grupos litológicos interpretados como las litofacies I y II (Ariza et al., 2014a). El diseño en planta de las dos litofacies, litofacies II rodeada por afloramientos de la litofacies I, fue interpretado en primera instancia como producto de una estructura de plegamiento, el cual fue corroborado con las mediciones de rumbo y dirección de buzamiento a lo largo de la transecta AA' (Figura 3). Así, la estructura general de la sierra de Villa Corral queda definida por un pliegue sinclinal con eje buzante al SE. El pliegue principal se presenta dislocado y fragmentado por corrimientos Andinos y Pre-Andinos. Estos corrimientos son los responsables de la presencia en superficie de filones capa de rocas ígneas ácidas sobre el flanco oriental del pliegue, los cuales son suprimidos tectónicamente en el flanco occidental de la misma estructura (Figura 3).

La geometría de las anomalías magnéticas residuales junto a la señal analítica, en las cartas y sobre una sección geofísica transversal, se ajusta marcadamente al diseño de las estructuras y distribución de afloramientos en superficie. Los corrimientos generan los principales contrastes magnéticos mediante la superposición de distintos niveles estratigráficos. Tal es el caso del CPA central que superpone los términos basales (litofacies I) de la Formación Don Polo con los superiores (litofacies II). Este corrimiento también genera la supresión de los cuerpos magmáticos en el bloque bajo (bloque occidental) y tal situación se pone de manifiesto por un cambio en la intensidad de la señal analítica y la inflexión de la curva de anomalías magnéticas residuales.

CONCLUSIONES

Los aspectos geológicos del extremo norte de la sierra de Villa Corral están representados por una trama estructural que resulta de la superposición de pliegues y corrimientos de diferentes edades. La aplicación de cocientes entre bandas a las imágenes satelitales permite definir a priori el diseño de las estructuras y la diferenciación de grupos litológicos. Mediante el control de campo realizado a lo largo de una transecta NE-SO se determinó que la estructura del extremo norte de la sierra de Villa Corral corresponde a un pliegue sinclinal con eje buzante al SE y que se encuentra fragmentado parcialmente por corrimientos de rumbo NNO-SSE (corrimientos Pre-Andinos) y N-S (corrimientos Andinos). Los corrimientos Pre-Andinos han suprimido parcialmente el flanco occidental de la estructura principal y de igual manera los filones de rocas hipabisales ácidas que se exponen sobre el tramo NE de la sección estudiada.

La determinación de las anomalías magnéticas residuales y la correspondiente atenuación del efecto producido por fuentes regionales, implica que el diseño de las anomalías magnéticas resultantes en superficie está fuertemente controlado por la geometría de las estructuras de fallamiento y plegamiento. Esta situación introduce un grado aceptable de confianza sobre las interpretaciones realizadas respecto al comportamiento de la estructura y distribución de unidades en subsuelo. El análisis realizado a lo largo de la transecta NE-SO permite destacar que el diseño observado en las cartas de anomalías magnéticas residuales, señal analítica, Tilt y su gradiente, responden a los aspectos estratigráficos y estructurales de la zona de estudio.

Agradecimientos. Se agradece a la Dra. Silvia Miranda y al revisor anónimo por los comentarios realizados sobre el trabajo, ya que contribuyeron sustancialmente a mejorar el manuscrito. Esta contribución es un aporte a los proyectos: Jóvenes Investigadores SECITI-UNSJ (J.P. Ariza), CICITCA UNSJ E-96 (P. Martinez) y UBACYT (G.Vujovich).

BIBLIOGRAFÍA

- Ariza, J., M. Molina, F. Boedo, S. Pérez, G. Vujovich, P. Martinez, (2014a). Estratigrafía de la Formación Don Polo (Ordovícico) en las nacientes del Río San Juan, Precordillera Occidental. 14^o Reunión Argentina de Sedimentología, Puerto Madryn. Actas: 28-29.
- Ariza, J.P., P. Martinez, G. Vujovich, F. Boedo, O. Alvarez, M. Sánchez, (2014b). Sensoramiento remoto y magnetismo aplicado al estudio de terrenos paleozoicos en la Precordillera occidental (31°20'LS), San Juan, Argentina. GEOACTA, 39(1): 35-50.
- Astini, R., V. Ramos, J. Benedetto, N. Vaccari, F. Cañas, (1996). La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. 8^o Congreso Geológico Argentino, Córdoba. Actas 5: 293-324.
- Azcuy, C., H. Carrizo, R. Caminos, (1999). Carbonífero y Pérmico de las Sierras Pampeanas, Famatina, Precordillera, Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael. En Geología Argentina. Caminos, R. (ed.). Buenos Aires, Argentina. Anales 29 (12): 261-318.
- Baldis, B. y G. Chebli, (1969). Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina. 4^o Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 47-66.
- Baldis, B., M. Beresi, O. Bordonaro, A. Vaca, (1982). Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. 5^o Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina. Actas 4: 399-445.
- Barredo, S., V. Ramos, (2010). Características tectónicas y tectosedimentarias del hemigraben Rincón Blanco, Cuenca Cuyana: una síntesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 66(1-2): 133-145.
- Cortés, J., A. Casa, M. Pasini, M. Yamin, C. Terrizzano, (2006). Fajas oblicuas de deformación neotectónica en Precordillera y Cordillera Frontal (31°30' - 33°30' LS): controles paleotectónicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 61(4): 639-646.
- Cristallini, E., V. Ramos, (2000). Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and thrust belt: crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32°SL). Tectonophysics, 317: 205-235.
- Dean, W.C., (1958). Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation. Geophysics, 23: 97-127.
- Drury, S., (1987). Image interpretation in geology. Allen & Unwin, London. 243pp.
- Furque, G., M. Caballé, (1986). Descripción geológica de la Hoja 20b - Calingasta, provincia de San Juan. Servicio Geológico Minero Argentino (inédito), Buenos Aires. pp 324.
- Gad, S., T. Kusky, (2006). Lithological mapping in the Eastern Desert of Egypt, the Barramiya area, using Landsat thematic mapper (TM). Journal of AfricanEarthSciences, 44: 196-202.
- Geuna, S., L. Escosteguy, (2006). Mineralogía magnética de la Formación Alcaparrosa (Ordovícico) y del pórfiro pérmico que la intruye, Calingasta, provincia de San Juan. 8^o Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Buenos Aires. Actas: 99-106.
- Global Land Cover Facility (GLCF). Imágenes Landsat7 ETM+ (Enhanced Thematic Mapper) disponibles en: <http://glcf.umiacs.umd.edu>

- Introcaso, A., Ghidella, M., Ruiz, F., Crovetto, C., Introcaso, B. y Paterlini, C., (2008). Métodos gravimagnetométricos modernos para analizar las características estructurales de la plataforma continental Argentina. *GEOACTA* (online), 33: 1-20.
- Inzana, J., T. Kusky, G. Higgs y R. Tucker, (2003). Supervised classifications of Landsat TM band ratio images and Landsat TM band ratio image with radar for geological interpretations of central Madagascar. *Journal of African Earth Sciences*, 37, 59–72.
- Lillesand, T.M. y R.W. Kiefer, (1994). *Remote Sensing and Image Interpretation*. Third ed. John Wiley&Sons, Inc., Toronto. 721 pp.
- Miranda, S., A. Introcaso, (1999). *Cartas Gravimétricas de la Provincia de Córdoba. Interpretación de la estructura profunda de la Sierra de Córdoba*. República Argentina. Colección de Temas de Geociencias, Instituto de Física de Rosario 1: 48.
- Nabighian, M.N., (1972). The analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-sections: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37: 507-517.
- Nabighian, M.N., (1984). Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transform: Fundamental relations. *Geophysics*, 49: 780-786.
- Ortiz, A. y J. Zambrano, (1981). *La Provincia Geológica de Precordillera Oriental*. 8º Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 59-74.
- Quartino, B., R. Zardini y A. Amos, (1971). *Estudio y exploración geológica de la región Barreal- Calingasta, provincia de San Juan*, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires. Monografía 1. pp 184.
- Raharimahefa, T., T. Kusky, (2006). Structural and remote sensing studies of the southern Betsimisaraka Suture, Madagascar. *Gondwana Research*, 10: 186–197.
- Ramos, V., (1995). *Field guide to the Geology of Precordillera Folded and Thrust Belt (Central Andes)*. AndeanThrustTectonics, San Juan, Buenos Aires, Argentina, Universidad de Buenos Aires, Laboratorio de Tectónica Andina, Guía de campo. pp 64.
- Roest, W.R., J. Verhoef y M. Pilkington, (1992). Magnetic interpretation using 3D analytic signal. *Geophysics*, 57: 116-125.
- Ruiz, F., E. Luna, D. Vargas, M. Giménez y P. Martínez, (2011). Importancia del ajuste y nivelación de datos Aeromagnéticos a partir de magnetometría terrestre. 18º Congreso Geológico Argentino, Neuquén. Actas: 1198-1199.
- Sabins, F., (1999). Remotesensingfor mineral exploration. *Ore Geology Reviews*, 14: 157–183.
- Sánchez, M., C.Weidmann, J. Ariza, P. Martinez, F. Ruiz, (2011). Análisis de campo magnético mediante métodos de filtrado de anomalías en la Sierra Pampeana de Velasco. *Latinmag Letters, Special Issue-Proceedings*, 1, A09: 1-7. Tandil, Argentina.
- Sessarego, H., R. Lech y A. Amos, (1986). Estratigrafía y contenido paleontológico de la Formación del Salto (Pérmico) aflorante al norte del Río San Juan, cerro El Brealito, Departamento Calingasta, San Juan. 1º Jornada de Geología de Precordillera, San Juan, Argentina. 192 – 197.
- Sillitoe, R., (1977). Permo-Carboniferous, Late Cretaceous and Miocene porphyry cooper-type mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology*, 72: 99-103.
- Sultan, M., R. Arvidson y N. Sturchio, (1986). Mapping of serpentinites in the Eastern Desert of Egypt using Landsat Thematic Mapper data. *Geology*, 14: 995–999.
- Sultan, M., R. Arvidson, N. Sturchio, E. Guinness, (1987). Lithologic mapping in arid regions with Landsat TM data: Meatiqdome, Egypt. *Geological Society of America Bulletin*, 99: 748–762.
- Verduzco, B., J.D. Fairhead, C.M. Green y C. Mackenzie, (2004). New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*, 23: 116–119.
- Von Gosen, W., (1995). Polyphase structural evolution of the southwestern Argentine Precordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 377–404.

Recibido: 22-09-2014

Aceptado: 29-11-2015