

EVOLUCIÓN TECTOMAGMÁTICA MIOCENA EN LOS ANDES CENTRALES, ARGENTINA (35° S)

Patricia Sruoga¹, Mariela P. Etcheverría² y José F. Mescua³

¹ CONICET-SEGEMAR. Avda. J. A. Roca 651, piso 10, 1067 ABB. Buenos Aires. patysruoga@gmail.com

² SEGEMAR. Avda. J. A. Roca 651, piso 10, 1067 ABB. Buenos Aires

³ IANIGLA, CONICET.CCT-Mendoza, Avda. Ruiz Leal s/n, Mendoza, Argentina

INTRODUCCIÓN

El volcanismo neógeno en los Andes Centrales a la latitud de 35° S posee gran importancia geológica y metalogenética. En los últimos años se han llevado a cabo estudios tendientes a caracterizar los distintos eventos magmáticos y la mineralización asociada (Sruoga et al., 2005, 2008, Rubinstein et al., 2009). Esta contribución tiene por objetivo combinar evidencias geoquímicas, estructurales y geocronológicas con el fin de plantear una evolución tectomagmática durante el Mioceno para estas latitudes y enmarcarla en el contexto regional.

MARCO GEOLÓGICO

La historia geológica post-paleozoica en este sector de los Andes Centrales reconoce dos eventos principales: 1) la formación de una cuenca de retroarco durante el Mesozoico y 2) el desarrollo del ciclo andino durante el Cenozoico, caracterizado por la evolución de un arco volcánico calco-alcalino y sucesivas fases de deformación orogénica. El mapa geológico de la fig. 1 muestra la distribución areal y relaciones estructurales de las unidades aflorantes en la zona estudiada.

VOLCANISMO MIOCENO

De acuerdo con los resultados radimétricos obtenidos hasta el momento se han reconocido dos eventos de naturaleza lávico-hipabisal.

1) *Complejo Volcánico Cordón del Burrero (CVCB)* (Sruoga et al., 2008). Aflora principalmente en el cordón del Burrero y los cerros Matancilla y Las Choicas (Fig. 1). Constituye una espesa secuencia lávico-hipabisal intensamente deformada, dispuesta en discordancia sobre unidades mesozoicas. Se han distinguido tres litofacies, L1: coladas de lava y diques de composición basáltica y andesítica predominante, L2: diques paralelos traquiandesíticos y L3: cuerpos subvolcánicos riolíticos intruidos por diques basálticos. Su emplazamiento abarcó el lapso 17,97 a 13,77 Ma. (Mioceno medio).

2) *Formación Huincan (FH)*. En la zona de estudio se presenta *en facies hipabisal dacítica* y se halla compuesta por filones capa y diques, apófisis de cuerpos subvolcánicos de mayores dimensiones que intruyen a las sedimentitas mesozoicas y a las volcanitas del CVCB. Las dacitas, porfíricas a granosas, contienen biotita como máfico dominante y hornblenda subordinada, siendo muy común la presencia de enclaves máficos. Una muestra de concentrado de biotita arrojó una edad K/Ar de 6,6±0,2 Ma (Mioceno superior). Este evento volcánico ha sido interpretado como el responsable de la alteración hidrotermal (Rubinstein et al., 2009) y en ciertos casos, de mineralización asociada tal como el depósito de tipo pórfiro cuprífero Las Choicas. Hacia el noreste de la zona de estudio, aflora un conjunto de domos andesíticos cuyas edades abarcan el rango 9,8-5,8 Ma (Nullo et al., 2002).

GEOQUÍMICA

Al comparar las características geoquímicas de las rocas pertenecientes al CVCB y FH, surgen significativas diferencias. El CVCB abarca series calco-alcalinas de alto potasio, con términos basálticos, andesítico-basálticos, traquiandesíticos y riolíticos ($\text{SiO}_2=48-74\%$). En cambio, las volcanitas Huincan integran series calco-alcalinas de potasio medio, con rango composicional más restringido ($\text{SiO}_2= 55-68\%$). Ambas unidades presentan altos contenidos de Ba, Rb, Cs, Th y U y fuerte empobrecimiento en Hf, Zr, Y, con anomalías negativas de Nb y Ta. Los valores La/Ta y Ba/Ta son más bajos para las rocas del CVCB (10-50 y 300-1100) y más elevados para las volcanitas de la FH (30-60 y 400-2300) (Fig.2). Estos rasgos permiten

vincular a ambas unidades con un ambiente de arco en margen continental. Sin embargo, las relaciones La/Yb son marcadamente diferentes (CVCB = 8.1 a 12.9, con un valor excepcional de 1.6, FH= 13 a 32.7) (Fig. 3). En virtud de la capacidad que tienen las HREE para reflejar la presencia de granate en la fuente estas diferencias sugieren que el CVCB y las volcanitas Huincan se habrían emplazado en corteza con diferente espesor.

ESTRUCTURA Y EDAD DE LA DEFORMACIÓN

La zona estudiada se encuentra dentro de la faja plegada y corrida de Malargüe (Kozłowski et al., 1993), caracterizada por una estructura de piel gruesa que involucra al basamento pre-Jurásico en la deformación. Las estructuras principales, fallas inversas y pliegues que afectan tanto a las unidades mesozoicas como a las volcanitas del CVCB, muestran una orientación NNE dominante.

La edad de la deformación puede acotarse sobre la base de las relaciones estructurales entre las unidades y edades disponibles. La discordancia entre el Mesozoico y el CVCB indica que la deformación habría comenzado antes de ~18 Ma; el plegamiento que afecta las coladas de la litofacies L1 podría ser sin-compresional. A los 16 Ma se emplazaron los diques de los cerros Matancilla (L2) cuya orientación ESE (Az= 120°-130°) estaría reflejando el esfuerzo máximo horizontal σ_1 , siendo consistente con las estructuras compresivas mayores (Mescua et al., 2009). Sin embargo, el tipo de emplazamiento “dique en dique” constituye una fuerte evidencia a favor de un ambiente extensivo. Este cambio aparente en el régimen de la deformación podría ser explicado en el marco de la teoría de Molnar y Lyon-Caen (1988), quienes sostienen que las cordilleras alcanzan una altura límite, en función de las fuerzas que las sostienen. Estos mismos autores consideran que cuando eso ocurre, si bien el régimen de esfuerzos regional sigue siendo compresivo, una inversión de los esfuerzos σ_2 y σ_3 generaría extensión paralela al σ_1 .

EVOLUCIÓN TECTOMAGMÁTICA

La evolución del margen continental durante del ciclo andino es motivo de discusión entre diversos autores que han focalizado sus investigaciones en Chile (Charrier et al., 2002; Godoy et al., 1999). El área estudiada, en la vertiente argentina, brinda la posibilidad de explorar las evidencias que contribuyan a ampliar el modelo evolutivo. Charrier et al. (2002) contemplan un evento extensional, asociado a baja velocidad de convergencia oblicua durante el Eoceno superior-Mioceno inferior, con volcanismo de arco de tipo basáltico tholeítico (Fm. Coya-Machalí=Fm. Colbún). En el lapso 20-16 Ma se produjo la inversión tectónica de las cuencas extensionales bajo un régimen compresivo. Luego de un hiatus de ~ 4 Ma, se reanuda la actividad volcánica de arco calco-alcálico (Fm Farellones). En cambio, Godoy et al. (1999) proponen que la etapa principal de inversión tectónica habría ocurrido entre los 9 y 3.5 Ma, con la estructuración y ascenso conjunto de las volcanitas de las formaciones Coya Machalí y Farellones. Por otro lado, Kurtz et al. (1997) proponen un evento de deformación moderada con migración del frente del arco volcánico durante el lapso 20 a 16 Ma seguido de otro evento de mayor intensidad con fuerte ascenso, engrosamiento cortical y migración del arco en el lapso 15 a 8 Ma.

El CVCB, emplazado en el lapso ~18-14 Ma representa la primera manifestación de actividad volcánica cenozoica y marca el inicio del levantamiento andino a los 35° S en el sector argentino. Sus características genéticas, geoquímicas y estructurales sugieren que se trata de un arco implantado sobre una corteza poco engrosada y bajo un régimen compresivo con extensión localizada. La primera etapa de deformación compresiva se habría producido antes de 18 Ma, en concordancia con el cambio de régimen tectónico en Chile (Charrier et al., 2002) y registrando la migración del frente orogénico hacia el este (Mescua et al., 2009). Durante el lapso 16 a 14 Ma habrían prevalecido condiciones locales de extensión, según evidencias aportadas por el tipo de emplazamiento de los diques L2 y la naturaleza bimodal (riolita-basalto) de L3. La fig. 3 muestra el incremento en el contenido La/Yb, como reflejo del espesor cortical en función de la edad. Las volcanitas de la Formación Colbún inferior (Chile) corresponden al volcanismo tholeítico asociado a extensión, de edad eocena-oligocena (35.3- 27.4 Ma) (Vergara et al., 1999). Se destaca el carácter transicional de las volcanitas de CVCB, ya que las condiciones locales de extensión y la importante participación de basaltos sugieren una leve afinidad tectónica y magmática con el volcanismo de edad oligocena. En el Mioceno superior las volcanitas andesítico-dacíticas Huincan dan testimonio de un régimen compresivo definido, responsable de deformación, ascenso e importante engrosamiento cortical con máxima expansión del arco volcánico hacia el este.

Es de esperar que los estudios en curso permitirán en el futuro profundizar el modelo de evolución tectomagmática planteado.

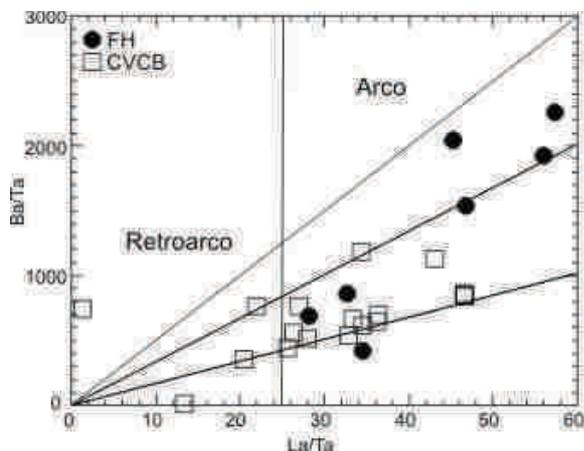


Fig. 2. Ba/Ta vs. La/Ta según datos de Sruoga et al. (2008) y Nullo et al. (2002).

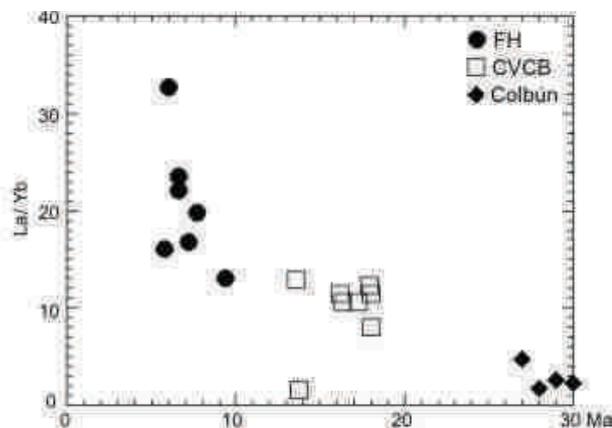


Fig. 3. La/Yb vs. edad según datos de Sruoga et al. (2008), Nullo et al. (2002) y Vergara et al. (1999)

REFERENCIAS

- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S. M., Muñoz, N., Wyss, A. R. and Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36° S.L). *Journal of South American Earth Sciences* 15: 117-139.
- Godoy, E., Yañez, G. and Vera, E. 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics* 306: 217-236.
- Kozłowski, E., Manceda, R. y Ramos, V.A., 1993. Estructura. En Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 12 Congreso Geológico Argentino y 2 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 235-256, Buenos Aires.
- Kurtz, A, Kay, S. M., Charrier, R. and Farrar, E. 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34°-35° S). *Revista Geológica de Chile* 24 (1): 75-90.
- Mescua, J.F., Giambiagi, L.B. y Ramos, V.A., 2009. Los diques de los cerros Matancilla: reflejo del campo de esfuerzos mioceno temprano (16 Ma) en la faja plegada y corrida de Malargüe? XII Congreso Geológico Chileno, Actas CD-ROM.
- Molnar, P. and Lyon-Caen, H., 1988. Some simple aspects of the support, structure and evolution of mountain belts. In *Processes in Continental Lithospheric Deformation*, GSA Special Paper 218: 179-207.
- Nullo, F., Stephens, G., Otamendi, J. y Baldauf, P. 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (2):119-132.
- Rubinstein, N. A., Sruoga, P. y Etcheverría, M. P., 2009. Cerros Amarillos: un nuevo sistema de alteración mioceno superior en la Cordillera Principal de Mendoza (35° S, 70° O). *Revista de la Asociación Geológica* 65(3):566-570.
- Sruoga, P., Etcheverría, M.P., Folguera, A., Repol, D., Cortés y J. M., Zanettini, J.C., 2005. Hoja Geológica 3569-I Volcán Maipo, Provincia de Mendoza. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 290, 92 p.
- Sruoga, P., Rubinstein, N.A., Etcheverría, M.P., Cegarra, M., Kay, S.M., Singer, B. y Lee, J., 2008. Estadío inicial del arco volcánico neógeno en la Cordillera Principal de Mendoza, Argentina (35° S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(3): 454-469.
- Vergara, M., Morata, D., Hickey-Vargas, R., López-Escobar, L. and Beccar, I. 1999. Cenozoic tholeiitic volcanism in the Colbún area, Linares Precordillera, Central Chile (35° 35'-36°S). *Revista Geológica de Chile* 26 (1):23-41.

