



ANÁLISIS DE CAMPO MAGNÉTICO MEDIANTE MÉTODOS DE FILTRADO DE ANOMALÍAS EN LA SIERRA PAMPEANA DE VELASCO.

Marcos A. Sánchez¹, M. Cecilia Weidmann¹, Juan P. Ariza¹, Myriam P. Martinez¹, Francisco Ruiz².

¹CONICET. UNSJ. FCEFYN. Instituto Geofísico Sismológico Volponi. 1marcoossanchez@gmail.com;

²UNSJ. FCEFYN. Instituto Geofísico Sismológico Volponi.

Resumen

Se presenta la carta de datos magnetométricos en la Sierra de Velasco y sus alrededores. Se aplican los métodos de prolongación ascendente y de superficies de tendencia con el propósito de separar longitudes de ondas que respondan a los diferencias composicionales de los granitoides emplazados en corteza superior. Por último aplicando el método de inversión se obtiene el mapa de susceptibilidad aparente en donde se podría contrastar estos cambios geoquímicos entre los granitoides paleozoicos que conforman la sierra.

Abstract

The magnetic map of the Sierra de Velasco and its surroundings is presented. The methods of Ascending Prolongation and Tendency Surface were applied in order to separate wavelenghts that may correspond to compositionally different granitoid bodies intruded in the upper crust. By applying the inversion method an apparent susceptibility map was obtained in which it was possible to contrast these geochemical changes between the Paleozoic granitoids that conform the range.

Introducción

Geográficamente la Sierra de Velasco se ubica en la provincia de La Rioja. Tiene una disposición alargada en sentido predominantemente N – S (ver Figura 1), está delimitada por fallas tanto a oriente como a occidente y dividida en bloques por otras fallas de rumbo Sureste (Rassmuss, 1916; Gonzalez Bonorino, 1950; Ramos et al., 2002; Martinez y Gimenez, 2003; López et al., 2007; Alvarado y Ramos, 2011).

El área de estudio que presentamos en la Figura 1 se desarrolla en la provincia geológica “Sierras Pampeanas”, que según la primer división que fue propuesta por Caminos (1979), pertenece al sistema de Sierras Pampeanas “Orientales”, y está caracterizada por el desarrollo de altos de basamento exhumados durante el estadio mio-plioceno del orógeno andino (Jordan y Allmendiger, 1986; Jordan, 1995; Ramos et al., 2002).

El marco geológico regional de la sierra de Velasco está integrada por 3 cuerpos batolíticos: 1- Batolito de Bazán, 2 - Batolito de Aimogasta y 3 – Batolito de Patquía; en el sentido de López et al. (2007).

Recientemente, Grosse et al. (2011), en su análisis geoquímico detallado, diferencian dentro del Batolito de Patquía, de edad ordovícica, al menos tres cuerpos de distinto carácter geoquímico: Granitoides Tipo I en extremo sur y Granitoides Tipo S en el centro noroccidental, unidos ambos por una zona caracterizada por granitos transicionales de tipo I-S. Estos autores también diferencian dos cuerpos graníticos de edad carbonífera temprana: granito Asha, ubicado en el sector noreste y granito Huaco de amplio desarrollo en el centro oriental de la sierra de Velasco respectivamente.

Estudios geofísicos de compensación isostática concluyeron que la sierra de Velasco fue levantada sin desarrollar raíces de compensación, según lo indica una importante anomalía isostática positiva de 100 mGal debajo de ella; mientras que las Cuencas de Aminga, el Bolsón de Huaco y el Valle de La Rioja se ubican mínimos isostáticos residuales locales (Martinez et al., 2000b). Esta falta de raíces de compensación también se ha encontrado en otras serranías Pampeanas (Introcaso et al., 1987; Martinez et al., 1994; Miranda e Introcaso, 1999; Martinez e Introcaso, 1999, y Gimenez et al., 2000). Esto



se relaciona con un régimen de compresión actual, según lo revelado por estudios sismológicos (Triep y Cardinalli, 1984; Alvarado et al., 2005; Alvarado y Ramos, 2011).

A partir de un perfil a los 29° de latitud sur, se ha presentado un modelo de corteza que incluye la Sierra de Velasco dentro de un contexto de bloques amalgamados en donde puede distinguirse una zona de sutura, dada la diferente respuesta gravimétrica de cada alóctono (Martinez y Gimenez, 2003; Martinez et al., 2010).

Un estudio gravimétrico completo de la cuenca del Valle de La Rioja (Gimenez et al., 2009), determinó densidades de contraste entre sedimento - basamento de 0,38 g/cm³, y profundidades máximas de 6000 m. Además, se ha preparado recientemente la primera carta magnética de la zona (Sánchez et al., 2011).

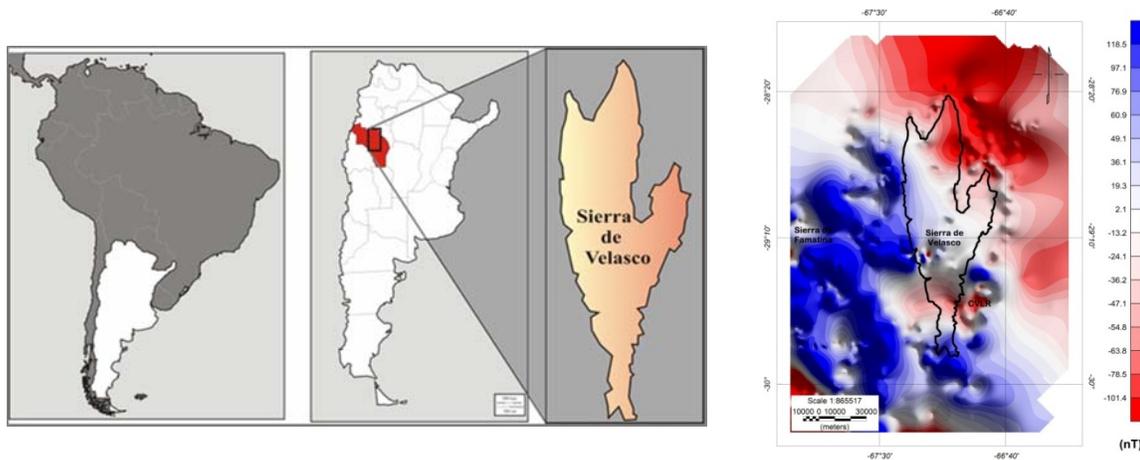


Figura 1: En la izquierda se observa un mapa de ubicación de la Sierra de Velasco en un contexto regional. A la derecha la Carta de Anomalías Magnéticas (Sánchez et al., 2011).

Metodología

Los mapas de anomalías muestran la superposición de varios efectos. Los rasgos estructurales profundos causan variaciones de gran longitud de onda, con un gradiente horizontal suave y gradual, y de carácter regional. Este efecto regional suele enmascarar los efectos debidos a estructuras geológicas de reducida extensión o someras, de carácter local, y con gradientes horizontales más abruptos.

La separación del campo medido en sus componentes regional (Anomalía regional) y residual (Anomalía residual) se logra utilizando técnicas de filtrado. Ya existe gran ambigüedad respecto a las soluciones encontradas, no siempre se puede aseverar cuál es el mejor resultado. Esto último logra reducirse un tanto si se aplican varias técnicas de filtrado.

Por lo general, el objetivo es llegar a separar e identificar los efectos relacionados a las estructuras de la corteza superior mediante un mapa de Anomalías residuales como resultado. Por lo tanto, si se cuenta con un mapa de anomalías regionales, puede determinarse a partir de la respectiva carta de anomalía medida dicha incógnita.

En éste trabajo se aplican técnicas de continuación analítica de campos potenciales y superficies de tendencia (ajuste con superficies polinómicas) para obtener las anomalías regionales.

En primer lugar se aproximó el campo regional mediante Superficies de Tendencia. El método consiste en asemejar el mapa de anomalías regionales a una superficie según:

$$G(x, y) = \sum_{n=0}^p \sum_{s=0}^n a_{n-s,s} x^{n-s} y^s$$

Donde: $G(x, y)$ = anomalía magnética en el punto $P(x, y)$; x, y = abscisa y ordenada del punto $P(x, y)$;

$a_{n-s,s}$ = coeficientes de la superficie polinómica de ajuste; y p = grado del polinomio.



Una superficie de primer grado ($p=1$), representará un plano, una superficie de segundo grado ($p=2$) representará un paraboloide, mientras que una superficie de tercer grado ($p=3$) representará un hiperboloide. Para órdenes superiores las superficies de tendencia resultan cada vez más complejas. Estas superficies representan la anomalía regional (Figura 2).

Las anomalías residuales en este trabajo se determinaron descontando las respectivas regionales de grado 1, 2 y 3 a las anomalías magnéticas observadas y se obtuvieron residuales de orden 1, 2 y 3 para cada caso. Los resultados obtenidos se presentan en la Figura 3.

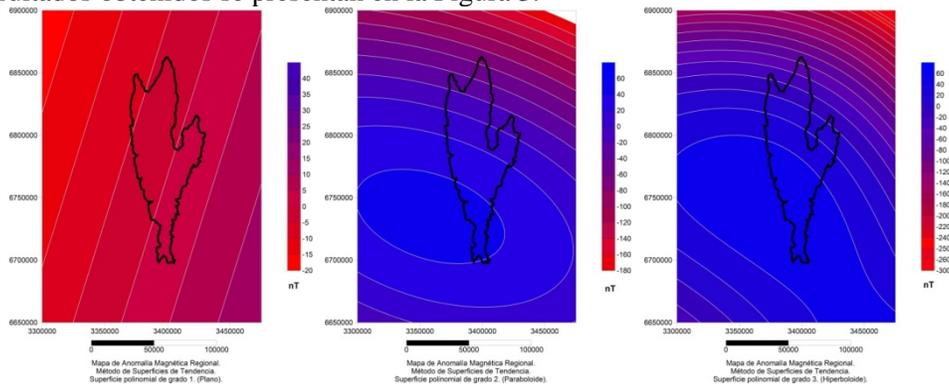


Figura 2: Mapas de Anomalías Magnéticas Regionales obtenidas a partir del Método de Superficies de Tendencia. De izquierda a derecha se presentan las aproximaciones por polinomios de grado 1 (plano), 2 (paraboloide), y 3 (hiperboloide) respectivamente.

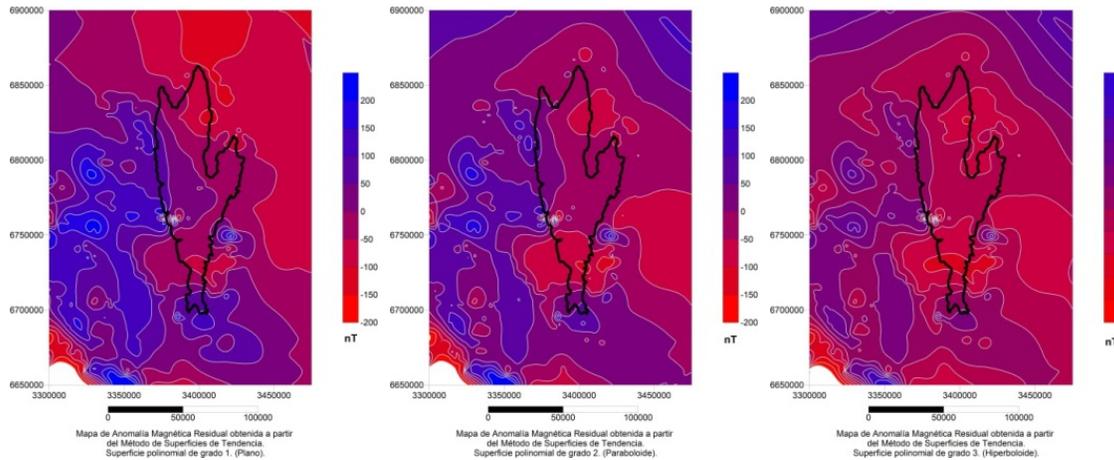


Figura 3: Mapas de Anomalías Magnéticas Residuales, obtenidas a partir del Método de Superficies de Tendencia. De izquierda a derecha se presentan las anomalías residuales de grado 1, 2, y 3 respectivamente.

En segundo lugar se ha utilizado método de Continuación Analítica Ascendente que consiste en calcular el campo potencial a una altura h^a constante sobre la superficie de medición (Dean, 1958; Pacino e Introcaso, 1987; Miranda e Introcaso, 1999).

Lo que se hace en realidad es transformar el 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, y permite obtener mapas de Anomalías Regionales a diferentes alturas h^a .

La continuación analítica ascendente se calculó a partir de integrales de convolución que se resolvieron en el dominio de las frecuencias espaciales mediante el programa FF2CON CNUP del menú de programas integrados MAGMAP (Oasis Montaj, v. 7.3).

Los resultados obtenidos con este método de filtrado se presentan en las Figuras 4 y 5.

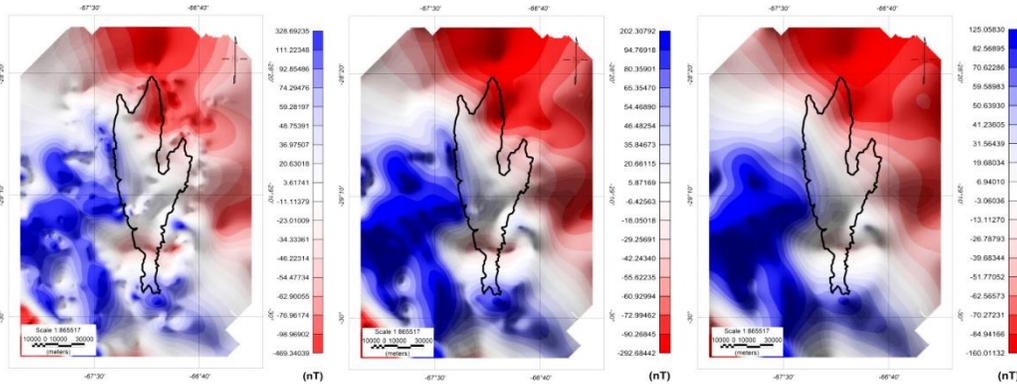


Figura 4: Mapas de Anomalías Magnéticas Regionales obtenidas a partir del Método Continuación Analítica Ascendente, con $h= 1000, 5000$ y 10000 m, de izquierda a derecha respectivamente.

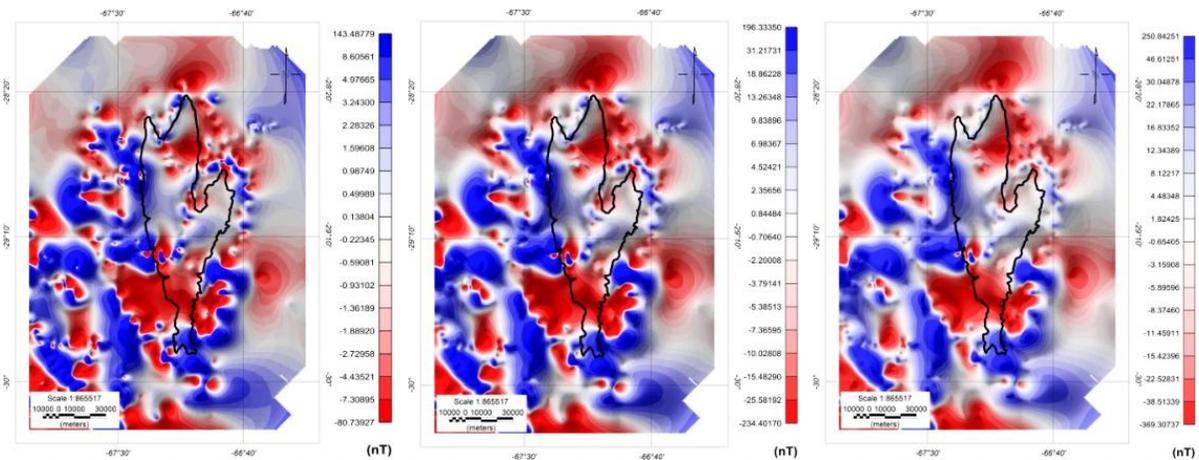


Figura 5: Mapas de Anomalías Magnéticas Residuales obtenidas a partir del Método Continuación Analítica Ascendente, con $h= 1000, 5000$ y 10000 m, de izquierda a derecha respectivamente.

Por otra parte y a fin de correlacionar características petrofísicas de las rocas con los datos magnéticos, se obtuvo - aplicando el método de inversión - un mapa de susceptibilidad aparente que permitiría contrastar cambios geoquímicos entre los granitoides paleozoicos que conforman la sierra.

Un filtro de susceptibilidad es en la práctica una operación (filtro) compuesta que realiza: 1- una reducción al polo; 2- una continuación descendente para la profundidad de la fuente; 3- la corrección para el efecto geométrico de un prisma vertical infinito, y 4- la separación por el campo magnético total, para producir susceptibilidad. A partir del módulo Apparent Susceptibility Calculation del soft Oasis Montaj, que utiliza la siguiente ecuación:

$$L(r, \theta) = \frac{1}{2\pi F \cdot H(r) \cdot F(\theta) \cdot K(r, \theta)}$$

Con: $H(r) = e^{-hr}$; $F(\theta) = [\sin I_a + \cos I_a \cdot \cos(D - \theta)]^2$; y $K(r, \theta) = \frac{\sin(\arccos \theta) \sin(\arcsin \theta)}{\arccos \theta \arcsin \theta}$

Donde: I = Inclinación geomagnética; D = Declinación geomagnética; I_a = Reducción de la amplitud de la inclinación del polo; F = Campo magnético total (nT); θ = Latitud geográfica; h = Profundidad relativa al nivel de observación respecto de la cual se calcula la susceptibilidad.



Se obtuvo a partir de la carta de anomalías magnéticas, el mapa de susceptibilidad magnética aparente que se presenta en la Figura 6a.

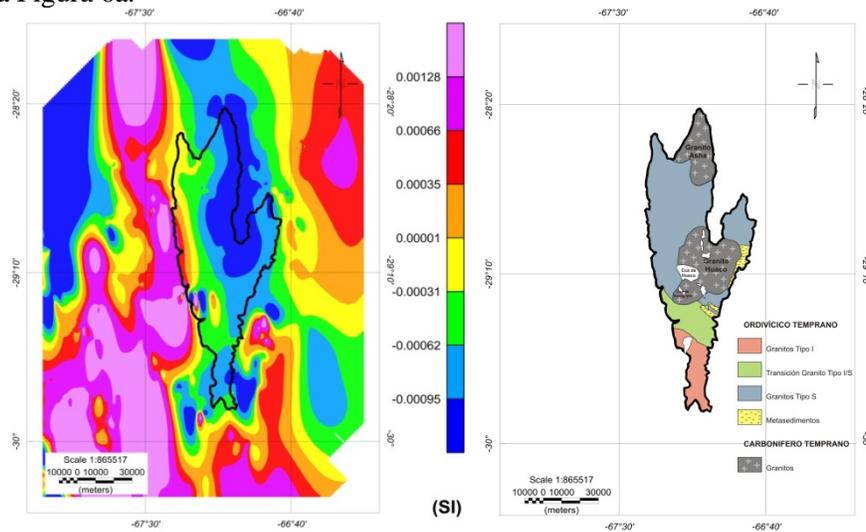


Figura 6 a (Izquierda): Mapa Susceptibilidad Aparente obtenido por inversión a partir del Mapa de Anomalías Magnéticas. Se muestra la silueta de la sierra de Velasco. b (Derecha): Esquema modificado del mapa presentado por Grosse et al. (2011) de la distribución de cuerpos graníticos de la sierra de Velasco en un contexto regional.

Resultados y Conclusiones

El análisis conjunto de los datos geológicos y geofísicos, parecería indicar que existe una buena correspondencia entre las variaciones geoquímicas de los granitoides ordovícicos, aflorantes a lo largo del borde centro occidental de la sierra de Velasco y aquellas observadas en los mapas de anomalías magnéticas residuales en el mismo sector. Los valores mínimos (en rojo) observados en los mapas de anomalías residuales para el sector sur de la sierra (Figuras 3 y 5) se corresponderían con granitoides Tipo I, mientras que el máximo encontrado en el sector noroeste se correspondería con la variedad composicional de Tipo S.

En el extremo austral de la sierra se observan máximos magnéticos que pueden estar relacionados con cambios composicionales dentro de los granitoides Tipo I, no diferenciados geológicamente.

Las variaciones entre máximos y mínimos observadas en los mapas de anomalías residuales que resultan de la variación composicional de los granitoides ordovícicos antes descripta, en general, se correlacionan con gran precisión con las variaciones reflejadas en el mapa de susceptibilidad aparente.

Por otra parte, en los mapas de anomalías residuales obtenidos se puede ver a los granitoides de edad carbonífera, representados por mínimos en todos los casos. Particularmente se observa en los mapas obtenidos de las prolongaciones ascendentes, que la respuesta magnética negativa del granito Asha es de mayor intensidad que la del granito Huaco. Este fenómeno podría ser producto de la respuesta magnética positiva de las cuencas sedimentarias tales como Huaco, Sanagasta y otras menores.

En las Figuras 6 a y b se observan dos mínimos significativos en el sector centro y norte del mapa de susceptibilidad aparente, que corresponderían a los núcleos de los granitoides de edad carbonífera (Huaco y Asha respectivamente). Asimismo se puede destacar como rasgo regional, que existe un acentuado contraste en la respuesta obtenida de la susceptibilidad aparente, que permitiría diferenciar tres dominios magnéticos: Uno correspondiente a la zona de transición entre la sierra de Velasco y el Sistema Famatina; otro dominio magnético sería el intrínseco de la sierra de Velasco, reflejando las variaciones antes dichas a partir de los distintos cuerpos graníticos que la conforman; y por último se puede destacar hacia el este de la sierra, un tercer dominio magnético que estaría apareciendo el efecto del piedemonte y de la cubierta sedimentaria fuera de la misma.

Resultó que a pesar de que actualmente se cuenta con una escasa cantidad de datos, es posible relacionar mínimos y máximos magnéticos, con el mapa de susceptibilidad aparente y con la geología de la sierra.



Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por los proyectos PIP 6044 (CONICET), N°21 E901 (CICITCA), PICT- 2007-01903 (Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica) y Techint 2011.

Referencias

- Alvarado, P.; Castro de Machuca, B. and Beck, S. 2005. Comparative Seismic and Petrographic Crustal Study Between The Western and Eastern Sierras Pampeanas Region (31°S). *RAGA*. V.60, N.4, Pp. 787-796.
- Alvarado, P. y Ramos, V. 2011. Earthquake deformation in the northwestern Sierras Pampeanas of Argentina based on seismic waveform modeling. *Journal of Geodynamics* 51 (2011) 205–218.
- Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales Salta, Tucuman, Catamarca, La Rioja y San Juan. *Geol. Reg. Argent., Academia Nac. de Cs., Córdoba*. V. 1: 225-291.
- Dean, W.C. 1958. Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation: *Geophysics*, v.23, p.97-127.
- Gimenez, M. E., Martínez, M. P., Introcaso, A. 2000. A Crustal Model based mainly on Gravity data in the Area between the Bermejo Basin and the Sierras de Valle Fértil- Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 3. pp 275-286.
- Gimenez, M. E.; Martínez, P.; Jordan, T.; Ruiz, F. and Lince Klinger, F. 2009. Gravity characterization of the La Rioja Valley Basin, Argentina. *Revista GEOPHYSICS*. Vol. 74. N° 3.P: B83:B94. ISSN-00168033.
- Gonzalez Bonorino, F. 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *RAGA*, V (3): 81-110.
- Grosse, P., Bellos, L.I., de los Hoyos, C.R., Larrovere, M.A., Rossi, J.N., Toselli, A.J. 2011. Across-arc variation of the Famatinian magmatic arc (NW Argentina) exemplified by I-, Sand transitional I/S-type Early Ordovician granitoids of the Sierra de Velasco, *Journal of South American Earth Sciences*, doi: 10.1016/j.jsames.2011.03.014
- Introcaso, A., Lion, A. L. y Ramos, V. 1987. La estructura profunda de las Sierras de Córdoba: *RAGA*, 13, n°.1–2,177–187.
- Jordan, T.E. and Allmendinger, R.W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of rocky mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, V. 286, P. 737-764.
- Jordan, T. E. 1995. "Retroarc foreland and related basins, in C. Busby, and R. V. Ingersoll, eds., *Tectonics of sedimentary basins*, Chapter 9, Blackwell Scientific.
- López, J.P., Grosse, P., Toselli, A.J. 2007. Faja de Deformación La Horqueta, sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, NO de Argentina: petrografía, geoquímica, estructuras y significado tectónico. *Estudios Geológicos*, 63 (2), 5-18.
- Martínez, M.P., Gimenez, M.E., Introcaso, A. and Robles, J.A. 1994. Anomalía isostática de la Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *7th Congreso Geológico Chileno, Expanded Abstracts*1, 657–661.
- Martínez, M.P. e Introcaso, A. 1999. Sierra Pampeana de Valle Fértil. Provincia de San Juan. *Análisis Estructural a partir de datos Gravimétricos*. UNR Editora. *Temas de Geociencias*. N°2: 80 pp.
- Martínez, M. P., Gimenez, M.E., Introcaso, A., Ruiz, F., Hünicken, M., Introcaso, B. 2000a. Mapa Gravimétrica de la Provincia de La Rioja (1999). *Anomalías Simples de Bouguer*. Publicación del Instituto Geofísico Sismológico Ing. F. Séptimo Volponi. UNSJ. FCEFNN.
- Martínez, M. P., Gimenez, M.E., Introcaso, A. 2000b. Subcompensación isostática de la Sierra de Velasco, en el sistema de Airy: *10th Congreso de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas*. *Expanded Abstracts*CD,190–194.
- Martínez, M. P., Gimenez, M.E., Introcaso A. 2001. Mapa Gravimétrica de la Sierra de Velasco (2000). Publicación del Instituto Geofísico Sismológico Ing. F. Séptimo Volponi. UNSJ. FCEFNN.



- Martinez, M. P. y Gimenez, M. E. 2003. Fuerte Anomalía Gravimétrica Residual Positiva En El Sistema De Famatina Y Su Relación Con Paleosuturas. Explicaciones Alternativas. RAGA. N° 58 (2): 176-186. Asociación Geológica Argentina.
- Martinez, M.P., Casas, A., Gimenez, M.E., 2010. Gravity Model of a Transect in the Southern Region of the Central Andes. 72nd EAGE Conference & Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2010. Barcelona, Spain, 14 - 17 June 2010.
- Miranda, S. e Introcaso, A. 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 N°1. Instituto de Física de Rosario. Pp. 48.
- Pacino, M.C.; Introcaso, A. 1987. Preliminar Gravimetric results of an Andean section near 36°S latitude. Actas II. Encontro Regional de Geofísica (Brasil).
- Ramos, V., Cristallini, E.O., Pérez, D.J. 2002. The Pampean Flat-Slab of the Central Andes. Journal of South American Earth Sciences. 15: 59-78.
- Rasmuss, J., 1916. Rasgos geológicos generales de las Sierras Pampeanas. Dir. Gral. de Minas Geol. Hidrol. Bs.As. Bol. 13 B.
- Sánchez, M., Spagnotto, S., Nacif, S., Martinez, M. P. 2011. Primer aporte gravi-magnetométrico en la Sierra Pampeana de Velasco. Determinación de grandes rasgos estructurales. Latinmag. (enviado Julio 2011).
- Triep, E. y Cardinalli, C.B. de 1984. Mecanismos de sismos en las Sierras Pampeanas Occidentales. IX Cong. Geol. Arg., III: 61-80.