



GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA DEL PLUTÓN LA VERDE, MACIZO NORDPATAGÓNICO, PROVINCIA DE RÍO NEGRO

Valeria A. García¹, Santiago N. González², Colombo C.G. Tassinari³, Kei Sato³, Ana M. Sato¹, Pablo D. González,²
y Ricardo Varela¹

¹ Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET). I N° 644. B 1900 TAC. La Plata (Buenos Aires).
ygarcia@cig.museo.unlp.edu.ar

² Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (UNRN) – CONICET. Isidro Lobo 516. R 8332 AKN. General Roca,
Río Negro

³ Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo, SP, Brazil.

El Plutón La Verde fue agrupado por Giacosa (1993) como integrante del Complejo Plutónico Pailemán del permo-triásico. Constituye un cuerpo ovalado cuyo eje se prolonga en dirección N-S. Presenta sus mayores afloramientos al este de Los Berros mientras que en su sector meridional, cerca de Arroyo Ventana, son más escasos. Hacia el Norte está cubierto por flujos ignimbríticos de la Formación Marifil y por basaltos de la Formación Somún Curá (Busteros *et al.* 1998).

Posee numerosos tabiques y pendants de sus rocas de caja, como las milonitas porfiroclásticas graníticas de La Laguna y las metamorfitas del Complejo Mina Gonzalito (Giacosa 1993). Cabe destacar la presencia de inclusiones de un granito porfírico no deformado, que posiblemente sea el protolito de las milonitas del plutón La Laguna.

La facies más abundante del plutón La Verde es una granodiorita gris oscuro, biotítica-horblendífera a horblendífera-biotítica, de textura equigranular con variedades porfíricas en el borde de contacto con la caja. Este cuerpo carece en general de deformación pervasiva, por lo que ha sido agrupado dentro de los granitos no foliados del Complejo Plutónico Pailemán (Grecco y Grégori 2011), aunque en algunos sectores exhibe fajas de cizalla discretas tipo S-C (Busteros *et al.* 1998). Además presenta numerosos enclaves microgranulares máficos gabro-dioríticos. La granodiorita está intruida por una facies posterior microgranítica biotítica rosada.

La granodiorita está compuesta por cuarzo, plagioclasa (andesina An₃₀) y ortosa y los granitos por cuarzo, oligoclasa (An₂₀₋₂₂) y microclino. Entre los minerales máficos se destacan biotita y hornblenda, alternándose el orden de importancia de los mismos. La alteración más frecuente es la sericitización de las plagioclasas y la cloritización de la biotita. Abundan epidoto, titanita y magnetita entre los minerales accesorios. Desde el punto de vista mineralógico las rocas se ubican dentro de los granitos calcoalcalinos de arco o ACG de Barbarin (1999), y granitos Tipo I asociados a subducción de Chappelly White (1974).

Las facies previamente mencionadas se hacen evidentes en el diagrama de clasificación normativo Ab-An-Or (O'Connor 1965, modificado por Barker 1979) donde a partir de datos geoquímicos de elementos mayoritarios las muestras definen estos dos grupos distintivos. Según el esquema de clasificación propuesto por Frost *et al.* (2001), la variable Fe* los identifica como granitoides ferrosos; en el diagrama MALI (Modified Alkali-lime Index) se distinguen dos tendencias, los granitos que poseen composiciones alcalino-cálcicas y las granodioritas con composiciones calco-alcalinas. Los valores de ASI (Aluminium Saturation Index) de Shand (1943) para las granodioritas varían entre 0,93 y 1,04 y para los granitos entre 1,00 y 1,18. Las granodioritas y granitos menos evolucionados son metaluminosos, mientras que los granitos más diferenciados son peraluminosos. En los diagramas binarios tipo Harker se observa una correlación positiva con dispersión para el K₂O, una correlación negativa para el TiO₂, Al₂O₃, MgO, CaO, FeO_T, MnO y P₂O₅ y una gran dispersión para el Na₂O.

Los patrones de Tierras Raras (REE) normalizados a condrito (McDonough y Sun 1995) difieren en las dos facies ya mencionadas. Las granodioritas poseen una relación (La/Yb)_N entre 5,31 y 10,38 que es mayor respecto a los granitos que varía entre 1,28 y 4,81. Las anomalías de Eu si bien son negativas en ambas facies son mucho más pronunciadas en los granitos. La relación Eu/Eu* en la facies granodiorítica varía entre 0,84 y 0,65 y en los granitos entre 0,08 y 0,65. Las diferencias observadas en los patrones de REE no indican diferente fuente sino un mayor fraccionamiento en las rocas más evolucionadas donde la relación LREE/HREE se modifica.

En el diagrama de discriminación tectónica Y vs. Nb (Pearce *et al.* 1984) las muestras plotean dentro del campo de arco volcánico y granitos sin-colisionales.

Se practicaron análisis U/Pb SHRIMP en circones pertenecientes a este plutón en los laboratorios del CPGeo, Instituto de Geociencias (Univ. de San Pablo, Brasil). Se obtuvo una edad concordia de 261,1 ± 2,0 Ma (1σ) con MSWD de 0,14 que se interpreta como la cristalización magmática del Plutón La Verde. El dato K-Ar en biotita de 253 ± 9 Ma del mismo cuerpo (Busteros *et al.* 1998) es algo más joven y puede interpretarse como una edad de enfriamiento post-cristalización magmática.

El dato de 261 Ma del plutón La Verde se encuentra dentro del rango de edades pérmicas de los otros cuerpos plutónicos del Complejo Pailemán en la región, como el Granito Arroyo Pailemán (Rb/Sr 268 ± 3 Ma, Grecco *et al.*



1994) y la Granodiorita Arroyo Tembrao ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 266,1±1,5 Ma, Grecco y Grégori 2011). Asimismo es más joven, aunque dentro del Pérmico, que el plutón Laguna Medina (U-Pb circón 291,2 ± 5,6 Ma, Varela *et al.* 2008) de la región de Sierra Grande.

Las edades modelo T_{DM} Sm/Nd calculadas por el método multiestadio de DePaolo *et al.* (1991), son meso- a paleoproterozoicas (1,2-1,8 Ga) para los granitos y paleoproterozoicas (1,6-1,8 Ga) para las granodioritas. Los valores $\epsilon\text{Nd}_{(261)}$ comprenden rangos variables entre -1,83 y -2,97 para los primeros y -6,94 a -10,44 para las segundas y sugieren una proveniencia cortical de los magmas.

Por el momento, y hasta no contar con más datos radiométricos, las edades del Complejo Pailemán indican un clímax de actividad magmática Gondwánica en el Pérmico, en sentido amplio. Recientemente el Plutón Peñas Blancas fue separado de este complejo e incorporado en el Complejo Punta Sierra por su edad U-Pb ordovícica de 471± 2,8 Ma (García *et al.* 2014). Los nuevos datos sumados a los existentes implican la existencia de un sistema magmático o arco volcánico activo contra el margen sudoccidental del Gondwana durante el Pérmico (Ramos 2008).

- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46:605-626.
- Barker, F. 1979. *Trondhjemite s, dacites and related rocks.* F. Barker ed. Amsterdam, Elsevier, 414 p.
- Busteros, A., Giacosa, R., Lema, H. y Zubia, M. 1998. Hoja Geológica 4166-IV, Sierra Grande, Provincia de Río Negro. SEGEMAR, 75p. Buenos Aires.
- Chappell, B.W. y White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- DePaolo, D.J., Linn, A.M. y Schubert, G. 1991. The continental crust age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the Southwestern United States. *Journal of Geophysical Research* 96 (82):2071-2088.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. y Frost, C.D. 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 42(11): 2033-2048.
- García, V A., González, S.N. Tassinari, C.C.G., Sato, K., Sato, A. M., González, P. D. y Varela, R. 2014. U/Pb and Nd data from Peñas Blancas Pluton, Northpatagonian Massif. 9th South American Symposium on Isotope Geology. En prensa. São Paulo, Brasil.
- Giacosa, R. 1993. El ciclo eruptivo Gondwánico en el área de Sierra de Pailemán, Macizo Norpatagónico, Argentina. 12^o Congreso Geológico Argentino y 2^o Congreso de exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 113-119, Buenos Aires.
- Grecco, L.E. y Gregori, D.A. 2011. Geoquímica y Geocronología del Complejo Plutónico Pailemán, Comarca Nordpatagónica, Provincia De Río Negro. 13^o Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Simposio La Patagonia en el contexto geodinámico de Gondwana. CD. Neuquén.
- Grecco, L.E., Gregori, D. A., Rapela, C.W., Pankhursts, R. y Labudía, C.H. 1994. Peraluminous granites in the Northeastern Sector of the North Patagonian Massif. Symposium on Structural and Compositional Segmentation of the Andes. 7^o Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1354-1359. Concepción, Chile.
- McDonough W. F. y Sun S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223-253.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. y Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25:956-983.
- Ramos, V.A. 2008. Patagonia: A Paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences* 26(3): 235-251.
- Shand, S. J. 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite.* New York: John Wiley & Sons.
- Varela, R., Basei, M., González, P., Sato, A. y Sato, K. 2008. Granitoides Famatinianos y Gondwánicos en Sierra Grande. Nuevas edades radiométricas método U-Pb. 17^o Congreso Geológico Argentino. CD: 914-915 S. S. de Jujuy.