

Granitoides devonico - carboníferos de las sierras pampeanas noroccidentales y sus relaciones con la fuente y el ambiente tardío - a post - orogénico del ciclo famatiniano

Alejandro J. TOSELLI y Juana N. ROSSI

Abstract: *DEVONIAN-CARBONIFEROUS GRANITOIDS IN THE NORTHWESTERN PAMPEAN RANGES AND THEIR RELATIONS WITH THE SOURCE AND TO THE LATE- TO POST-OROGENIC MAGMATIC SETTING IN FAMATINIAN CYCLE.* The Devonian-Carboniferous magnesian and ferroan alkali-calcic per-aluminous granitoids, that intrude in the North Western Pampean Sierras allow the geotectonic interpretation of this period since, although they are small intrusive, they are numerous and with petrographic, mineralogical, geochemical and isotopic variable characters, that allow to establish the evolutionary sequences and the shallow emplacement levels. These intrusives that were generically assigned to the Achalian Cycle, here we consider them as corresponding to the distensive stage of the Famatine Cycle collapse, since in general they do not present tectonic deformation. Granites are peraluminous, alkaline-calcic and grouped in magnesian, which present high model ages ($TdM > 1.5$ Ga), and ferroan granites with younger model ages ($TdM < 1.3$ Ga). Also, some have a muscovite signature, with $Rb/Sr > 5$, while another group has a biotitic signature with $Rb/Sr < 5$ relationships. The normalization of rare earths to continental crust, in all cases present negative Eu anomaly and in the comparisons with the sedimentary rocks with which they are probably related (Puncoviscana, Ancasti and La Cébila formations) show distribution patterns with similarities and differences to granite averages. The projections of some trace elements such as Rb, Ba, Sr, Hf, Ta, Nb, Y and Yb in different petro-tectonic diagrams indicate that the intrusives are of syn- to post-collision origin, intruded in intraplate environment. Also, it is evident that in general they are very differentiated granites, which have interesting contents of W and Sn, as well as Th and U, with the common presence of fluorite. The isotopic ratios of ($^{87}Sr/^{86}Sr$), ϵNd ($^{143}Nd/^{144}Nd$) and Sm/Nd fractionation (fSm/Nd) and TdM (Ga) (time depleted mantle) show the cortical origin of the same, from recycled sediments of upper continental crust that is assimilated in some cases to the Puncoviscana formation.

Resumen: Los granitoides Devónico-Carboníferos per-aluminosos alcalino-cálcicos ferroanos y magnesianos, que intruyen en las Sierras Pampeanas Noroccidentales permiten la interpretación geotectónica de este período ya que a pesar que constituyen intrusivos pequeños, son numerosos y con caracteres petrográficos, mineralógicos, geoquímicos e isotópicos variables, que permiten establecer las secuencias evolutivas y sus niveles de emplazamiento somero. Estos intrusivos que fueron genéricamente asignados al Ciclo Achaliano, aquí los consideramos como correspondientes a la etapa distensiva del colapso del Ciclo Famatiniano, ya que en general no presentan deformación tectónica. Los granitos son per-aluminosos, alcalino-cálcicos y se agrupan en magnesianos, que presentan edades modelo altas ($TdM > 1,5$ Ga), y granitos ferroanos con edades modelo más jóvenes ($TdM < 1,3$ Ga). Asimismo, algunos presentan signatura moscovítica, con valores $Rb/Sr > 5$, mientras que otro grupo tienen signatura biotítica con relaciones $Rb/Sr < 5$, según el volumen de fusión. La normalización de las tierras raras a corteza continental, presentan en todos los casos anomalía negativa de Eu y en las comparaciones con las rocas sedimentarias con las que se relacionarían (formaciones Puncoviscana, Ancasti y La Cébila) muestran patrones de distribución con similitudes y diferencias a los promedios de los granitos. Las proyecciones de algunos elementos trazas como Rb, Ba, Sr, Hf, Ta, Nb, Y e Yb en diferentes diagramas petro-tectónicos indican que los intrusivos son de origen distensivo, intruidos en ambiente de intraplaca. Asimismo, se

evidencia que en general son granitos muy diferenciados, que suelen tener interesantes contenidos de W y Sn, así como Th y U, con la presencia común de fluorita. Las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ϵNd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) y fraccionamiento Sm/Nd ($f\text{Sm}/\text{Nd}$) y TdM en Ga (tiempo del manto deprimido en Ga), ponen en evidencia el origen cortical de los mismos, a partir de sedimentos reciclados de corteza continental superior que se asemejan en algunos casos a la Formación Puncoviscana.

Key words: Devonian-Carboniferous plutons. Magnesian and ferroan alkali-calcic per-aluminous granitoids. Upper continental crust recycled origin.

Palabras clave: Granitoides Devónico-Carboníferos, per-aluminosos alcalino-cálcicos ferroanos y magnesianos. Origen corteza continental superior reciclada.

Introducción

En las Sierras Pampeanas Noroccidentales, se encuentra que el basamento ígneo-metamórfico está integrado por series metamórficas que se asignan al Ciclo Pampeano, desarrollado entre el Neo-Proterozoico y el Terreneuviano. Las formaciones están representadas predominantemente por pelitas y psamitas la Formación Puncoviscana, que evolucionan a filitas y esquistos en las formaciones La Cébila y Ancastí, que generalmente constituyen la caja de los intrusivos graníticos, intruidos entre el Cámbrico medio y el Carbonífero, con relaciones estructurales particulares que permiten diferentes interpretaciones.

Este basamento ha sido metamorfozido a pizarras, filitas y esquistos durante el Ordovícico, durante el cual también es intruido por granitoides relacionados con la actividad de subducción y de transcurrencia del borde continental activo Gondwánico, que desarrolló un arco de islas y un arco magmático continental entre el Cámbrico medio y el Devónico inferior. A partir del Devónico medio se establece en las Sierras Pampeanas un nuevo ambiente geotectónico de tipo transtensional, que permite la formación e intrusión de una nueva serie de granitoides, cuyos caracteres mineralógico-texturales, permiten identificarlos como epizonales. Este magmatismo cubre una gran extensión regional, el cual viene siendo caracterizado como de tipos $-A_2$ y $-S$, según las clasificaciones de Chappel y White (1974) y Pitcher (1993). Aquí utilizaremos la clasificación de Frost *et al.* (2001) que permite

interpretar a los leuco-granitos como desarrollados en una secuencia orogénica con caracteres per-aluminosos alcalino-cálcicos muy evolucionados. Las relaciones de $\text{FeOT}/(\text{FeOT}+\text{MgO})$, permiten identificarlos como ferroanos y magnesianos, que se habrían generado en dicho ambiente geotectónico.

Los granitoides considerados, han sido intruidos entre el Devónico medio y el Carbonífero inferior y están representados por cuerpos de relativamente pequeño tamaño, que presentan caracteres particulares que permite su separación del magmatismo precedente que se desarrolló entre el Cámbrico medio y el Devónico inferior. Asimismo, no se relaciona geológicamente con el magmatismo plutónico-volcánico que constituye el Grupo Choiyoi, que se desarrolla en la Cordillera Frontal y en Chile, que responde a la actividad de un margen continental activo, con edades entre 282 y 230 Ma (Kay *et al.*, 1989; Llambías *et al.*, 1991; Page y Zappettini, 1999; Martínez y Giambiagi, 2010).

Estos granitoides se atribuyen alternativamente al final del Ciclo Famatiniano (Miller y Söllner, 2005) y al inicio del Ciclo Achaliano (Sims *et al.*, 1998), los cuales fueron considerados como dos ciclos independientes entre sí, que nosotros venimos interpretando como diferentes etapas en la evolución de un mismo ciclo orogénico, que integramos en su conjunto, dentro del Ciclo Famatiniano, integrado por las fases Famatina y Achaliana. Las condiciones físicas de formación de estos granitos corresponden a ambientes entre sin- y tardío-orogénicos

que se emplazan en condiciones distensivas a transtensivas.

Una extensa y detallada síntesis del desarrollo de los granitos Carboníferos en el noroeste argentino fue realizada por Fogliatta y Báez (2017). Aquí vamos a considerar, sólo algunos de los plutones Devónico-Carboníferos que afloran en las Sierras Pampeanas de las provincias de Catamarca y La Rioja, que incluyen entre otros los de: Sierra de Fiambalá (granitos Los Ratonnes – facies equigranular y porfídica); Sierra de Velasco (granitos San Blas, Huaco, Sanagasta, La Chinchilla, Santa Cruz y Asha); Sierra de Zapata (granito Río Colorado); Sierra de Ancasti (Granitos Sauce Guacho y Santa Rosa). De todos estos granitos se cuenta con estudios petrográficos, químicos, isotópicos y dataciones isotópicas, que han sido expuestos en diferentes publicaciones, razón por la cual han sido seleccionados, para su comparación e integración geológica (Figura 1).

Antecedentes y objetivos

Los intrusivos del Devónico superior-Carbonífero inferior de Sierras Pampeanas Noroccidentales (Tablas 1a y 1b), muestran marcada diferenciación y son de emplazamiento somero estando representados por granitoides cuya génesis y evolución se relacionarían con procesos extensivos. Los mismos, como ya se expresó, han tenido diferentes interpretaciones y han sido asignados por algunos autores al Ciclo Achaliano, aunque otros plantean si los mismos corresponden al final del Ciclo Famatiniano, o si representan el inicio de un nuevo ciclo, como fue expuesto por: Báez y Basei, 2005; Dahlquist, 2006; De los Hoyos, 2004; Grissom, 1991; Grissom, *et al.*, 1998; Grosse, 2007; Grosse y Sardi, 2004; Grosse, *et al.*, 2009; Knüver, 1983; Toselli, *et al.*, 2005, 2006, 2011 a y b; Salvatore *et al.*, 2011, 2013.

Merece mencionarse, que los granitoides de esta edad, han sido intensamente estudiados debido a que muchos de ellos tienen notable potencial metalífero, especialmente en U, Th, Sn y W, los cuales se relacionan con fenómenos

de alteración hidrotermal y de greisenización que evidencian la participación de agua, flúor y boro, los cuales están prácticamente ausentes en los granitos famatinianos de arco, más antiguos. Entre los autores que los han estudiado desde esta perspectiva, merecen citarse: Arrospide, 1985; Fogliatta, *et al.*, 2008; Lazarte, *et al.*, 1999 y 2006; Rubinstein *et al.*, 2001; Rossi, *et al.*, 2011.

Con esta investigación se pretende desarrollar un patrón geotectónico que permita establecer una secuencia petrogenética evolutiva relacionada con el cambio de las condiciones físicas desde un ambiente del arco magmático, típico para el lapso Ordovícico-Devónico inferior, que denominamos Fase Famatina, que cambia a un ambiente tectónico distensivo a partir del Devónico medio al Carbonífero, que denominamos Fase Achaliana y que explican las variaciones litológicas y geoquímicas particulares que presentan los granitos intruidos en el área considerada. Esta discriminación en fases pretende fundamentar, al menos para este sector, porque se considera que el llamado Ciclo Achaliano sería una fase integrante del Ciclo Famatiniano y correspondería a la culminación de su evolución.

Ubicación y síntesis geológica

En general los granitoides Devónico-Carboníferos que se trata de interpretar, se encuentran intruidos en la zona comprendida aproximadamente entre los 64° y 68° de long. O, y los 27° y 30° de lat. S, que corresponde a un sector de las Sierras Pampeanas Noroccidentales (Figura 1).

Los granitoides muestran en general caracteres evolucionados y se habrían originado en un ambiente de sin- a tardío-tectónico, controlado por las estructuras desarrolladas durante el colapso del período de actividad de subducción del Ciclo Famatiniano. Este magmatismo correspondería al tramo final de evolución de dicho ciclo geotectónico. Su emplazamiento tuvo lugar en un ambiente distensivo post-orogénico somero relativamente estable (de intra-placa), controlados por fracturas (Figura 10) los cuales tienen generalmente secciones en planta

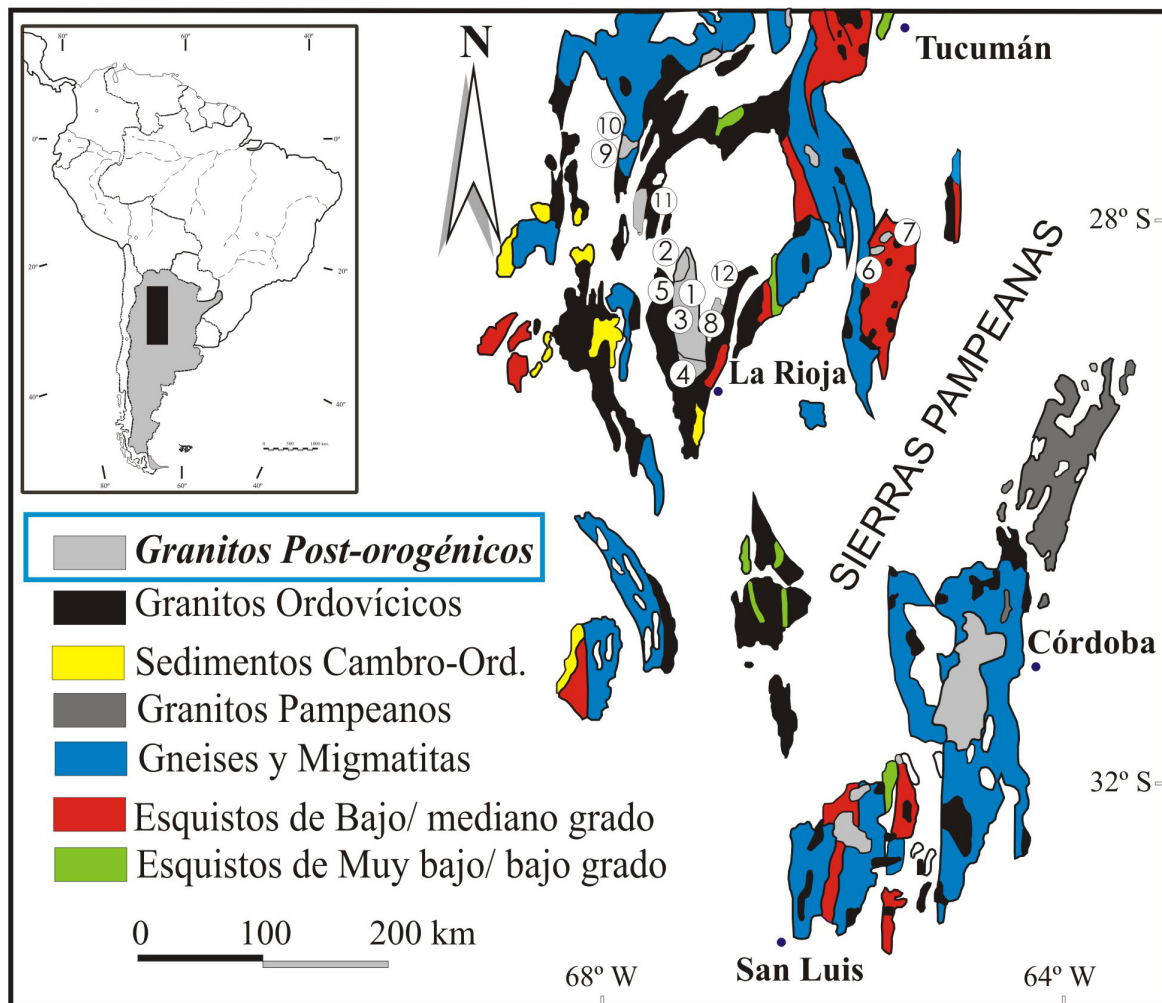


Figura 1. Mapa de las Sierras Pampeanas, con la ubicación de los granitoides Devónico-Carboníferos considerados, 1: Asha. 2: San Blas. 3: Huaco. 4: Sanagasta. 5: Santa Cruz. 6: Santa Rosa. 7: Sauce Guacho. 8: La Chinchilla. 9: Los Ratonés (equigranular). 10: Los Ratonés (porfídico). 11: Río Colorado. 12: Señor de la Peña. / **Figure 1.** Simplified geological map of Sierras Pampeanas, with location of Devonian-Carboniferous granitoids. 1: Asha. 2: San Blas. 3: Huaco. 4: Sanagasta. 5: Santa Cruz. 6: Santa Rosa. 7: Sauce Guacho. 8: La Chinchilla. 9: Los Ratonés (equigranular). 10: Los Ratonés (porphyry). 11: Río Colorado. 12: Señor de la Peña.

sub-circulares y texturalmente no evidencian deformación tectónica, con excepción del Granito Señor de la Peña.

En general, las heterogeneidades mineralógicas y texturales estarían condicionadas por las variaciones composicionales de los protolitos meta-sedimentarios y sus edades, así como por las temperaturas, las diferencias en la profundidad de generación, ya que en la mayoría de los casos las evidencias disponibles indican un ambiente infra-cortical a partir de meta-sedimentos con diferentes edades modelo y con escasa, o indirecta, participación de material astenosférico, y/o interacción entre magmas diferentes. También, habrían influido su pequeño volumen, velocidad de ascenso y grado de dife-

renciación, como así también las diferencias en los estados de oxidación de los materiales que les dieron origen, de los variables contenidos de agua y halógenos los cuales habrían actuado en el mismo ambiente geotectónico, correspondiente al Devónico medio-Carbonífero inferior. No se debe dejar de resaltar que algunos de estos granitos contienen fluorita y turmalina como accesorios y en ningún caso se han detectado silicatos ferro-magnesianos alcalinos.

Síntesis de los caracteres petrográficos

Los granitoides muestran texturas equigranulares y porfídicas, mientras que los minerales constituyentes esenciales son cuarzo y

feldespatos, acompañados por biotita, con moscovita subordinada, además de fluorita, berilo, turmalina, topacio, monacita, circón, calcita, andalucita, wolframita, casiterita, ilmenita y piritita. Estos accesorios permitieron su asignación siguiendo a Pitcher (1993) en alguno de los tipos -I, -S y -A (Grosse *et al.*, 2008; Toselli *et al.*, 2011; Rossi *et al.*, 2011; Sardi *et al.*, 2016; Fogliata *et al.*, 2008; Fogliata y Báez, 2017; Rubinstein *et al.*, 2001).

Utilizando los diagramas de Whalen *et al.* (1987), que combinan $Zr+Nb+Ce+Y$ versus Fe_2O_3/MgO y $10000*Ga/Al$ (Figura 2), los valores se proyectan en los campos de los Granitos tipo-A (granitos alcalinos), GFF (granitos félsicos fraccionados) y GNF (granitos félsicos no-fraccionados, que incluye a los tipos -I y -S) o según Eby (1992) serían granitoides tipo -A₂ en los diagramas triangulares Nb-Y-Ce y Nb-Y-3Ga, determinados por las relaciones Y/Nb (Figuras 2a, 2b, 2c y 2d) y que fuera aplicado al Granito Río Colorado, clasificado como de tipo-A, por Rossi *et al.* (2013).

Los plutones Santa Rosa y Suace Guacho de la sierra de Ancasti están constituidos por leuco-granitos per-aluminosos post-colisionales, que intruyen en los esquistos bandeados de la Formación Ancasti. Ambos presentan textura porfídica definida por fenocristales de microclino, en una matriz formada por cuarzo, microclino, plagioclasa, moscovita, biotita, ilmenita, turmalina, apatita, monacita y circón. Localmente presentan zonas con leuco-granitos equigranulares de grano fino. Las evidencias geológicas indican que el Granito Santa Rosa se extendería a considerable distancia hacia el este, como lo indica el desarrollo de motas de biotita en los esquistos bandeados de la Formación Ancasti, que son producto de efecto térmico de contacto. Las susceptibilidades magnéticas varían entre $0,06$ y $0,25 \times 10^{-3}$ SI. La composición química permitió que se clasificara a estos plutones como granitos de tipo-S y MPG (granitos per-aluminosos con moscovita, de Barbarin, 1999). La génesis se relacionaría con fusión en zonas de cizalla que concentran fluidos en la corteza meta-se-

dimentaria durante una tectónica trans-tensiva. Las determinaciones Sm-Nd, del granito Sauce Guacho da valores de $\epsilon Nd_t = -5,3$ y el granito Santa Rosa da $\epsilon Nd_t = -5,7$, que apoyan su origen cortical. Las edades modelo de manto deprimido de 1.544 y 1.571 Ma, que se corresponden con los valores del Arco Famatiniano de las Sierras Pampeanas Centrales (Toselli *et al.*, 2011). Los factores de fraccionamiento $147Sm/143Nd$ (fSm/Nd) dan valores de $-0,56$ a $-1,82$, que los diferencian de las relaciones de la corteza continental superior. La edad U-Pb sobre monacita es de $369,8/+5,3$ Ma.

El granito San Blas (Rossi *et al.*, 2011) situado en el extremo norte de la sierra de Velasco, es un plutón post-colisional epizonal intruído pasivamente en granitoides ordovícicos deformados (Gneis Antinaco) y el Granito Asha. Las edades determinadas son de 334, 340 y 334 Ma (Báez *et al.*, 2004; Dahlquist *et al.*, 2006, 2008; Rossi *et al.*, 2011). Está compuesto por granitos porfídicos evolucionados, per-aluminosos, que hacia los bordes pasan a pórfidos graníticos, con débil tendencia alcalina. La textura porfídica es definida por fenocristales de microclino peritítico desarrollados en una matriz inequi-granular de grano medio, compuesta por cuarzo, microclino y oligoclasa con débil alteración en sericita. La biotita predomina sobre la moscovita y también contiene opacos, apatita y fluorita. Es común el desarrollo de cavidades miarolíticas.

Las bajas relaciones K/Rb, Zr/Hf, y altas Sr/Eu, indican un granito potencialmente fértil para Sn y W que se habrían concentrado en la zona de greisen de la cúpula, ya erosionada, que se evidencia por la presencia de casiterita y wolframita aluviales. La susceptibilidad magnética es de $0,06 \times 10^{-3}$ SI. Las relaciones iniciales $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,707$ y de ϵNd entre $-1,33$ y $-3,08$, lo apartan de la génesis de los granitoides de la Fase Famatina (Ordovícico inferior), que varían en TdM (edad del basamento deprimido) entre 1,5 y 1,7 Ga, (Höckenreiner, 2003; Pankhurst *et al.*, 2000; Rossi *et al.*, 2011; López *et al.*, 2005). Dichos valores junto al factor de fraccionamien-

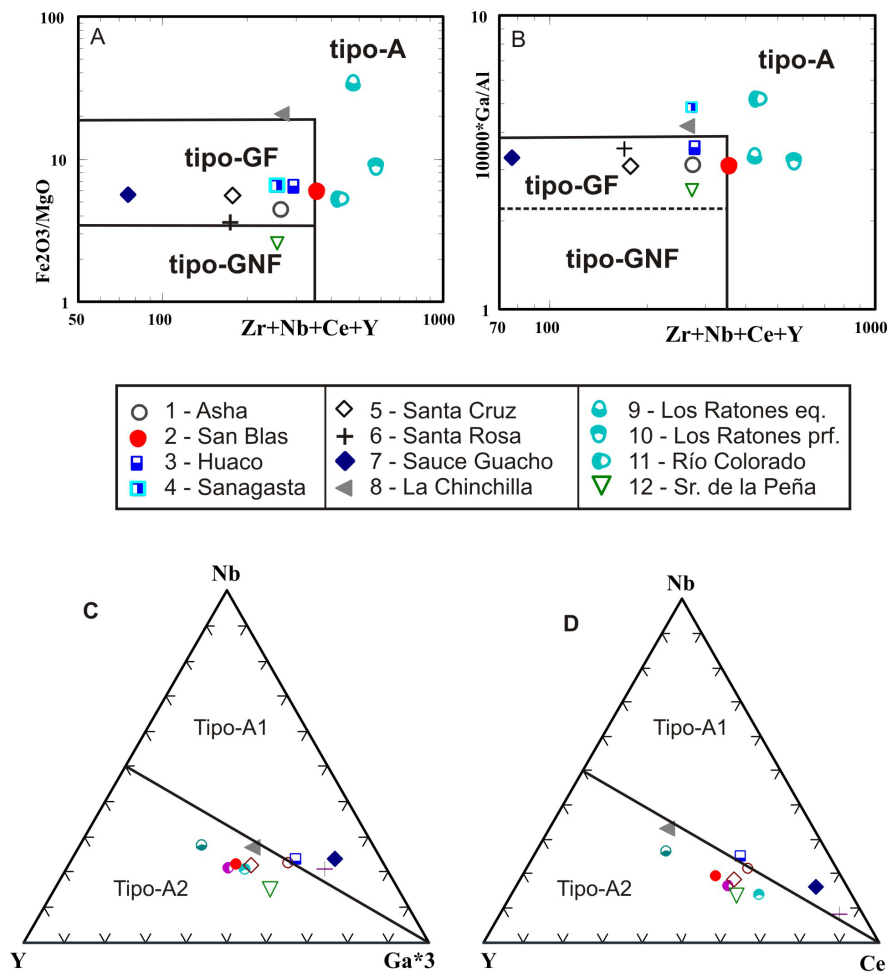


Figura 2. A-B: Diagramas de Whalen *et al.* (1987) con las relaciones de Zr+Nb+Ce+Y (ppm) vs. $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ y $1000*\text{Ga}/\text{Al}$, respectivamente, que discriminan los campos correspondientes a los granitoides de Tipo A; félsicos fraccionados (GFF) y no-fraccionados (GNF) con los tipos M-, I-, y S. **C-D:** Diagramas triangulares Nb-Y-Ce, y Nb-Y-3Ga, en los que se representan los granitoides tipos - A₁ y A₂, los valores se proyectan en el campo de Tipo-A₂, que está limitado por la relación Y/Nb (1,2) (Eby, 1992). En el cuadro se muestra símbolos y números correspondientes a cada granito. / **Figure 2. A-B:** Zr+Nb+Ce+Y (ppm) vs. $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ and $1000*\text{Ga}/\text{Al}$ plots of A-type granitoids from Whalen *et al.* (1987). GNF-type = M-, I- and S-type (unfractionated granitoids). FFG-type (field for fractionated felsic granitoids). **C-D:** Representative triangular plots for distinguishing A₁- and A₂-type granitoids. On both diagrams, dashed line corresponds to Y/Nb ratio of 1.2 (Eby, 1992). The symbols and numbers of granitoids are in the square.

to $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ (fSm/ ϵNd) con valores de -0.25 a -0,42, se corresponden con una composición cortical particular.

Los plutones Santa Cruz y Asha, afloran en el norte de la sierra de Velasco. El Granito Santa Cruz está constituido por granitos equigranulares evolucionados, con moscovita mayor que biotita y presencia de restos de cordierita reemplazada por moscovita y la susceptibilidad magnética es de 0,10 a 0,14 x 10⁻³ SI. Mientras que el Granito Porfídico Asha, que es caja del Granito San Blas, tiene caracteres evolutivos calco-alcalinos normales, con biotita mayor que moscovita y susceptibilidad magnética de 2 a

16 x 10⁻³ SI. Ambos granitos muestran variaciones a leuco-granitos. Las edades U-Pb sobre monacita, son de 361 +/- 4 Ma, para el Granito Porfídico Asha, y de 354 +/- 4 Ma, para el Granito Santa Cruz. El plutón Santa Cruz tiene un valor Ndt: -6,01, con una edad modelo de 1,59 Ga.; mientras que el Granito Asha tiene un valor Ndt: -5,41, con una edad modelo de 1,54 Ga, que junto a los datos geoquímicas sugieren fuentes corticales diferentes, con predominio de grauvacas y aporte mantélico de rocas básicas. Estas edades modelo indican un tiempo de residencia en una corteza del Meso-Proterozoico inferior, que junto al factor de fraccionamiento

de (fSm/Nd) de ambos granitos, son coherentes con los valores de la Formación Puncoviscana (relaciones de fraccionamiento de -0,44 y -0,32), que pudo ser la fuente dominante en su generación (Toselli *et al.*, 2011).

Los plutones Huaco y Sanagasta están estrechamente relacionados entre sí en el sector central de la sierra de Velasco. El Granito Huaco está constituido por granitos porfídicos de color gris, cuya textura es definida por fenocristales euhedros a subhedros blancos de microclino perítico, desarrollados en una matriz de granulometría media a gruesa constituida por cuarzo, microclino, plagioclasa, biotita, moscovita, apatito y circón. Los fenocristales suelen ordenarse desarrollando lineación y foliación por flujo magmático. El Granito Sanagasta, por su parte, está constituido por granitos porfídicos de color rosado sin deformación, con una matriz de granulometría mediana a gruesa, con caracteres texturales y mineralógicos similares al anterior. Los fenocristales de rosados de microclino perítico son dominantes y suelen desarrollar textura rapakivi, acompañados por fenocristales de plagioclasa. Como accesorios contiene biotita, apatito y circón (Grosse y Sardi, 2004). Ambos granitos tienen baja susceptibilidad magnética, que indican poca diferencia en la fugacidad de oxígeno, que refleja los contenidos de magnetita. El Granito Sanagasta tiene valores de susceptibilidad de $0,10 \times 10^{-3}$ SI; mientras que el Granito Huaco tiene valores de $0,06 \times 10^{-3}$ SI. Ambos granitos, tienen valores promedio Ndt : -3,32 y TDM: 1.323 Ma (edad del basamento deprimido), con un tiempo de residencia en la corteza correspondiente al Meso-Proterozoico superior. Asimismo, el factor de fraccionamiento (fSm/Nd) de ambos granitos, son coherentes con los de la Formación Puncoviscana (valores de -0,30 a -0,46), que pudo ser una fuente de su generación. Fases restringidas de leuco-granitos equigranulares, se encuentran en ambos granitos, con escasa biotita, junto con circón, turmalina y fluorita, que en general intruyen discordantemente en los granitos porfídicos. También es común la presencia

de pegmatitas y aplitas, que definen el Distrito Velasco de la Provincia Pegmatítica Pampeana (Galliski, 1993; Sardi y Heimann, 2014; Cravero, 2014; Sardi *et al.*, 2016). Una singularidad dentro del Granito Huaco lo constituyen los granitos orbiculares descritos por Quartino y Villar Fabre (1962) y Grosse *et al.* (2010).

El plutón La Chinchilla intruye en el Granito Huaco. Es un leucogranito de grano medio a ligeramente porfídico con fenocristales de microclino. Los minerales presentes son: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, teniendo como accesorios moscovita, fluorita, circón, monacita, opacos, berilo y apatita (Grosse *et al.*, 2006, 2009). Morillo y Aparicio González (2013) reconocen la presencia de óxidos de uranio, niobio y tantalio. Salvatore *et al.* (2013) puntualizan el desarrollo de tres fases de composición similar, pero con diferencias texturales. Una fase de borde de grano fino, una fase porfídica y una fase equigranular. Asimismo Salvatore *et al.* (2011) también enfatizan la presencia de uraninita y minerales secundarios de uranio. La Chinchilla tiene valores Ndt promedio de -0,6 y -1,4, con TDM 1156 Ma (edad del basamento deprimido). Los factores de fraccionamiento de fSm/Nd del granito dan (valores de -0,02 a -0,10, que se corresponden con una generación en la corteza continental superior).

El plutón Los Ratones es de forma sub-circular (Arrospide, 1985) y se encuentra ubicado en la parte media de la sierra de Fiambalá, intruyendo discordantemente el basamento metamórfico. Está constituido por dos fases, el sector occidental está formado por granitos porfiroides, mientras que en el sector oriental predominan los granitos equigranulares. Los contactos entre ambos son discordantes o tectónicos, al igual que con las rocas metamórficas de caja. Las relaciones geológicas que guardan ambas facies graníticas entre sí hacen suponer que el granito porfídico, es anterior al equigranular que es más extenso y que muestra notables cambios texturales. Ambos están formados por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. El granito equigranular, que es interpretado

como una fase más fraccionada, muestra diferentes grados de sericitización, así como la presencia de topacio y fluorita. Las edades K-Ar en biotita son de 305–330 Ma (Arrospide, 1985); mientras que las determinaciones U-Pb sobre monacita y circón dan 325–350 Ma (Grissom *et al.*, 1998).

El Granito señor de la Peña, ubicado en el extremo NE de la sierra de Velasco, presenta cierta foliación con concentración de fenocristales como producto de la deformación, lo que es excepcional entre los granitos considerados. La textura es porfídica y está definida por el desarrollo de megacristales de microclino y algunos de cuarzo y plagioclasa, en una matriz de grano medio, formada por los mismos minerales y que presentan alteración a sericita y caolinita. La biotita es el principal accesorio, junto a moscovita, sillimanita y andalucita. La cordierita se presenta en masas anhedrales reemplazadas parcialmente por pinita, mientras que la turmalina se agrupa junto a magnetita, ilmenita, circón y monacita. Son comunes los enclaves máficos formados por biotita, cordierita y magnetita, en los cuales la cordierita es de color verde azulado y se presenta sin alteración. Este granito muestra una importante diferencia con los restantes ya que presenta caracteres correspondientes al tipo-S y de tipo CPG (granito cordierítico porfídico, Barbarin, 1999), con importante contenido de cordierita y magnetita, textura porfídica deformada y alta susceptibilidad magnética con valores de $4,4 \times 10^{-3}$ SI. El factor de fraccionamiento ($fSm/Nd = -0,36$), del granito, se relaciona estrechamente con los valores de la Formación Puncoviscana, que pudo ser la fuente dominante de su generación.

El Granito Río Colorado se ubica en la sierra de Zapata y es integrado por dos fases: 1) Un sienogranito porfídico de color rosado a gris, con una matriz de grano grueso, constituida por microclino, cuarzo, plagioclasa (An10-20), biotita y escasa moscovita en la que se desarrollan fenocristales de microclino de hasta 5 cm, que frecuentemente constituyen acumulaciones, que carecen de matriz. Los accesorios son circón,

monacita e ilmenita. 2) Un pórfido sienogranítico de color rosado a gris, con una matriz de grano fino ($\sim 0,2$ mm), constituida por microclino, plagioclasa (An10-15), cuarzo, biotita y escasa moscovita. Los accesorios son circón, monacita y apatita, que generalmente están incluidos en la biotita. Los fenocristales de microclino de 2 a 4 cm constituyen el 30% de la roca. La susceptibilidad magnética es baja de 0,67 a $0,88 \times 10^3$ SI y los caracteres texturales lo asemejan en gran medida al Granito San Blas (Rossi *et al.*, 2014).

Una datación U-Pb convencional sobre monacita, establece una edad de 395 ± 9 Ma y otra Rb/Sr sobre roca total de 328 Ma (Rossi *et al.*, 2013). Los caracteres geoquímicos indican se trata de un Granito Tipo-A (Whalen *et al.*, 1987), formado en un ambiente tectónico de tardío a post-colisional, que puede ser asignado al final del Ciclo Famatiniano. Los factores de fraccionamiento de $^{147}Sm/^{143}Nd$ ($fSm/Nd = -0,22$ y $-0,47$), que son marginales a los valores de la corteza continental superior, que habría participado en su generación.

Caracteres geoquímicos comparados

Los análisis químicos de los granitos considerados, en su mayoría han sido publicados y realizados sobre roca total para determinar los elementos mayores, menores y trazas. Los mismos fueron realizados por Actlabs Laboratory (Canadá), utilizando un método estandarizado que combina la fusión del polvo de roca con metaborato/tetraborato de litio y determinaciones de alta precisión por INAA, ICP-WRA y ICP/MS, utilizando para la calibración estándares externos de materiales naturales y sintéticos (más detalles sobre las metodologías utilizadas se encuentran en www.actlabs.com).

Los datos presentados en las Tablas 1a y 1b y corresponden a promedios de ciento nueve (109) análisis químicos distribuidos entre los doce (12) plutones ya citados. Para su comparación y caracterización se utilizan distintos diagramas geoquímicos discriminatorios, tales como las clasificaciones geoquímicas de Frost *et*

Tipo	M	M	M	M	M	F	F	F	F	F	F	F	Met.	Met.	Met.
	Ash (14)	Spe (8)	Scr (13)	Sro (11)	Sgu (10)	Hua (9)	Sang (10)	Sbl (15)	Lrae (3)	Lrap (2)	Chc (4)	Rcol (10)	Anc (32)	Ceb (6)	Pun (23)
SiO ₂	71.88	71.49	72.67	72.71	74.63	73.02	72.48	73.00	75.85	72.74	75.72	74.51	67,47	63,29	69,46
TiO ₂	0.34	0.42	0.34	0.29	0.15	0.24	0.34	0.30	0.09	0.51	0.08	0.24	0,87	0,86	0,65
Al ₂ O ₃	14.07	13.88	13.66	14.51	14.09	13.60	13.51	13.54	13.58	14.55	13.16	13.26	14,44	17,77	13,47
Fe ₂ O _{3t}	2.31	3.25	2.38	1.78	1.25	1.89	2.40	2.38	0.97	2.97	1.23	1.50	5,93	6,43	4,74
FeOt	2,08	2,92	2,14	1,60	1,12	1,70	2,16	2,14	0,87	2,67	1,11	1,35	---	---	---
MnO	0.07	0.08	0.07	0.07	0.06	0.05	0.05	0.06	0.01	0.045	0.08	0.04	0,10	0,09	0,08
MgO	0.53	1.21	0.46	0.51	0.23	0.30	0.39	0.42	0.03	0.41	0.06	0.27	2,57	2,20	1,88
CaO	0.94	0.94	1.09	1.09	0.54	0.84	1.11	1.04	0.31	0.99	0.52	0.85	1,48	0,47	0,97
Na ₂ O	3.02	2.29	3.25	2.92	2.72	3.01	2.94	3.25	3.73	3.16	3.88	2.83	2,26	1,55	2,04
K ₂ O	5.09	4.40	4.73	5.09	5.34	5.25	5.50	4.80	4.65	5.0	4.55	5.78	3,49	4,11	3,11
P ₂ O ₅	0.35	0.17	0.20	0.23	0.19	0.24	0.17	0.18	0.2	0.1	0.04	0.13	0,20	0,13	0,18
H ₂ O	1,02	1,58	1,19	0,61	0,77	0,82	0,60	1,02	0,55	1,24	0,59	0,90	1,04	2,84	3,06

Tabla 1a. Contenidos químicos promedio de los óxidos mayores de granitoides y metamorfitas, con el número de muestras utilizadas en cada caso, con la clasificación de Frost *et al.* (2001). Al pie abreviaturas de los nombres de los plutones. / **Table 1a.** Average geochemical composition of major elements of granitoids and metamorphites, with the numbers of samples utilized after Frost *et al.* (2001).

Tipo	M	M	M	M	M	F	F	F	F	F	F	F	Met.	Met.	Met.
	Ash (14)	Spe (8)	Scr (13)	Sro (11)	Sgu (10)	Hua (9)	Sang (10)	Sbl (15)	Lrae (3)	Lrap (2)	Chc (4)	Rcol (10)	Anc (32)	Ceb (6)	Pun (23)
Co	29.4	38.9	45.2	6.5	4.8	53	26	48.7	128	77	30	28.1	28,0	26,2	----
Sc	6.3	9.1	6.5	1.5	1.1	5.2	7	6.4	0	0	3.8	5.5	15,3	19,2	11,0
V	27	49	26	12	5	15	20	27	0	0	12	12	96	128	76
Ta	6.5	4.1	10.3	1.9	1.6	8.9	5.4	10.4	14	2.4	14.8	5.3	2,0	3,5	1,1
Tl	1.82	1.23	1.76	1.05	0.85	0.96	0	1.95	4.6	2.5	0	2.09	---	---	----
Sn	3.31	6	9.46	0	0	5.05	0	9.93	10.2	12.9	0	12.7	5	---	2,0
Rb	365	242	418	340	435	345	257	434	560.7	268	474	441	122	192	107
Cs	15.1	17.1	27.1	11	6.1	32.2	15.9	27.6	8.86	7.1	27.8	13.7	7,4	19,3	6,5
Ba	247.35	377	191.77	90	39.2	195.46	303.47	170	16.6	450	49.75	202.7	478,3	480,5	386,6
Sr	66	79	58	78	47	52	80	52	10.4	112.5	15	53	173	105	69
Ga	21.9	17.8	21.9	9.7	7.6	27.9	33.7	22.1	33	24.5	30	23	18,7	48,3	15,9
Nb	26.4	15	32.2	9.6	8.3	34.1	27.9	33.9	88.6	32.5	56.3	34.7	1,3	25	10,9
Hf	4.5	4.9	5.8	1.7	0.7	2.3	0	6.0	7.1	9.4	0	75.5	6,5	---	6,7
Zr	147	155	184	58	26	141	117	177	124.3	330.5	93	198	263	113	278
Y	28	32	48	7	4	31	30	57	134	56.5	63	65	32	16	30
Th	21.7	13	36.5	12.8	4.7	28.1	40	38.7	53.4	44.7	41.5	39.6	12,0	19,7	12,1
U	6.84	3.23	6.3	1.17	1.05	8.20	6.49	6.29	16.3	7.4	40	67.03	2,47	7,17	2,14
La	33.25	29.08	43.17	47.1	17.67	34.21	48.09	40.96	51.1	77.5	20.75	55.01	37,10	39,51	35,21
Ce	72.17	62.29	94.92	99.15	38.47	74	96.95	90.83	111.6	155.5	50.5	119.62	75,70	77,45	67,10
Pr	8.08	7.09	10.84	12	4.73	9.24	13.39	10.45	12.4	16.9	7.07	14.11	9,40	10,26	8,49
Nd	32.31	27.64	40.75	44.4	17.4	36.44	52.93	39.66	52.53	68.05	30.25	46.88	35,90	39,99	32,66
Sm	6.79	5.67	8.85	8.4	3.53	7.97	10.61	8.90	14.3	12.1	9.2	10.89	7,63	7,25	6,99
Eu	0.73	1.0	0.78	0.86	0.34	0.78	1.19	0.70	0.09	1.30	0.2	0.74	1,46	1,38	1,23
Gd	5.68	5.33	7.47	5.73	2.47	6.93	8.71	7.79	13.4	12.1	8.58	9.36	6,87	5,98	5,86
Tb	0.92	0.99	1.45	0.75	0.4	1.16	1.31	1.56	2.99	1.61	1.65	1.78	1,10	0,81	0,94
Dy	5.07	6.11	8.73	3.75	2	6.53	7.14	9.55	20.4	9.5	10.43	11.15	6,53	4,01	5,43
Ho	0.88	1.16	1.69	0.65	0.33	1.12	1.25	1.91	4.12	1.94	2.10	2.20	1,30	0,67	1,07
Er	2.52	3.37	5.16	2	1.13	2.94	3.24	5.83	13.6	5.8	6.45	6.25	3,73	1,73	3,03
Tm	0.36	0.47	0.85	0.3	0.19	0.39	0.43	0.96	2.51	0.82	1.07	0.93	0,56	0,22	0,45
Yb	2.23	3.04	5.44	1.85	1.2	2.46	2.69	6.10	16.3	4.8	7.48	6.10	3,57	1,50	2,93
Lu	0.30	0.45	0.79	0.26	0.17	0.31	0.36	0.88	2.36	0.74	1.16	0.92	0,56	0,22	0,47
ΣRee	289	176	108	227	79	177	248	236	318	501	158	302	191,41	190,98	171,86

Tabla 1b. Contenidos químicos promedio de elementos trazas y tierras raras de granitoides y metamorfitas, con el número de muestras utilizadas en cada caso. / **Table 1b.** Average geochemical composition of minor elements and REE of granitoids and metamorphites, with the numbers of samples utilized.

Abreviaturas utilizadas para los granitos: Asha – Ash; San Blas – Sbl; Huaco – Hua; Sanagasta – Sang; Santa Cruz – Scr; Señor de la Peña – Spe; Sauce Guacho – Sgu; Santa Rosa – Sro; Los Ratones equigranular – Lrae; Los Ratones porfídico – Lrap; Río Colorado – Rcol; La Chinchilla – Chc. Met. Anc. (Fm. Ancasti). Met. Ceb (Fm. La Cébila). Met. Pun. (Fm. Puncoviscana).

al. (2001), Pearce *et al.* (1984); Harris *et al.* (1986) isotópicas, en correlación con las diferentes mineralogías que presentan (Tabla 2). y Whalen *et al.* (1987); así como sus relaciones

Según la clasificación de Frost *et al.* (2001), los intrusivos están compuestos por leuco-granitos con caracteres per-aluminosos alcalino-cálcicos, sobre la base del Índice MALI (índice alcalino-cálcico modificado, expresado por: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$) versus SiO_2 , que indica la composición y abundancia de los feldespatos en las rocas, que se relacionan con la fuente del magma. Como puede verse en la Figura 3A, los granitoides que integran los diferentes intrusivos se proyectan esencialmente en el campo alcalino-cálcico, con alguna dispersión hacia el campo alcalino y los promedios de cada plutón se muestran en la Figura 3B, que

lo hacen estrictamente en el campo mencionado. Otro parámetro que se tiene en cuenta es el “número de hierro” versus el contenido de SiO_2 . Es bien sabido que las técnicas analíticas químicas modernas no discriminan los contenidos de Fe_2O_3 y FeO , pero para el cálculo de este parámetro se puede utilizar tanto el contenido de FeOT por transformación desde el Fe_2O_3 , con lo cual el “número de hierro” $\text{Fe}^* = \text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ (Figuras 3C y 3D); o bien cuando se cuenta con la determinación de ambos óxidos se calcula el “número de hierro” utilizando solo el FeO . $\text{Fe}\# = \text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ (Figuras 3E y 3F). Miyashiro (1970) utilizó el “número

Granitos	Ash	Scr	Spe	Sgu	Sro	$\Sigma/5$	Hua	Sang	Sbl	Chc	Lrae	Lrap	Rcol	$\Sigma/7$
Frost et al. (2001)	M	M	M	M	M	M	F	F	F	F	F	F	F	F
Whalen et al. (1987)	I	S	S	S	S	-----	I	I	A	A	A	A	A	-----
Minerales Accesorios	Bt, Ms	Ms, Bt	Ms, Bt	Ms, Bt	Bt, Ms	-----	Bt, Ms	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt, Ms	-----
Minerales diagnósticos	And	Crd	Crd	Be, B, Li, F	Be, B, Li, F	-----	Be	F	Fluorita Wolfram casiterit	U Be F	U Topa Fluor	Flur Pirit Calc	-----	-----
Textura	Porf.	Egg.	Porf.	Porf.	Porf.	-----	Porf.	Porf.	Porf.	Porf.	Egg.	Porf.	Porf.	-----
(La/Yb) _N	10,7	5,7	6,9	10,6	18,3	29,7	12,9	12,2	7,1	2,38	2,25	11,6	6,47	7,84
ACNK	1,08	1,22	1,32	1,21	1,22	1,21	1,12	1,06	1,08	1,08	1,13	1,17	1,06	1,10
Zr+Nb+Ce+Y	273,57	359,12	264,29	76,77	173,75	229,50	280,1	271,85	358,73	262,8	458,5	575	417,32	374,9
Rb/Sr	2,64	6,59	3,06	14,0	6,28	6,57	6,63	3,45	10,25	37,8	53,91	2,38	8,32	18,53
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0,110	0,133	0,125	0,1271	0,1092	-----	0,121	0,115	0,130	0,190	-----	-----	0,144	-----
K ₂ O/Na ₂ O	1,72	1,69	1,74	1,62	1,47	1,65	1,75	1,87	1,46	1,17	1,25	1,58	2,24	1,62
Gal/Al	3,13	3,05	2,49	3,28	3,52	3,09	3,82	4,71	3,03	4,31	4,59	3,18	3,43	3,91
K/Rb	127,5	114,4	150,9	86,2	83,4	112,5	5,8	3,81	101	79,6	68,8	154,9	107,9	74,5
Ti/Zr	13,9	11,1	16,24	34,6	30,0	21,17	10,2	17,4	10,2	4,3	9,3	5,2	7,3	9,13
Zr/Hf	28	38,64	32,24	35,91	33,62	33,68	60	117	24	93	75	3,51	2,87	53,63
Sr/Eu	104,65	93,55	75,22	112,9	86,05	94,47	65,39	67,23	77	75	86,9	35,2	71,62	68,33
εNd	-5,41	-6,01	-11,26	-5,6	-6,1	-----	-2,41 -4,3	-2,41 4,3	-1,33 -3,08	-0,6 -1,4	-----	-----	-2,07 -3,07	-----
TdM - edad modelo (Ga)	1,538	1,586	1,680	1,542	1,575	1,584	1,323	1,323	1,156	1,156	-----	-----	1,313 1,392	1,277
fSm/Nd (1)	-0,44	-0,32	-0,36	-0,56 a -1,82	-0,61	-----	-0,30 a -0,45	-0,35 a -0,46	-0,25 a -0,42	-0,02 a -0,10	-----	-----	-0,22 a -0,47	-----
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,711	-----	-----	0,7146	0,715	-----	0,741	0,723	0,707	0,915	-----	-----	0,69	-----
Susc. Magnet. *10 ⁻³ SI	2,0 16	0,05 0,14	4,4	0,06 0,12	0,06 0,25	-----	0,06	0,14	0,06	-----	-----	-----	0,67 0,88	-----
Eu/Eu*	0,35	0,29	0,55	0,3	0,36	0,37	0,32	0,39	0,34	0,078	0,02	0,33	0,22	0,24
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,512159	0,512181	0,512061	0,512197	0,512132	-----	0,512289	0,512283	0,512405	0,512574	-----	-----	0,512372	-----
NORMA CIPW														
Q	33,40	33,55	38,67	37,67	34,02	-----	34,33	32,17	33,69	34,90	36,39	32,60	34,25	-----
Or	30,53	28,30	26,52	31,84	30,35	-----	31,55	32,90	28,69	27,10	27,66	29,43	34,39	-----
Ab	25,89	27,79	19,72	23,17	24,88	-----	25,84	25,13	27,75	33,02	31,71	26,58	24,06	-----
An	2,65	4,29	3,74	1,58	4,09	-----	2,87	4,56	4,15	2,36	0,37	4,31	3,48	-----
C	2,66	1,65	4,07	3,27	2,71	-----	1,97	1,06	1,49	0,99	2,28	2,33	1,07	-----
Ab/An	9,77	6,48	5,27	14,66	6,08	-----	9,00	5,51	6,69	13,99	85,70	6,17	6,91	-----

(1)Sm/Nd = [(¹⁴⁷Sm/¹⁴³Nd)_{muestra} / (¹⁴⁷Sm/¹⁴³Nd)_{chur}] - 1; Constantes: (¹⁴⁷Sm/¹⁴³Nd)_{chur} = 0,1967.

Tabla 2. Clasificaciones utilizadas para los granitoides y mineralogía, así como relaciones geoquímicas e isotópicas. Valores de la susceptibilidad magnética y Norma CIPW. / **Table 2.** Classifications used for granites and values of geochemical and isotopic relationships. Magnetic susceptibility values and CIPW Norm.

de hierro”, para poder separar a los granitos de diferentes ambientes geotectónicos, discri-

minando entre Granitos tipo-A o Ferroanos y Granitos Cordilleranos o Magnesianos. Los va-

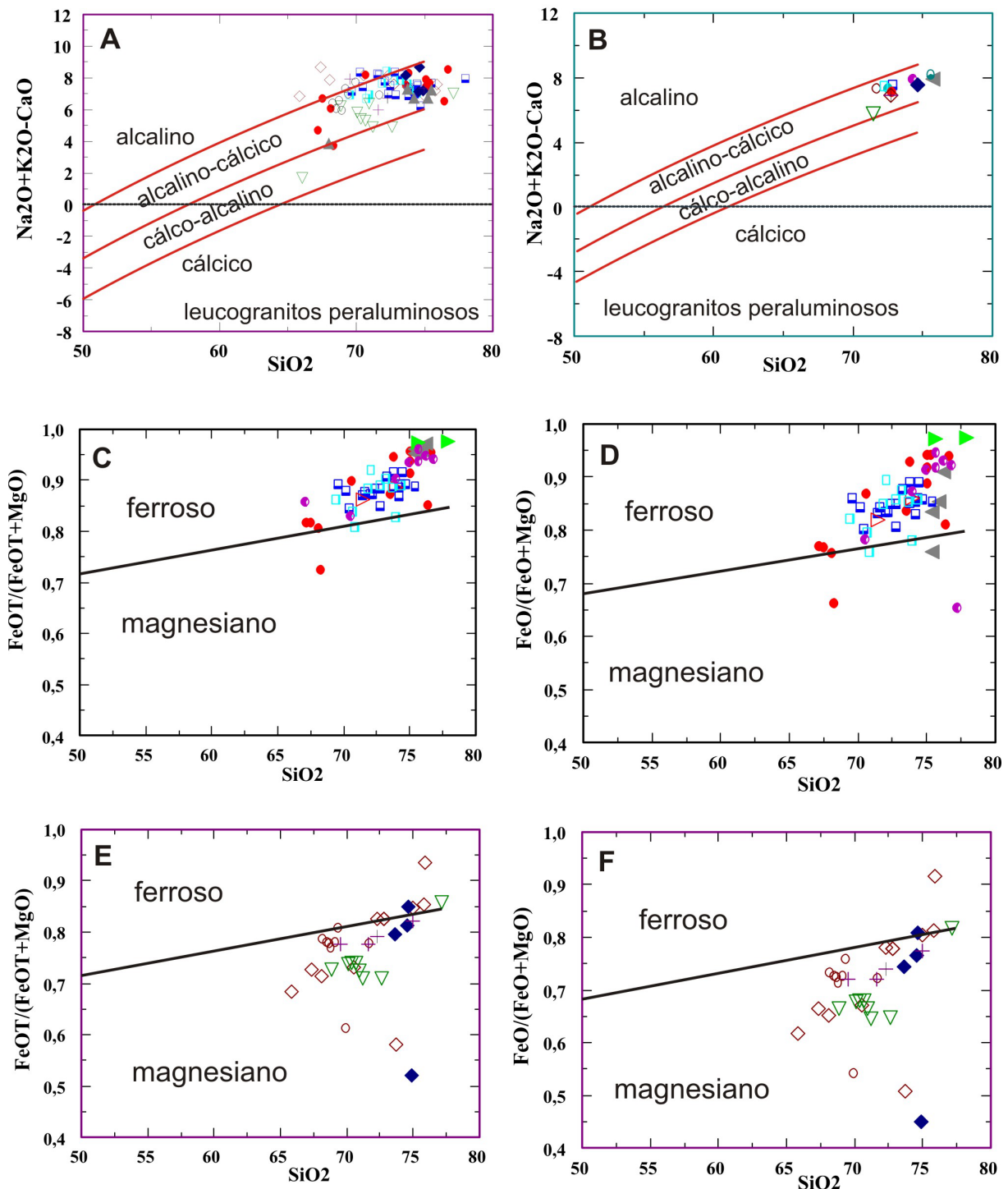


Figura 3. A-B: Diagramas con el índice MALI ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$) vs. SiO_2 (peso %) que discriminan los campos: alcalino, alcalino-cálcico, calco-alcalino y cálcico, según Peacock (1931). **A:** La proyección de todas las muestras analizadas se concentra predominantemente en el campo alcalino-cálcico. **B:** Idem con los promedios de los intrusivos estudiados que se proyectan en el campo alcalino-cálcico. **C y E:** Relaciones del “número de hierro” [$\text{FeOT}/(\text{FeOT}+\text{MgO})$] vs. SiO_2 (peso %) de las muestras analizadas, que separan los granitoides ferroanos de los magnesianos. **D y F:** Muestran la misma discriminación, pero utilizando como “número de hierro” sólo el FeO [$\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$] vs. SiO_2 (peso %). Diagramas de Frost *et al.* (2001). Símbolos como en figura 2./**Figure 3. A-B:** ZPlot of $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (MALI index) vs. SiO_2 showing the fields alkalic, alkali-calcic, calc-alkalic, and calcic rocks series as defined by Peacock (1931). **A:** All granitoid samples plot essentially in the alkali-calcic field. **B:** Idem with average granitoids plot in the alkali-calcic field. **C and E:** $\text{FeOT}/(\text{FeOT}+\text{MgO})$ vs. SiO_2 diagram showing the distinction between ferroan and magnesian granitoids. Samples plot in the ferroan and magnesian fields. **D and F:** $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ vs. SiO_2 diagram showing the distinction between ferroan and magnesian fields. Granitoids plot in both fields, after Frost *et al.* (2001). Symbols as in figure 2.

lores obtenidos dan información sobre la historia de diferenciación de los magmas graníticos y permite agrupar a los leucogranitos: La Chinchilla, Sanagasta, Los Ratones (fases porfídica y equigranular), Río Colorado, San Blas y Huaco, como ferroanos; mientras que los granitos Saucedo Guacho, Asha, Señor de la Peña, Santa Cruz y Santa Rosa, como magnesianos. Cada uno de estos grupos de granitoides muestra campos de variación química particulares.

En el grupo de los leuco-granitos ferroanos la SiO_2 varía entre 72,48 y 75,85 % y en el diagrama de Maniar y Piccoli (1989), las relaciones moleculares ACNK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) varían entre 1,17 y 1,06 (Figura 4), que se proyectan en el campo peraluminoso. Todos los granitos son altos en potasio, con relaciones $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ entre 2,24 y 1,17, mientras que la suma de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ cubre el rango entre 8,61 y 8,05 %. El contenido de FeOt varía entre 2,67 y 0,97%. El MgO varía entre 0,47 y 0,03%, mientras que el TiO_2 lo hace entre el 0,51 y 0,08%, y el P_2O_5 entre el 0,24 y 0,04%. Los contenidos de H_2O son variablemente bajos entre 1,24 y 0,55 %. La abundancia del Th varía entre

53,4 y 28,1 ppm, el Ba lo hace entre 450 y 16,6 ppm, el Zr entre 330,5 y 93 ppm, mientras que el Y varía entre 134 y 30 ppm. El Rb varía entre 560,7 y 257 ppm, el Ta entre 14,8 y 2,4 ppm, el Nb entre 88,6 y 27,9 ppm, el Ga entre 33,7 y 22,1 ppm, el Cs entre 32,2 y 7,1 ppm, el Sr entre 112,5 y 10,4 ppm, el U entre 67,03 y 6,29 ppm y el Co entre 128 y 26 ppm. Asimismo, algunas relaciones promedio entre elementos (Tabla 2) indican; $\text{ACNK} = 1,21$; $(\text{La}/\text{Yb})\text{N} = 6,47$; $\text{Ga}/\text{Al} = 3,91$; $\text{K}/\text{Rb} = 74,5$; $\text{Ti}/\text{Zr} = 9,13$; $\text{Zr}/\text{Hf} = 53,63$; $\text{Sr}/\text{Eu} = 68,33$ y $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,24$.

Los granitos magnesianos, tienen el siguiente rango de valores: SiO_2 entre 71,49 y 74,63 % y en el diagrama de Maniar y Piccoli (1989), las relaciones moleculares ACNK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) varían entre 1,32 y 1,08 (Figura 4), que se proyectan en el campo peraluminoso. Todos los granitos son altos en potasio, con relaciones $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ entre 1,74 y 1,47, mientras que la suma de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ cubre el rango entre 8,11 y 6,69 %. El contenido de FeOt varía entre 2,92 y 1,12%. El MgO varía entre 0,53 y 0,23%, mientras que el TiO_2 lo hace entre el 0,42 y 0,15%, y el P_2O_5 entre el 0,35

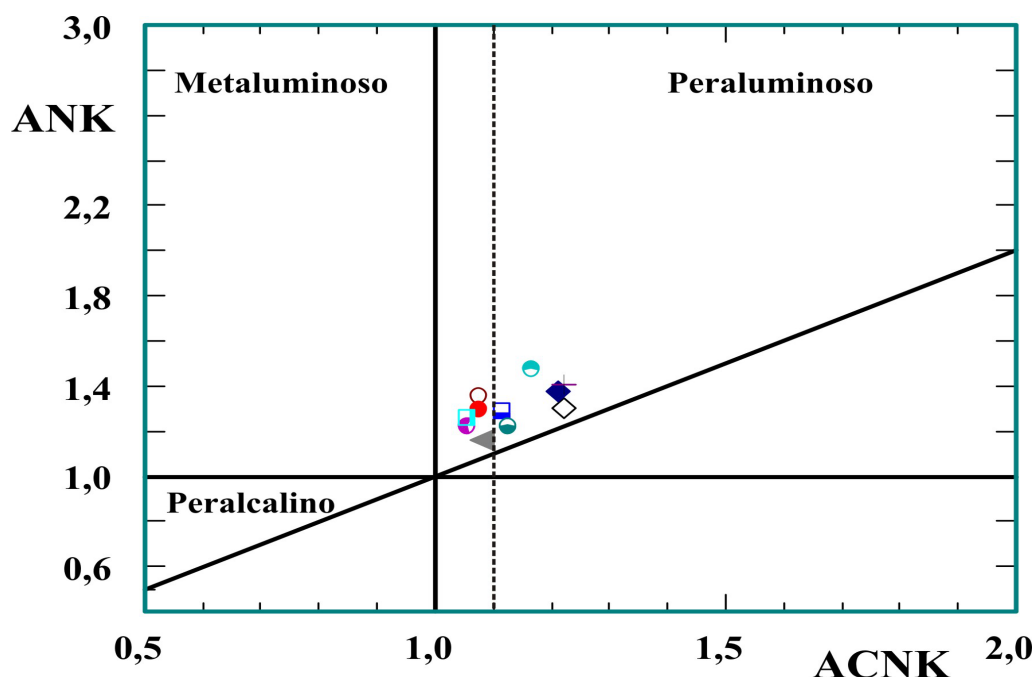


Figura 4. Diagrama de Shand que expresa las relaciones moleculares entre alúmina, potasio, sodio y calcio (ANK vs. ACNK). Los granitoides son per-aluminosos, pero con un grupo débilmente per-aluminoso (1,0 - 1,1) y otro medianamente per-aluminoso (>1,1). Símbolos como en figura 2. / **Figure 4.** Shand molecular diagram, with relations between aluminum, potassium, sodium and calcium, ANK vs. ACNK that show two groups of granitoids: one plot between 1.0 - 1.1, and other with values >1.1. Symbols as in figure 2.

y 0,17%. Los contenidos de H₂O son variablemente altos entre 1,58 y 0,61 %. La abundancia del Th varía entre 36,5 y 4,7 ppm, el Ba lo hace entre 377 y 39,2 ppm, el Zr entre 184 y 26 ppm, mientras que el Y varía entre 48 y 4 ppm. El Rb varía entre 435 y 340 ppm, el Ta entre 10,3 y 1,6 ppm, el Nb entre 32,2 y 8,3 ppm, el Ga entre 21,9 y 7,6 ppm, el Cs entre 27,1 y 6,1 ppm, el Sr entre 79 y 47 ppm, el U entre 6,84 y 1,05 ppm y el Co entre 45,2 y 4,8 ppm. Asimismo, algunas relaciones promedio entre elementos (Tabla 2) indican; ACNK = 1,10; (La/Yb)_N = 29,7; Ga/Al = 3,09; K/Rb = 112,5; Ti/Zr = 21,17; Zr/Hf = 33,68; Sr/Eu = 94,47 y Eu/Eu* = 0,37.

Como puede verse algunos valores y relaciones promedio de los componentes de los dos tipos graníticos, muestran amplias diferencias y en otros casos casi se superponen. Es notable que los componentes LIL en general no difieren mayormente entre sí, mientras que los elementos HFS presentan marcadas diferencias entre los granitos magnesianos y ferroanos (Tablas 3 y 4).

En los diagramas de Tierras Raras normalizadas a Corteza Media de Rudnick y Gao (2003) se evidencia que los granitos: La Chinchilla, Santa Cruz, Los Ratones, Río Colorado, San Blas y Señor de la Peña, muestran enriquecimiento con respecto a la corteza continental, con un patrón plano de las tierras raras livianas y pesadas, con fuerte a moderada anomalía negativa de Eu (Eu/Eu*: 0.55 y 0.02) y REE (entre 108 y 501 ppm); mientras que el granito Los Ratones equigranular, muestra un patrón plano para las tierras raras livianas y enriquecimiento

de las tierras raras pesadas, con un anomalía negativa para el Ho. Al comparar estos patrones con el promedio de las filitas de la Formación La Cébila, se observa un patrón plano de las tierras raras livianas que están dentro del promedio de este grupo de granitos, seguido de una anomalía negativa de Eu, mientras que las tierras raras pesadas siguen un patrón de empobrecimiento progresivo, similar al patrón granítico (Figura 5A).

El segundo grupo reúne a los granitos: Sanagasta, Huaco, Santa Rosa, Sauce Guacho y Asha, que presentan un patrón plano de las tierras raras livianas, con moderada anomalía negativa de Eu (Eu/Eu*: 0,39 y 0,30) y REE (entre 79 y 289 ppm) con marcada pendiente negativa de la tierras raras pesadas. Siendo el Granito Sauce Guacho el que muestra mayor pobreza en tierras raras (79 ppm). Al comparar estos patrones con el promedio de los esquistos bandeados de la Formación Ancasti, mantienen un patrón aplanado tanto de las tierras raras livianas como de las pesadas, con una anomalía negativa de Eu, que se aproxima al promedio del grupo de granitos (Figura 5B). Las anomalías negativas de Eu reflejan, en todos los granitos, baja fO₂ que se expresa por la alta relación Eu²⁺/Eu³⁺.

En los diagramas multi-elementos, normalizados a Corteza Media de Rudnick y Gao (2003), si bien los intrusivos graníticos muestran diferencias cuantitativas en los perfiles, en general presentan las mismas anomalías positivas de Cs, Rb, U y Th, mientras que Ba, Sr y Eu, muestran

Elementos	K	Rb	Ba	Sr	Eu	Cs	Ta	Nb	Zr	Y	Th	U	La	Sc	V	Hf	Co	Ce	Ti	Ga
Min.	36526	242	39,2	47	0,34	6,1	1,6	8,3	26	4	4,7	1,05	17,67	1,1	5	0,7	4,8	38,5	899	3,6
Máx.	44329	435	377	79	1,00	27,1	10,3	32,2	184	48	36,5	6,84	47,10	9,1	49	5,8	45,2	99,2	2518	21,9
Promedio	40925	360	189,06	66	0,74	15,3	4,9	18,3	114	24	17,7	3,72	34,05	4,9	24	3,5	25,0	73,4	1846	15,8

Tabla 3. Variación estadística de los elementos trazas (ppm) de los granitoides alcalino-cálcico-magnesianos. / **Table 3.** Statistical variation of trace elements (ppm) of alkaline-calcium-magnesian granitoids.

Elementos	K	Rb	Ba	Sr	Eu	Cs	Ta	Nb	Zr	Y	Th	U	La	Sc	V	Hf	Co	Ce	Ti	Ga
Min.	37771	257	16,6	10	0,09	7,1	2,4	27,9	93	30	28,1	6,29	20,75	0	0	0	26,0	50,5	480	22,1
Máx.	47982	561	450	113	1,30	32,2	104	86,6	331	134	53,4	67,03	77,40	7,0	27	75,5	128,0	155,5	3057	33,7
Promedio	42135	397	198,3	54	0,71	19	22,1	43,7	169	62	40,9	21,67	46,80	4,0	12	14,4	55,8	99,86	1542	27,7

Tabla 4. Variación estadística de los elementos trazas (ppm) de los granitoides alcalino-cálcico-ferrosos. / **Table 4.** Statistical variation of trace elements (ppm) of alkaline-calcium-ferrous granitoids.

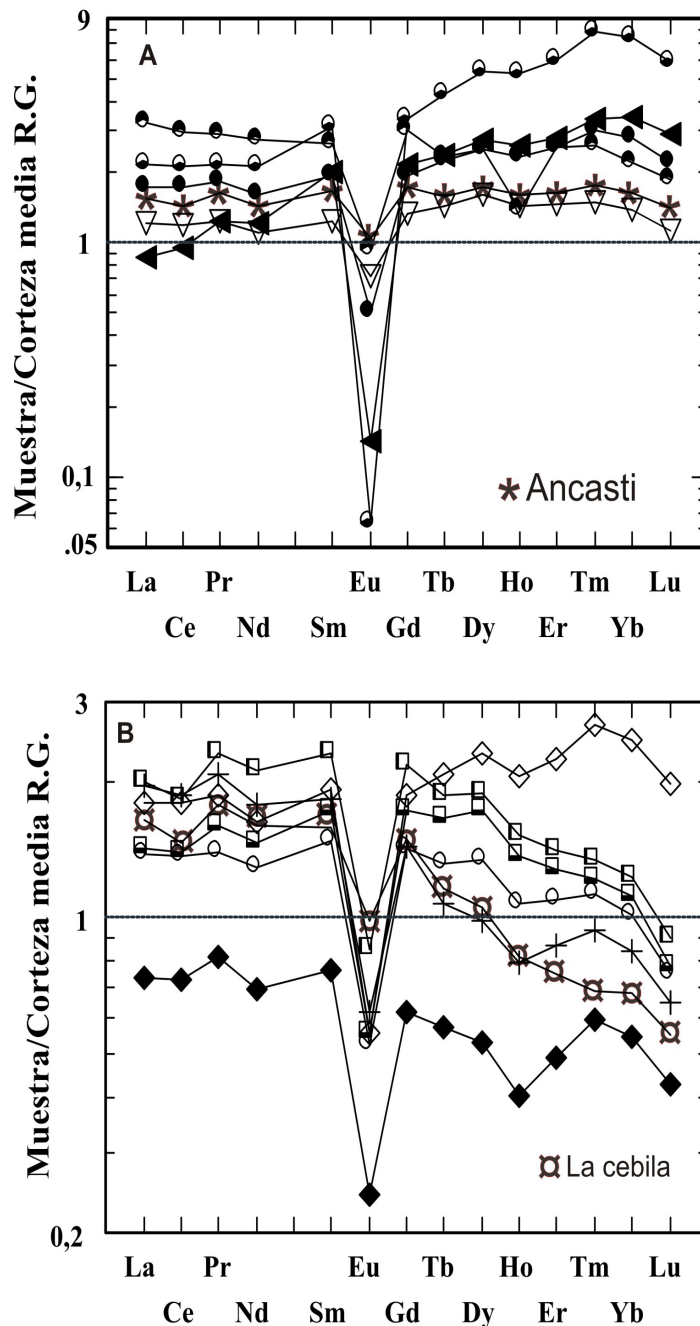


Figura 5. Diagramas de Tierras Raras de los granitos, normalizadas a Corteza Continental (Taylor y McLennan, 1985). **A:** Granitos y promedio de esquistos bandeados de la Formación Ancasti. **B:** Granitos y promedio de filitas de la Formación La Cébila. (Ver el texto para más detalles). Símbolos como en figura 2. / **Figure 5.** Diagrams of Continental Crust normalized REE patterns for granitoids (Taylor and McLennan, 1985). **A:** Normalized granites and banded schists of Ancasti formation. **B:** Normalized granites and phyllite of La Cébila formation. (To see the text for more details). Symbols as in figure 2.

anomalías negativas (Figuras 6A, B). Los restantes elementos considerados en general muestran un suave enriquecimiento con respecto a los valores normalizados a la Corteza Media.

Por otra parte, en el diagrama ortogonal Nb vs. Y de Pearce *et al.* (1984), la mayoría de las rocas se proyecta en el campo WPG, a lo largo

de la línea de puntos que define el límite superior que pueden proyectarse los granitos ORG, en segmentos de dorsales anómalas, mientras que los granitos Santa Rosa, Sauce Guacho y Señor de la Peña se proyectan en el área VAG + Syn-COLG (Figura 7). En el diagrama Rb vs. Y + Ta las muestras se proyectan en los campos

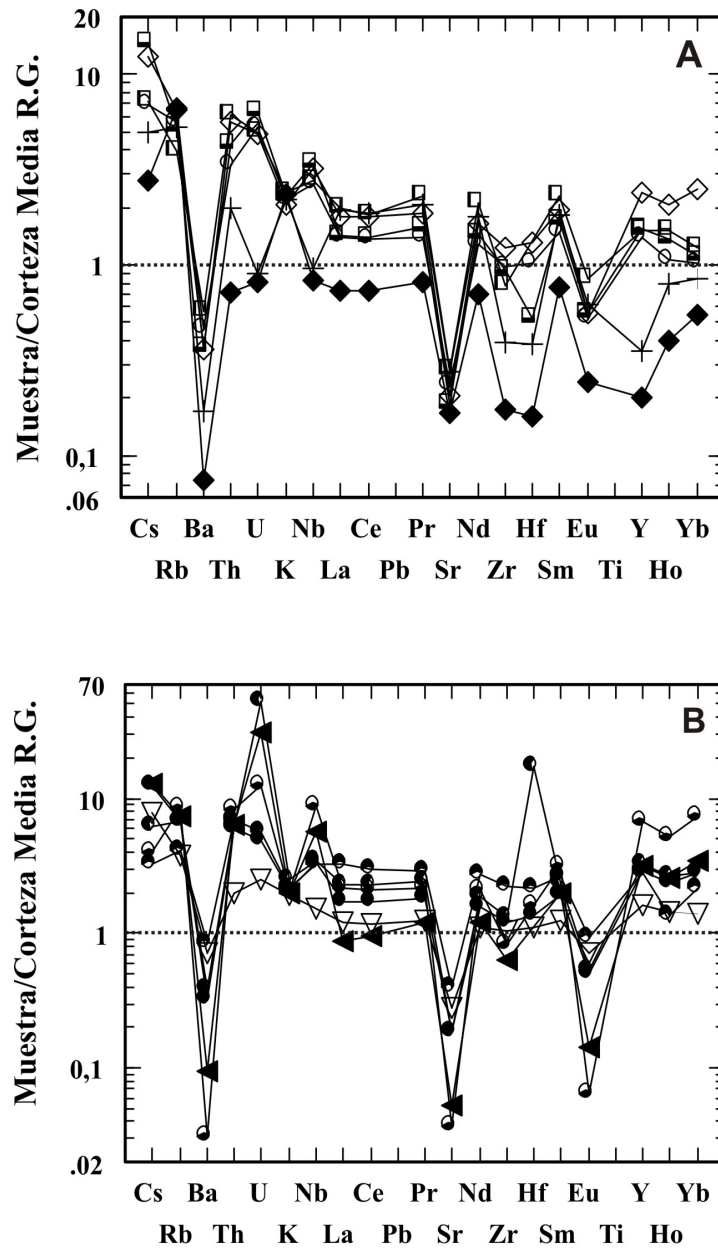


Figura 6. Diagramas multi-elementos de granitoides, normalizados a Corteza Continental (Taylor y McLennan, 1985). **A y B:** muestran diferencias cuantitativas en los perfiles, pero presentan anomalías positivas similares de Cs, Rb, U, Th y Hf, así como anomalías negativas de Ba, Sr y Eu. Símbolos como en figura 2. / **Figure 6.** Diagrams of Continental Crust normalized REE patterns for granitoids (Taylor and McLennan, 1985). **A and B:** show quantitative differences but with similar positive anomalies of Cs, Rb, U, Th and Hf, and negative anomalies of Ba, Sr and Eu. Symbols as in figure 2.

WPG y Syn-COLG, al igual que en el diagrama Rb vs. Y + Nb, que los valores se proyectan en los mismos campos.

Los diagramas de Pearce *et al.* (1984) no contemplan un campo específico para los granitos post-colisión, que se proyectan indistintamente en los diferentes campos, por lo que es necesario la utilización del diagrama triangular Ta–Hf–Rb de Harris *et al.* (1986) que discrimina entre intra-placa,

arco volcánico, sin-colisión y post-colisión.

Los plutones Sauce Guacho, Santa Rosa y Sanagasta, que son parcialmente concordantes con la roca de caja, se proyectan en el campo Syn-Colg, los cuales tienen altos contenidos en volátiles y micas lo que evidencia caracteres para-autóctonos. Por otra parte los plutones Asha, Huaco, Santa Cruz, San Blas, La Chinchilla, Los Ratones (fase equigranular) y Río Colorado se

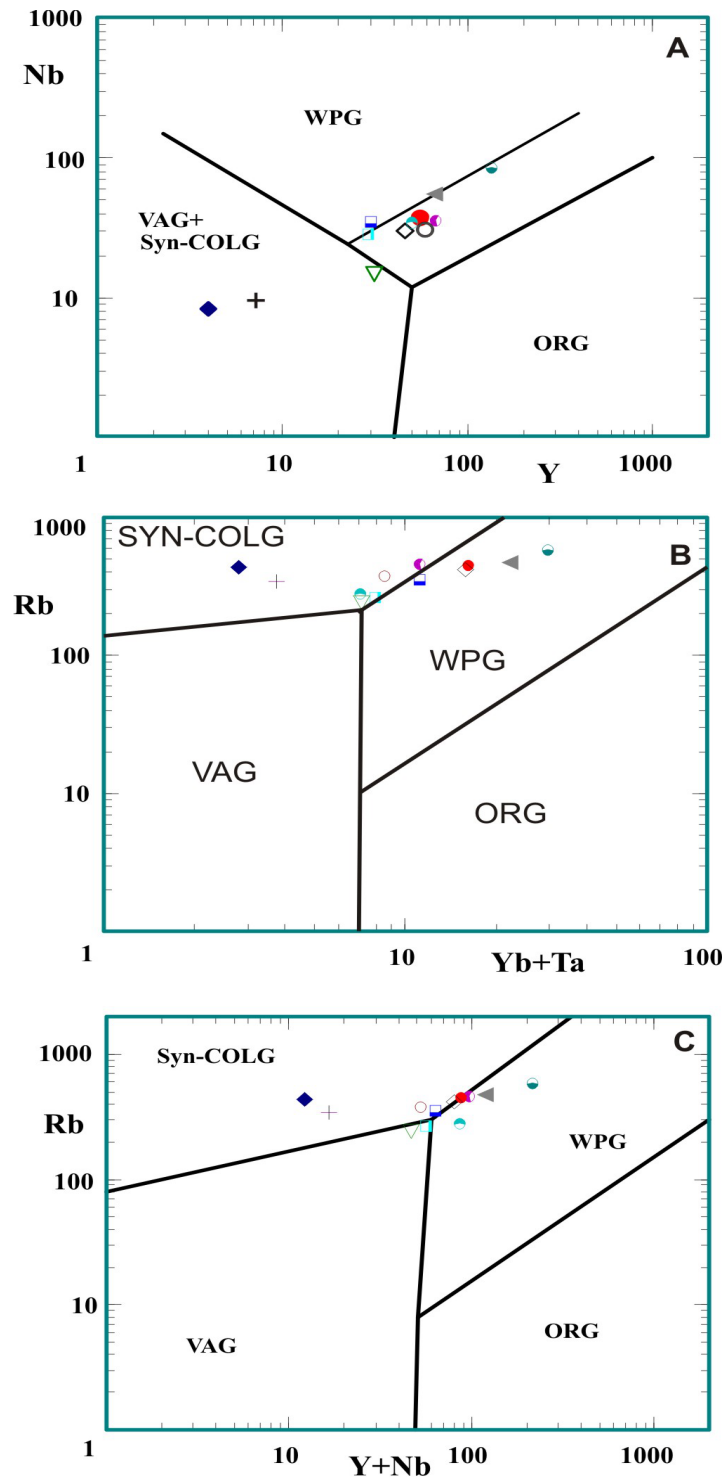


Figura 7. Diagramas de Pearce *et al.* (1984) se utilizan las relaciones: Nb vs. Y, Rb vs. Yb+Ta y Rb vs. Y+Nb, que permiten separar a los granitoides en; intra-placa (WPG); orogénicos (ORG), arco volcánico (VAG) y arco volcánico + sin-colisión (VAG+Syn-COLG). Símbolos como en figura 2./**Figure 7.** Diagrams Nb vs. Y, Rb vs. Yb+Ta, y Rb vs. Y+Nb, after Pearce *et al.* (1984). The discriminant diagrams show: syn-collisional granitoids (Syn-COLG); volcanic arc granites (VAG); within plate granites (WPG) and ocean ridge granites (ORG). Symbols as in figure 2.

proyectan en el campo de los granitoides Post-COLG. Los mismos guardan relaciones discordantes con la roca de campo y muestran menores contenidos en agua y presencia de flúor. Final-

mente, los plutones Los Ratones (porfídico) y Río Colorado se proyectan en el campo VAG y el granito San Blas lo hace como WPG (Figura 8).

Los bajos valores de ϵ_{Nd} (entre -0,5 y -6,1)

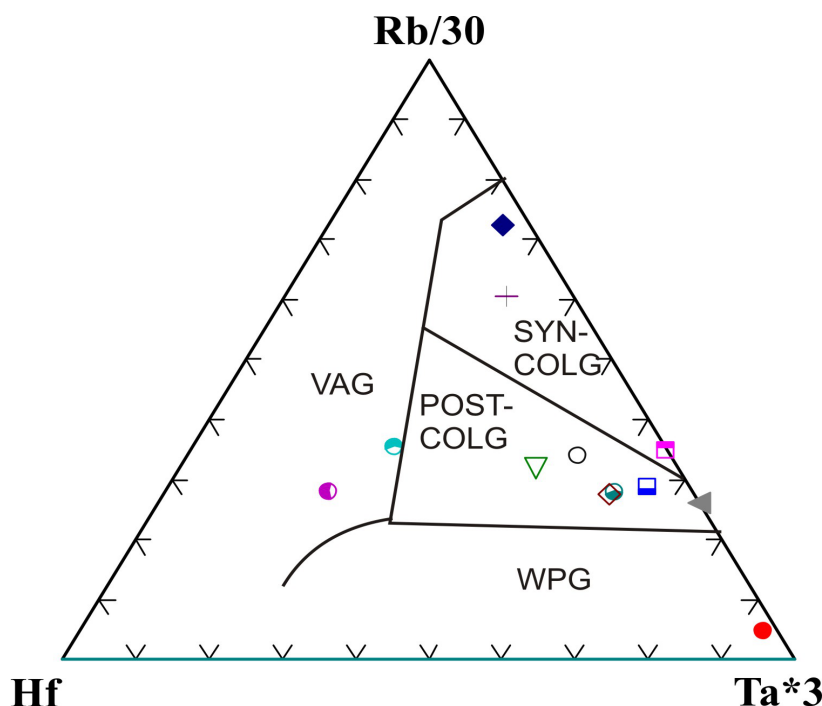


Figura 8. Diagrama triangular Rb/30–Hf–Ta*3 de discriminación tectónica (Harris *et al.*, 1986), que discrimina a los granitoides en los campos: syn-COLG (sin-colisionales); Post-COLG (post-colisionales); VAG (arco volcánico) y WPG (intra-placa). Símbolos como en figura 2./**Figure 8.** Tectonic triangular diagram Rb/30–Hf–Ta*3, in which the granitoids plot in the fields Syn-COLG (Syn-Colisional), Post-COLG (Post-Colisional), VAG (Volcanic Arc) and WPG (Within Plate) after Harris *et al.* (1986). Symbols as in figure 2.

indican anatexis de rocas desde infra- a supra-corticales con altos contenidos en sílice (Figura 13). El alto contenido en alúmina y la presencia de enclaves meta-sedimentarios ricos en micas, también apoyan dicho origen (Harris *et al.*, 1986).

El granito Señor de la Peña, por su parte, muestra cierta deformación tectónica, que no está presente en los restantes plutones y contiene enclaves per-aluminosos formados por cordierita-biotita-magnetita, con valores de $\epsilon_{Nd} = -11,3$ (muy bajos), que apunta fuertemente a un origen claramente cortical como lo apoyarían algunos resultados experimentales de Patiño Douce (1999) para la formación de la cordierita. En tanto el granito porfídico Los Ratones, se proyecta en el campo VAG en el límite con Post-COLG.

En el diagrama triangular Rb–Ba–Sr de El Bouseily y El Sokyary (1975), las composiciones se proyectan en el campo de los granitos con fuerte diferenciación excepto las muestras de la fase porfídica del Granito Los Ratones, que lo hacen en el campo de los granitos normales (Figura 9).

Los promedios y variaciones de las com-

posiciones químicas de los granitos Devónico-Carboníferos de las Sierras Pampeanas Noroccidentales estudiados en este trabajo, se presentan en las Tablas 1a y 1b, al igual que los promedios de las formaciones Puncoviscana, La Cébila y Ancasti. Asimismo, las relaciones geoquímicas e isotópicas de los granitos (Tabla 2) muestra que los intrusivos La Chinchilla, Sanagasta, Los Ratones (fases equigranular y porfídica), Río Colorado, San Blas y Huaco se clasifican como leuco-granitos alcalino-cálcicos ferroanos, con edades modelo de residencia cortical que son $<1,5$ Ga, mientras que los plutones Sauce Guacho, Asha, Señor de la Peña, Santa Cruz y Santa Rosa que se discriminan como leuco-granitos alcalino-cálcicos magnesianos, con edades modelo $>1,5$ Ga (Figura 10).

Asimismo, en las Tablas 3 y 4 se presentan en forma comparativa los resultados estadísticos de los elementos trazas de los granitoides alcalino-cálcicos magnesianos y alcalino-cálcicos ferrosos. Por su parte, el cálculo de la Norma CIPW, agrupa a todos ellos como granitos feldespáticos-alcalinos, en su proyección empírica en el triángulo QAP.

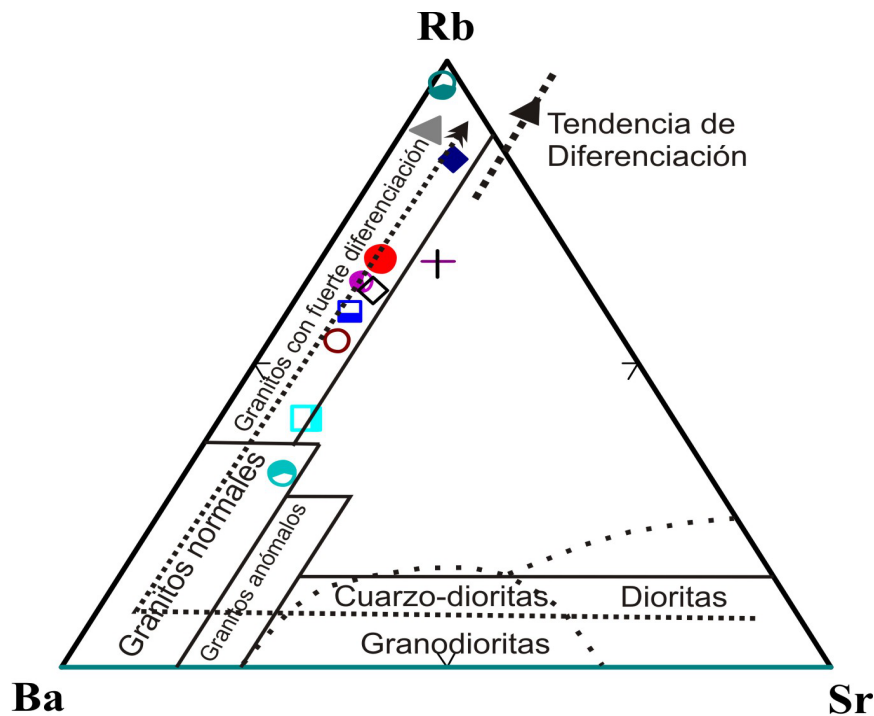


Figura 9. Diagrama triangular Rb–Ba–Sr (El Bouseily y El Sokkary, 1975), las muestras se proyectan en el campo de los granitoides con fuerte diferenciación. Símbolos como en figura 2./**Figure 9.** Triangular diagram Rb–Ba–Sr (El Bouseily and El Sokkary, 1975), the rocks composition plot in the high “differentiation granitoid field”. Symbols as in figure 2.

Por otra parte, al analizar sus composiciones químicas se choca con el gran problema que es la clasificación tectónica-geoquímica de los

diferentes granitos. Esto se relaciona a que en este ambiente geotectónico distensivo o post-colisión, los protolitos meta-sedimentarios que han

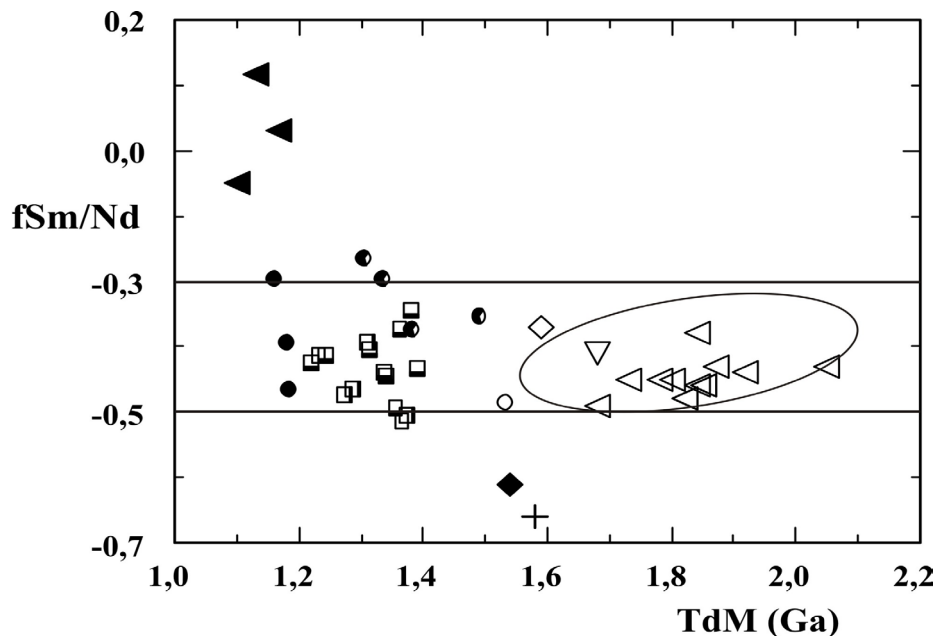


Figura 10. Sistemática isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus ϵNd , para la corteza y el manto, mostrando que dentro de la amplia variación de valores, los granitos se proyectan esencialmente dentro de la corteza continental inferior, a diferencia del Granito La Chinchilla que lo hace en la corteza continental superior, con alguna relación probable con basaltos continentales. Los granitos Sanagasta, Huaco, Asha, San Blas, Sauce Guacho, Santa Rosa y Río Colorado, tienen distintos valores $-\epsilon\text{Nd}$, con bajas relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, que pueden relacionarse con el efecto producido por el ascenso de basaltos OIB (basaltos de islas oceánicas). Símbolos como en figura 2./**Figure 10.** $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic systematics versus ϵNd for the crust and mantle, showing that within the wide range of values, granites are projected essentially within the Lower Continental Crust, unlike the La Chinchilla granite which does so in the Upper Continental Crust, with some relation to Continental Basalts. The Sanagasta, Huaco, Asha, San Blas, Sauce Guacho, Santa Rosa and Río Colorado granites, have variable values $-\epsilon\text{Nd}$, with low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios, which can be related to the effect produced by the rise of OIB (Oceanic island basalts). Symbols as in figure 2.

Localidad	Edad-Ma	Mineral	Método	Autores
Asha	344+/-1	Monacita	U-Pb convencional	Báez <i>et al.</i> 2004
	361+/-4	Monacita	U-Pb convencional	Toselli <i>et al.</i> 2011
San Blas	334+/-5	Zircón	U-Pb convencional	Báez <i>et al.</i> 2004
	340+/-3	Zircón	U-P SHRIMP	Dahlquist <i>et al.</i> 2006
	330+/-17	Roca total	Rb/Sr isócrona	Rossi <i>et al.</i> 2011
Huaco	350-358	Monacita	U-Pb convencional	Grosse <i>et al.</i> 2009
Sanagasta	352.7+/-1.4	Monacita	U-Pb convencional	Grosse <i>et al.</i> 2009
La Chinchilla	344.5+/-1.4	Monacita	U-Pb convencional	Grosse <i>et al.</i> 2009
Santa Cruz	354+/-4	Monacita	U-Pb convencional	Toselli <i>et al.</i> 2011
Señor de la Peña	376+/-8	Zircón	U-Pb convencional	Toselli <i>et al.</i> 2004
Sauce Guacho	334+/-11	Roca total	Rb-Sr isócrona	Knüver 1983
Santa Rosa	373+/-10	Biotita	K-Ar	Linares y González 1990
	370+/-5	Monacita	U-Pb convencional	Toselli <i>et al.</i> 2011
Río Colorado	395+/-9	Monacita	U-Pb convencional	Toselli <i>et al.</i> 2003
Los Ratones	335+/-1	Biotita	Ar-Ar	Grissom <i>et al.</i> 1991
	330-350	Zircón	U-Pb	Grissom <i>et al.</i> 1998
	325	Monacita	U-Pb	Grissom <i>et al.</i> 1998
	330-305	Biotita	K-Ar	Arrospide 1985

Tabla 5. Dataciones cronológicas obtenidas y metodologías utilizadas, en los granitoides Devónico-Carboníferos, por diversos autores. / **Table 5.** Geochronologic ages determined for Devonian-Carboniferous plutons.

dado origen a los granitos han tenido distintas composiciones (Tabla 2) en relación a los tipos litológicos que muestran variaciones según ubicación y edad y que en conjunto ayudan a explicar las similitudes y diferencias encontradas.

En el modelado térmico de la corteza, que consideramos con espesor normal de 35 km, para interpretar la anatexis cortical siguiendo la hipótesis de Richardson y England (1979), la cual contempla, además del aporte térmico producido por material básico proveniente del manto, el aporte de calor extra producido por fricción en zonas de fractura, que se suma al aporte radiactivo de los isótopos de K, U y Th, que en conjunto ayudan a producir una relajación térmica y activan la circulación de fluidos que bajan el punto de fusión de meta-sedimentos y también expresan los fundidos producidos.

Consideraciones sobre la petrogénesis en relación con la evolución tectónica

El esquema evolutivo del inicio del Ciclo Famatiniano es coherente con un modelo de subducción y transcurrancia que se habría desarrollado en el Ordovícico-Devónico inferior, que habría generado los granitos de Tipo-I en

asociación con rocas básicas. Este sistema tectónico por pérdida de energía habría desarrollado un probable roll-up, con ascenso litostático (Figura 11) y desarrollo de un ambiente distensivo a transtensivo, entre el Devónico superior y el Carbonífero con la generación y ascenso de granitos de tipos A y -S en un ambiente continental somero, en el cual están involucradas rocas metamorizadas en distintos grados, correspondientes a meta-sedimentos que en algunos casos se asemejan a la Formación Puncoviscana. En la Tabla 1a, puede observarse los cambios que sufren las rocas sedimentarias con el aumento del metamorfismo, así como del contenido de agua, que es más alta en las rocas de bajo metamorfismo (3,06 % en la Formación Puncoviscana; 2,84%, de las filitas de la Formación La Cébila), en relación con las de mayor metamorfismo (1,04%, de los esquistos bandeados de la Formación Ancasti). Asimismo, puede verse en las tablas 1a y 1b, así como en la figura 11, la composición de la Formación Puncoviscana está englobada, en un sector restringido, dentro del campo composicional de la corteza continental superior, cuyos datos están presentados en la Tabla 6.

Como una aproximación a la composición de los protolitos que habrían generado los

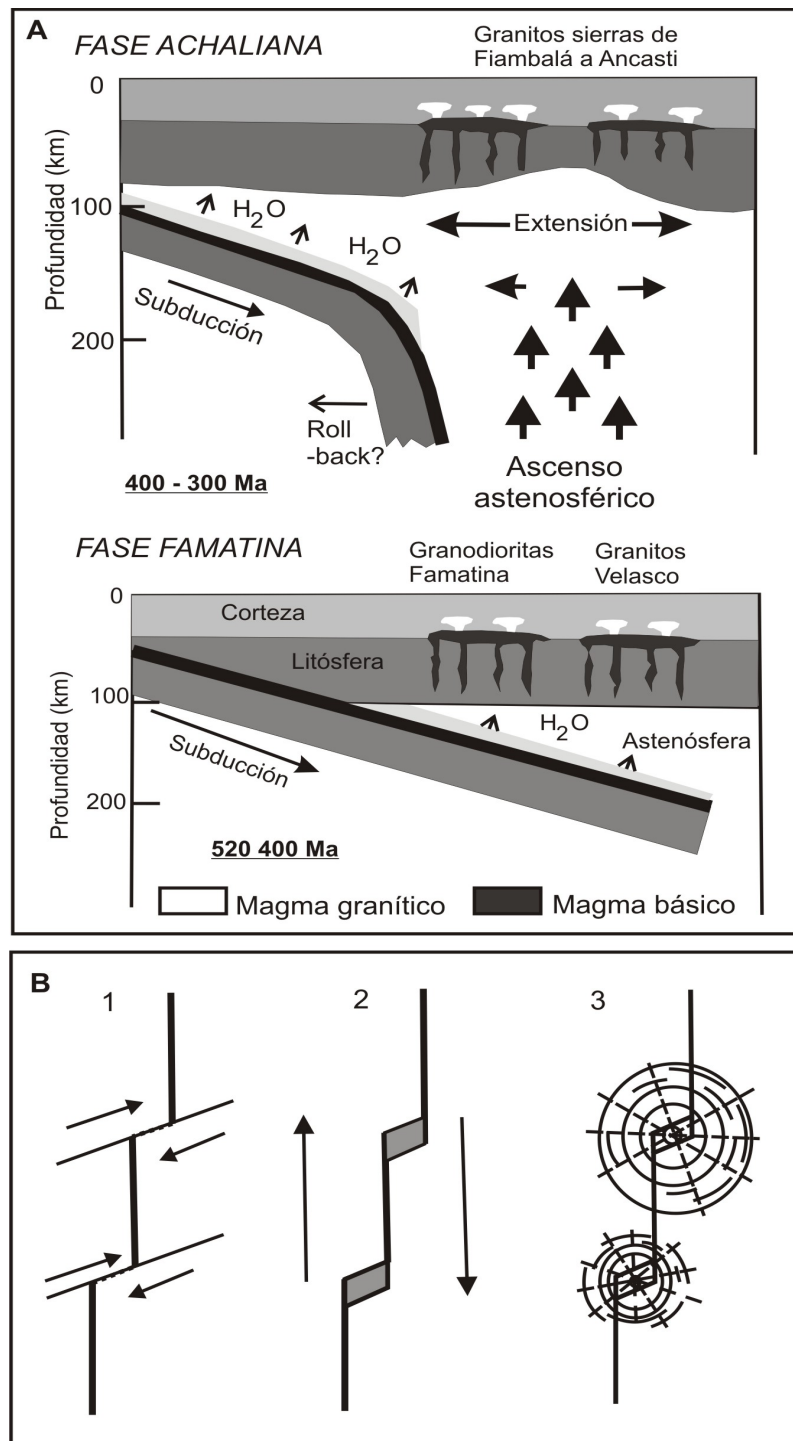


Figura 11. Esquema de evolución tectónica tentativo del origen y emplazamiento de los granitos **A:** Etapas de desarrollo del Ciclo Famatiniano. En el período de 520 a 400 Ma, subducción normal de una placa oceánica por debajo de la continental, con desarrollo de un borde continental activo y formación de un arco de islas continental. En el período entre 400 y 300 Ma, la subducción se detendría por un probable roll-back?, produciendo una zona distensiva en el retro-arco con ascenso de material astenosférico, que produce fusión parcial de materiales sedimentarios. **B:** Esquema de las etapas del emplazamiento final de los granitos, que estaría controlado por el desarrollo de estructuras trans-tensivas que permitirían la canalización y ascenso de fundidos corticales hasta su emplazamiento final, adoptando formas sub-circulares. / **Figure 11.** Tentative tectonic evolution scheme of the origin and location of granites. **A:** Stages in the development of the Famatinian Cycle. Period between 520 - 400 Ma, with normal subduction of an oceanic plate below the continent, with development of an active continental border and formation of a continental island arc. Period between 400 - 300 Ma, the subduction would be stopped by a probable roll-back?, and producing a distensive zone in the retro-arc with rise of asthenospheric material, by partial fusion of sedimentary materials. **B:** Scheme of the stages of the final intrusion of granites, which would be controlled by the development of trans-tensile structures that would allow the channeling and ascent of the cortical melting to their final intrusion, adopting sub-circular forms.

diferentes tipos de granitos, se utilizaron los datos experimentales de Patiño Douce (1999), los cuales sugieren una génesis por fusión parcial de meta-sedimentos. En la Figura 12A se pre-

Nº de roca	$f(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})$	TdM (Ga)
GT-1A	-0,33	1,84
PV1A	-0,40	1,78
PV1B	-0,44	1,68
PV2A	-0,30	1,87
PV2B	-0,41	1,85
PV2C	-0,41	1,85
PV2D	-0,39	1,92
PV3A	-0,41	1,84
PV3B	-0,41	1,82
PV3C	-0,38	2,05
PV3E	-0,43	1,82
PV4B	-0,40	1,80
PV4D	-0,40	1,73

Tabla 6. Valores de fraccionación de las relaciones de los isótopos de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ($f\text{Sm}/\text{Nd}$) con relación a sus correspondientes TdM en Ga (tiempo de separación del manto deprimido expresado en Ga), para las rocas de la Formación Puncoviscana en la Quebrada de Humahuaca. / **Table 6.** Fraction values of the isotope ratios of $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ($f\text{Sm}/\text{Nd}$) relative to their corresponding TdM in Ga (time of separation of the depressed mantle expressed in Ga), of the rocks of the Puncoviscana Formation in Quebrada de Humahuaca.

sentan en forma comparativa las trayectorias que seguirían los fundidos generados por descompresión adiabática en la corteza continental, mostrando los rangos de fusión por deshidratación, ya sea de meta-sedimentos ricos en moscovita según (Patiño Douce y Harris, 1998), o desde esquistos con biotita de Vielzeuf y Montel (1994), Patiño Douce y Beard (1995, 1996) y Vielzeuf y Clemens (1992). Como se puede ver, en general los esquistos con moscovita funden a temperaturas más bajas que los que contienen biotita, a presiones similares (<10 kbar).

Estas trayectorias de deshidratación y fusión adiabática, con el descenso de la presión, corresponden a una corteza continental que sufre colapso tectónico y engrosamiento orogénico en ausencia de intrusiones básicas. Por otra parte la temperatura para inducir distintos grados de anatexis, puede estar auxiliada por un suplemento de calor aportado desde zonas de cizalla y por los isótopos radiactivos de K, U y Th.

Los diferentes grados de fusión parcial

de las fuentes fundidas se hace evidente en el diagrama Rb vs. Sr (Harris *et al.*, 1993; Inger y Harris, 1993) que separa a los granitoides según el grado de fusión parcial. Los granitoides con signatura de moscovita son los que tienen relaciones Rb/Sr >5 e incluye a los plutones Los Ratones equigranular, La Chinchilla, Sauce Guacho, Santa Cruz, Huaco, San Blas, Río Colorado y Asha, que se habrían formado a temperaturas más bajas, resultantes de la fusión de moscovita. Por su parte, los plutones Santa Rosa, Sanagasta, Los Ratones porfídico y Señor de la Peña, que se proyectan en el campo de Rb/Sr <5 estaría indicando mayor grado de fusión parcial, relacionada con la signatura de la biotita (Figura 12B).

Los autores que estudiaron estos plutones, formados esencialmente por leuco-granitos per-aluminosos, los clasifican como de tipos -S y -A (Pitcher, 1993), que se habrían originado en el mismo ambiente post-tectónico tectónico distensivo estable (intraplaca). Su emplazamiento es epizonal, con diferencias genéticas en su evolución, ya sea en relación con la edad y composición de la fuente, o diferencias en su litología y con menor influencia de material de origen mantélico y con baja actividad de volátiles durante el ascenso.

Un esquema conceptual sobre el origen y emplazamiento de los granitos se presenta en la figura 10. En la misma se presenta en forma idealizada las dos etapas del desarrollo del Ciclo Famatiniano. En el período de 520 a 400 Ma se habría producido una subducción normal de una placa oceánica por debajo de la continental, con desarrollo del arco famatiniano que corresponde a un borde continental activo y desarrollo de islas continentales. Durante esta etapa se generan e intruyen granitos de Tipo-I que caracterizan al magmatismo famatiniano tradicional de las Sierras Pampeanas, que denominamos Fase Famatina.

En el período entre 400 y 300 Ma, la subducción se detendría por un probable roll-back?, por colapso orogénico de la corteza continental engrosada, que desarrollaría una zona de distensión en el retro-arco con adel-

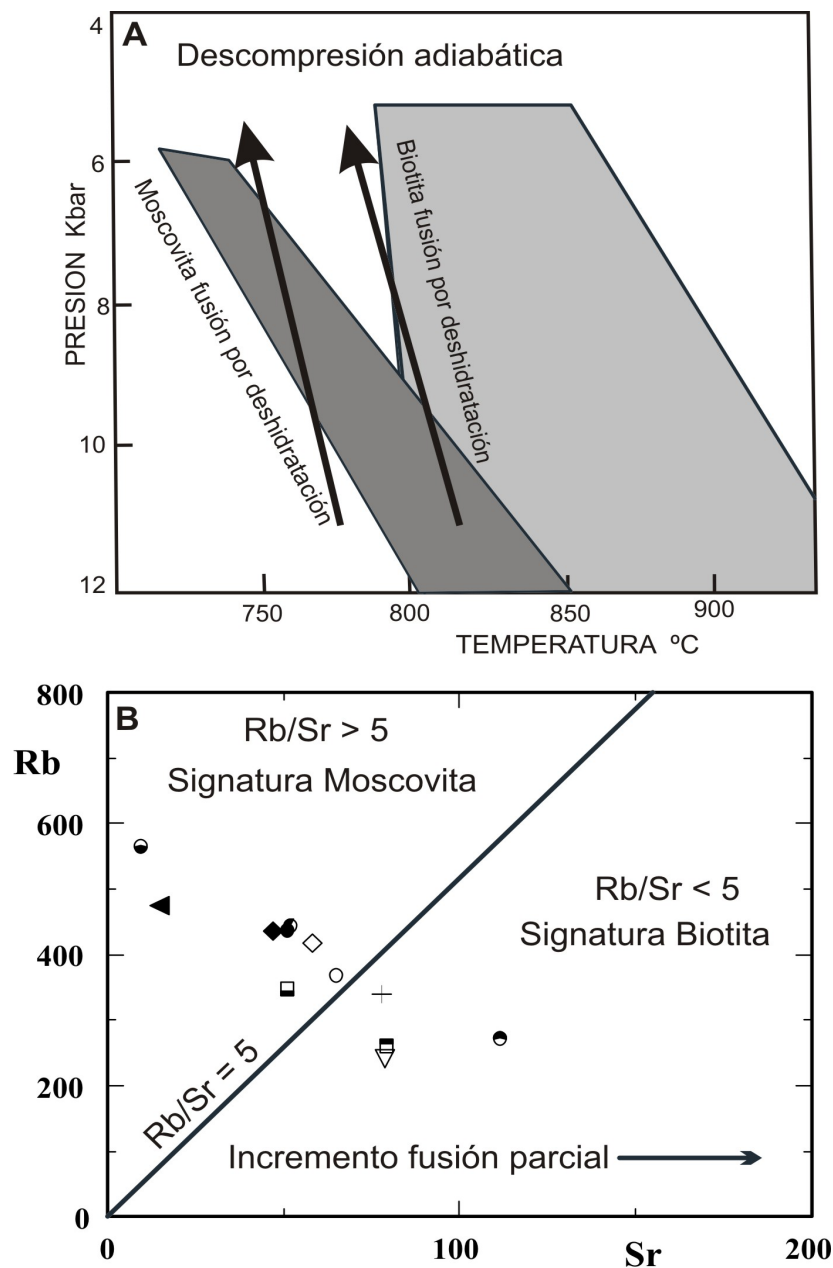


Figura 12. A: Trayectorias comparativas de generación de fundidos por descompresión adiabática en la corteza continental, muestra los rangos de fusión por deshidratación de la moscovita según (Patiño Douce y Harris, 1998), y la de la biotita de Vielzeuf y Montel (1994), Patiño Douce y Beard (1995, 1996) y Vielzeuf y Clemens (1992). Las flechas muestran las pendientes de descompresión adiabática que intersectan al sólido de los esquistos con moscovita o con biotita (modificado de Patiño Douce, 1999). **B:** El diagrama Rb vs. Sr (Harris *et al.*, 1993; Inger y Harris, 1993) separa los fundidos granitoides según el grado de fusión parcial, en base a las relaciones $Rb/Sr > 5$ para los granitos moscovíticos y $Rb/Sr < 5$, para los granitos con biotita, con mayor fusión parcial. Símbolos como en figura 2. **Figure 12. A:** Comparison of muscovite and biotite dehydration-melting ranges. The range for muscovite dehydration-melting is from Patiño Douce and Harris (1998) and that for biotite dehydration melting from Vielzeuf and Montel (1994), Patiño Douce and Beard (1995, 1996), and Vielzeuf and Clemens (1992). The arrow shows the typical slope of adiabatic decompression paths generated that intersect the solids of muscovite schists, or biotite schists. **B:** The different characters mentioned above are shown in the diagram Rb vs. Sr (Harris *et al.*, 1993; Inger and Harris, 1993), which separates the granites according to the degree of partial melting at the source or the post-magmatic processes undergone, based on $Rb/Sr > 5$ relationships for muscovite granites and $Rb/Sr < 5$, for biotite granites, with more partial melting. (modified after Patiño Douce, 1999). Symbols as in figure 2.

gazamiento de la corteza y probable ascenso de material astenosférico, que activa la fusión parcial del material meta-sedimentario, que

tiende a ascender controlado por el desarrollo de estructuras transtensivas que permitirían la canalización y ascenso de los fundidos cortica-

les hasta su emplazamiento final, que da lugar al desarrollo de la Fase Achaliana con los plutones aquí mencionados, entre otros.

Los bajos contenidos de algunos elementos HFS como Ti y Zr, que son poco móviles, ayudan a interpretar, la composición de la fuente sometida a fusión y de los procesos cristal/fundido, que afectaron a los granitos. El Ti, que es compatible con la magnetita, produce una ligera anomalía negativa y el Zr anomalía negativa y el pico negativo de Nb, es característico de corteza continental (Pearce *et al.*, 1984). La pobreza en elementos incompatibles LIL (K, Rb, Th y U, más móviles), indicaría bajos contenidos de fluidos y como normalmente están concentrados en la corteza, podría indicar alguna contaminación cortical durante el ascenso. Los picos positivos de algunos elementos presentes en la corteza como Hf y tierras raras pesadas, pueden producirse por contaminación cortical, durante el ascenso.

Por otra parte, las relaciones entre el fraccionamiento de $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ ($f\text{Sm}/\text{Nd}$) versus TdM (edad del manto deprimido), indican que los granitos derivan de rocas que composicionalmente se correlacionan con las de la corteza continental superior con valores de fraccionamiento entre -0,5 y -0,3, mostrando algunos de los granitos, tales como Señor de la Peña, Santa Cruz y Asha, estrecha afinidad con las edades modelo establecidas para la Formación Puncoviscana (entre 1,5 y 1,7 Ga); mientras que otro grupo de granitos como San Blas, Huaco y Sanagasta, muestran edades modelo más jóvenes (entre 1,1 y 1,5 Ga). Por su parte, algunos granitos muestran relaciones de fraccionamiento Sm/Nd diferentes a las del campo correspondiente a las relaciones de la corteza continental superior, tales como los granitos de La Chinchilla y Río Colorado, que tienen valores más altos, mientras que los granitos de Sauce Guacho y Santa Rosa tienen valores más bajos (Figura 11). Asimismo, los granitos con edades modelo $>1,5$ Ga TdM (Sauce Guacho, Santa Roca, Asha, Santa Cruz y Señor de La Peña tienen caracteres de tipo-M (magnesianos); mientras que los granitos con

edades modelo $<1,5$ TdM Ga (La Chinchilla, San Blas, Río Colorado, Sanagasta, Huaco, tienen caracteres de tipo-F (ferroanos).

Asimismo, en el diagrama isotópico de Nd y Sr de las rocas del manto (Figura 13), muestran valores $+e\text{Nd}$ del manto con bajas relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para los MORB (basaltos de las dorsales medio-oceánicas) y OIB (basaltos de islas oceánicas). Los basaltos continentales pueden representar mezclas de pluma de manto o litósfera sub-continental, por lo cual presentan amplia variación isotópica. La corteza continental, por su parte, se caracteriza por altas relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y valores negativos de Nd ($-e\text{Nd}$) (De Paolo, 1981, 1988). El Granito La Chinchilla muestra altos valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con relativamente altos valores de $-e\text{Nd}$; mientras que los granitos Sanagasta, Huaco, Asha, San Blas, Sauce Guacho y Santa Rosa, tienen variables valores $-e\text{Nd}$, con bajas relaciones Sr, correspondiendo al Granito Río Colorado los valores más bajos para las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

En relación a los niveles de emplazamiento y cristalización final, todos tienen carácter epizonal, intruidos en granitos más antiguos o bien en el basamento metamórfico de bajo grado. La proyección de las composiciones en el diagrama triangular Q-Ab-Or (Tabla 2), lo hacen muy próximos al mínimo ternario ($\sim 720 - 700^\circ\text{C}$) con $P_{\text{tot}} = 100$ MPa (Johannes y Holtz, 1996) (Figura 14).

Conclusiones

Los granitoides se habrían generado tanto durante el período sin-colisional, como en el post-colisional, ya sea en una corteza engrosada o durante el adelgazamiento cortical, durante la declinación de la Fase Famatina, pero todos ellos se emplazan en un ambiente post-orogénico, en un ambiente de intraplaca.

Consideramos como Fase Achaliana, al denominado Ciclo Achaliano, que se desarrolla entre el Devónico y Carbonífero y correspondería a la culminación de la Fase Famatina, dentro del Ciclo Famatiniense y no a un nuevo ciclo.

La Fase Achaliana constituye el inicio del

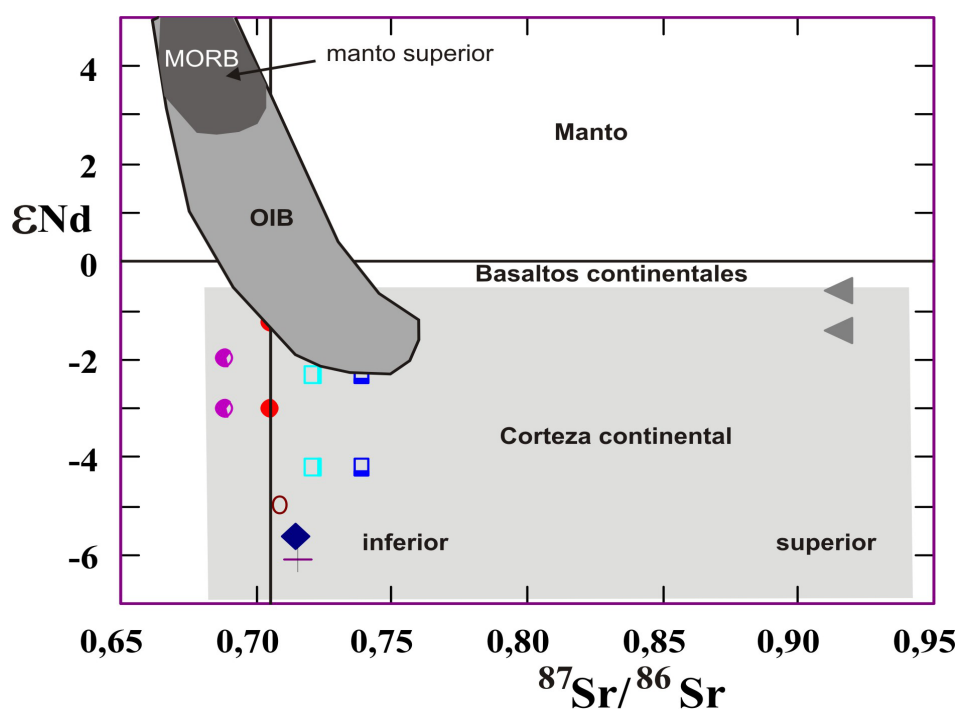


Figura 13. Diagrama que muestra las relaciones entre los factores de fraccionamiento $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ ($f\text{Sm}/\text{Nd}$), versus tiempo de las edades modelo (TdM), correspondientes a su separación de un reservorio uniforme. El campo limitado por las líneas horizontales corresponde a las composiciones de rocas de la corteza continental superior y la elipse contenida entre las mismas, a los valores de la Formación Puncoviscana (Bock *et al.*, 2000). Símbolos como en figura 2 y los triángulos vacíos acostados corresponden a los valores determinados para la Formación Puncoviscana en la quebrada de Humahuaca. Símbolos como en figura 2. **Figure 13.** Diagram showing the relationships between fractionation factors $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ ($f\text{Sm}/\text{Nd}$), versus time of the model ages (TdM), corresponding to their separation from a uniform reservoir. The field bounded by the horizontal lines corresponds to the compositions of rocks of the upper continental crust and the ellipse contained between them, to the values of the Puncoviscana Formation (Bock *et al.*, 2000). Symbols as in figure 2 and the empty triangles lying down correspond to the values determined in the Quebrada de Humahuaca for Puncoviscana Formation. Symbols as in Figure 2.

desarrollo de las cuencas sedimentarias continentales, que se desarrollaron en el Carbonífero-superior y Pérmico, en el noroeste de Argentina.

Los granitos: La Chinchilla, Santa Cruz, Los Ratones, Río Colorado, San Blas y Señor de la Peña, se clasifican como granitos alcalino-cálcicos magnesianos, formados desde rocas sedimentarias con edades modelo $TdM < 1,5$ Ga. Por su parte los granitos: Sanagasta, Huaco, Santa Rosa, Sauce Guacho y Asha, son alcalino-cálcicos ferroanos, formados a partir de meta-sedimentos con edades modelo $TdM > 1,5$ Ga. Las composiciones de los protolitos corresponderían a meta-grauvacas y meta-pelitas félsicas, con aportes restringidos del manto.

En general los granitos tienen relaciones $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$ y valores de Rb > 242 ppm, que son más altos que los contenidos de Ba (194 ppm) y Sr (59 ppm), lo que avala que han sufrido

fraccionamiento cristalino que se corresponde con los granitos evolucionados.

En general los granitos magnesianos y ferroanos, tienen variables contenidos en H_2O ; pero los magnesianos tienen en promedio 1,03 peso %, mientras que los ferroanos contienen solo 0,82 peso %, con valores atribuidos a F más altos, en base a la presencia de fluorita.

En el diagrama de Pearce *et al.* (1984) – Nb vs. Y -, las rocas se proyectan en el campo WPG, mientras que en el diagrama triangular (Rb-Hf-Ta) de Harris *et al.* (1986), los valores se proyectan predominantemente en el campo Post-COLG.

El magmatismo que es de tipo sin- a post-colisional, se caracteriza por granitos per-aluminosos ($\text{ACNK} = 1,09 - 1,24$), con altos valores de Al_2O_3 ($> 13,16$ peso %).

En el diagrama de Whalen *et al.* (1987) los granitos corresponden a los tipos A (alcalinos),

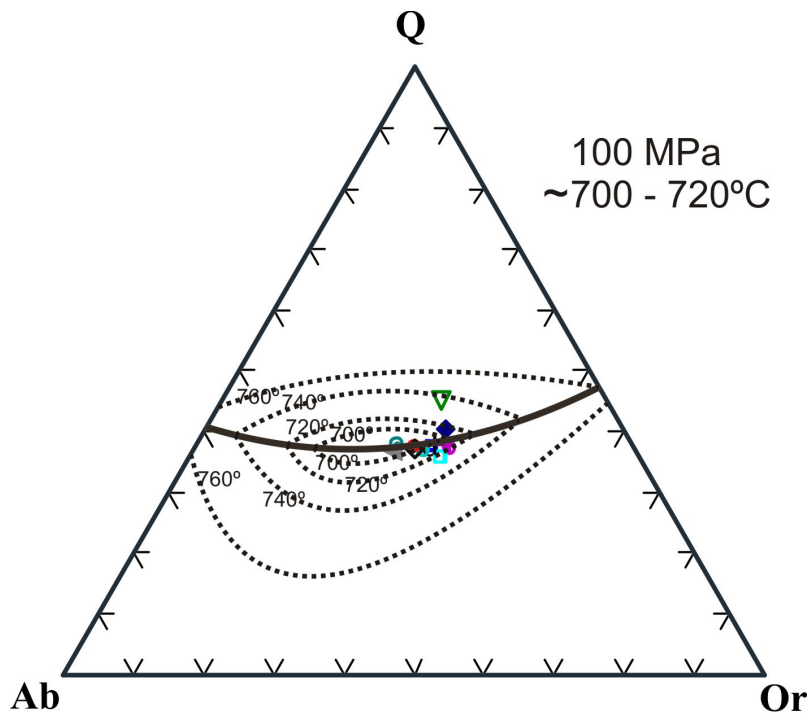


Figura 14. Triángulo Q-Ab-Or, mostrado que los granitos se proyectan en las proximidades del mínimo ternario de Johannes y Holtz (1996), a temperaturas entre 720 y 700° C, con presión total de 100 MPa. Símbolos como en figura 2./**Figure 14.** *T*Projection of the isobaric cotectic line and of isotherm with the minimum ternary temperature of granites, between 720 and 700°C, with 100 MPa total pressure. Symbols as in figure 2.

GFF (granitos félsicos fraccionados) y GNF (granitos no-fraccionados). En general los granitos muestran mediano fraccionamiento de los patrones de tierras raras ((La/Yb)_N <6), con moderada anomalía de Eu (Eu/Eu* =0.20-0.38), lo que sugiere fraccionamiento de feldespato en la fuente. La suma de las tierras raras en promedio de los granitos de tipo-A es de 303 ppm, mientras que la de los granitos de tipo-I es de 238 ppm y de los granitos de tipo-S es de 148 ppm.

En la clasificación de los Granitos alcalino-cálcicos magnesianos el valor promedio de la suma de tierras raras es de 175,8 ppm y en los granitos alcalino-cálcicos ferroanos es de 277,14 ppm (Frost *et al.*, 2001). Los valores son coherentes con los de las fuentes meta-sedimentarias de las cuales derivarían (Σ REE ~190 ppm).

En los diagramas de multi-elementos normalizados a Corteza Media, los granitoides muestran contenidos similares en los grandes iones litófilos y depresión del Ba, Sr y Eu, con altos contenidos de Cs, Rb, U y Th. Por su parte los elementos de alta carga difieren en cada grupo. Los granitoides magnesianos muestran

valores altos en V y Ti, mientras que en los ferroanos predominan: Ta, Nb, Zr, Y, Th, U, La, Hf, Co, Ce, Tl y Ga.

Estos datos apoyan al hipótesis que los granitos se habrían formado a partir de meta-sedimentos correspondientes a corteza continental, que estaría representada por las formaciones Puncoviscana, La Cébila y Ancasti; aunque algunos granitos como: La Chinchilla, Sauce Guacho y Santa Rosa muestran factores de fraccionamiento (fSm/Nd) que indican participación de material astenosférico y granítico más antiguo.

Los granitos Santa Rosa, Sauce Guacho, Señor de la Peña y Los Ratones facies porfídica, tienen relaciones Rb/Sr >5, con signatura moscovítica; a diferencia de los granitos Los Ratones facies equigranular, La Chinchilla, Sauce Guacho, San Blas, Santa Cruz, Huaco y Asha que tienen relaciones Rb/Sr <5, con signatura biotítica, la cual indicaría mayor grado de fusión parcial.

Los granitos Señor de la Peña y Santa Cruz podrían representar, magmas híbridos formados probablemente por interacción de anfibolitas con meta-sedimentos, de lo cual solo tenemos

evidencias indirectas relacionadas con los datos experimentales obtenidos por Patiño Douce (1999). Las diferencias entre los diferentes intrusivos graníticos, estaría influido por la presión a la cual ocurre la anatéxis, así como de la diferenciación que tiene lugar durante el tiempo de ascenso en la corteza, las variaciones en las composiciones de los protolitos y los contenidos de volátiles.

Estas características implicarían tanto marcada cristalización fraccionada, o bien pequeño grado de fusión parcial, que generan enriquecimiento en los elementos incompatibles.

En el diagrama cuarzo-albita-ortosa (Q-Ab-Or), evidencia que la cristalización de los granitos, tuvo lugar en condiciones próximas al mínimo ternario (~720 a 700 °C) con $P_{tot} = 100$ MPa (Johannes y Holtz, 1996).

Referencias

- Arrospide, A. 1985. Las manifestaciones de greisen de la Sierra de Fiambalá, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40(1-2): 97-113.
- Báez, M., Basei, M.A., Toselli, A.J., y Rossi, J.N., 2004. Geocronología de granitos de la Sierra de Velasco (Argentina): Reinterpretación de la secuencia magmática. *Simposio "Cuarenta Años de Geocronología no Brasil"*. *Boletim de Resumos*, pág. 85. 8-10 de diciembre. Sao Paulo.
- Báez, M.A. 2006. Geología, Petrología y Geoquímica del basamento igneo-metamórfico del sector norte de la Sierra de Velasco, Provincia de La Rioja. *Tesis Doctoral* (inédita). Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba.
- Báez, M.A., y Basei, M.A. 2005. El plutón San Blas, magmatismo postdeformacional carbonífero en la Sierra de Velasco. *Serie Correlación Geológica*, 19: 239-246.
- Barbarin, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46: 605-626.
- Barbero, L., y Villaseca, C. 1992. The Layos granite, Hercynian Complex of Toledo, Spain: an example of paraautochthonous restite-rich granite in a granulite area. *Transactions of Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, 83: 127-138.
- Bea, F. 1996. Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protoliths, Implications for the Chemistry of Crustal Melts. *Journal of Petrology*. 37(3): 521-552.
- Bock, B., Bahlburg, H., Wörner, G., y Zimmermann, U. 2000. Tracing crustal evolution in the Southern Central Andes from Late Precambrian to Permian with geochemical and Nd and Pb isotope data. *Journal of Geology*, 108: 515-535.
- Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales, Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. In: *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*. I: 225-291. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.
- Chappell, B.W., y White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- Cravero, O. 2004. Las pegmatitas zonadas de la sierra de Velasco. In: Aceñolaza, F.G., Aceñolaza, G.F., Hünicken, M., Rossi, J.N., y Toselli, A.J. (eds.). Simposio Bodenbender. *Serie Correlación Geológica*. 19: 133-144.
- Dahlquist, J., Alasino, P., Eby, N., Galindo, C., Casquet, C. 2010. Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina). *Geochemical constraints and petrogenesis. Lithos*, 115(1-4): 65-81.
- Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Casquet, C., Fanning, C.M., Alasino, P.H., y Báez, M. 2006. The San Blas pluton: an example of the carboniferous plutonism in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. 20: 341-350.
- Dawei, H., Shiguang, W., Baofu, H., y Manyuan, J. 1996. Post-orogenic alkaline granites from China and comparisons with anorogenic alkaline granites elsewhere. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*. 13(1): 13-27.
- De los Hoyos, C. 2004. Caracterización petrográfica y estructural de las rocas aflorantes en las serranías de La Punta y Señor de La Peña, nordeste de la Sierra de Velasco, provincia de La Rioja. *Seminario trabajo final de la carrera de Geología*. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo. Universidad Nacional de Tucumán. (inédito).
- Debon, F., y Lefort, P. 1983. A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks associations. *Transactions of Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*. 73: 135-149.
- De Paolo, D. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planetary Science Letters*, 53: 189-202.
- De Paolo, D. 1988. Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 187 pp.
- Eby, G.N. 1990. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* 26: 115-134.
- Eby, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20: 641-644.
- El Bouseily, A.M., y El Sokkary, A.A. 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, 16: 207-219.

- Fogliatta, A.S., Rubinstein, N., Avila, J.C., Báez, M. 2008. Depósitos de greisen asociados a granitos carboníferos post-orogénicos con potencial mineralizador, Sierra de Fiambalá, Catamarca, Argentina. *Boletín Geológico y Minero*, 118(4): 385-400.
- Fogliatta, A.S., y Báez, M. 2017. Magmatismo Carbonífero en Sierras Pampeanas de Catamarca y La Rioja. *Relatorio XX Congreso Geológico Argentino*, 434-443. Tucumán.
- 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.
- Gallisky, M. 1993. La provincial pegmatítica Pampeana I: tipología y distribución de sus distritos económicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(1-2): 99-112.
- Grissom, G.C. 1991. Empirical constraints on thermal processes in the deep crust of magmatic arcs: Sierra de Fiambalá, northwestern Argentina. *PbD. Thesis*. Stanford University. Stanford, CA. 262 pp.
- Grissom, G.C., DeBari, S.M., Snee, L.W. 1998. Geology of the Sierra de Fiambalá, northwest Argentina: implications for Early Palaeozoic Andean Tectonics. En: Pankrust, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.). *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. *Geological Society Special Publication*, N° 142: 297-323.
- Grosse, P. 2007. Los granitos porfíricos y orbiculares del sector centro-oeste de la Sierra de Velasco: Génesis y significación regional. *Tesis Doctoral* (inédita). Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y naturales, Universidad Nacional de Córdoba.
- Grosse, P., y Sardi, F., 2004. Geología de los granitos Huaco y Sanagasta, sector centro-oriental de la Sierra de Velasco, La Rioja. *Simposio Bodenbender. Serie Correlación Geológica*, 19: 221-238.
- Grosse, P., Larrovere, M., De la Rosa, J. y Castro, A. 2005. Petrología y origen del stock La Chinchilla, sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Actas XVI Congreso Geológico Argentino*, La Plata. CD-ROM. Artículo 144, 6 pp.
- Grosse, P., Rossi, J.N., Sardi, F., y Toselli, A.J. 2006. Química mineral de los granites Sanagasta, Huaco y La Chinchilla, Sierra de Velasco. La Rioja, Argentina. In.: *Congreso de Mineralogía y Metalogenia*, N° 8 *Actas*, 381-388. Buenos Aires.
- Grosse, P., Söllner, F., Báez, M.A., Toselli, A.J., Rossi, J.N., de la Rosa, J.D. 2009. Lower Carboniferous post-orogenic granites in Central Eastern Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina: U-Pb monazite geochronology, geochemistry and Sr-Nd isotopes. *International Journal of Earth Sciences*, 98: 1001-1025.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., y Tindle, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geological Society Special Publication*, 19: 67-81.
- Höckenreiner, M. 2003. Die Tipa-Scherzone (Unterdevon, NW-Argentinien): Geochronologie, Geochemie und Strukturgeologie. *Münchner Geologische Hefte. Reihe A* 34:1-92. München.
- Höckenreiner, M., Söllner, F. and Miller, H., 2003. Dating the TIPA shear zone: an Early Devonian terrane boundary between the Famatinian and Pampean systems (NW Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 45-66.
- Irber, W. 1999. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63 (3-4): 489-508.
- Ishihara, S. 1977. The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks. *Mining Geology*, 27: 293-305.
- Johannes, W., y Holtz, F. 1996. Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. *Minerals and Rocks Series*, 22, 335 pp. Springer-Verlag.
- Jordan, T.E., y Allmendinger, R.W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, 286: 737-764.
- Knüver, M. 1983. Dataciones radiométricas de rocas plutónicas y metamórficas. In: Aceñolaza, F.G., Miller, H., y Toselli, A.J. (eds.). *La Geología de la Sierra de Ancasti*. *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, 59: 201-218.
- Lannefors, N.A. 1929. Informe sobre las minas de estaño de Mazán y algunos otros trabajos mineros en la sierra de Velasco, Provincia de La Rioja. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. *Publicación n° 54*. Buenos Aires.
- Lazarte, J.E., Avila, J.C., Fogliatta, A.S., y Gianfrancisco, M. 2006. Granitos evolucionados relacionados a mineralización estanno-wolframífera en Sierras Pampeanas Occidentales. *Serie Correlación Geológica*, 21: 75-104.
- Lazarte, J.E., Fernández Turiel, J.L., Guidi, F., y Medina, M.E. 1999. Los granitos Río Rodeo y Quimivil: dos etapas del magmatismo paleozoico de Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(4): 333-352.
- Le Corre, C.A., y Rosello, E.A., 1994. Kinematics of early Paleozoic ductile deformation in the basement of NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 7 (3/4): 301-308.
- Liew, T.C., y Hofmann, A.W. 1988. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of Central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 129-138.
- Linares, E., y Quartino, B. 1978. Nuevas aportaciones a la génesis de las rocas orbiculares de La Rioja

- y el control recíproco de datos K-Ar e interpretación petrogenética. *Actas VII Congreso Geológico Argentina*, II: 585-593. Neuquén.
- Linares, E., y González, R. 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1957-1987. *Publicaciones Especiales de la Asociación Geológica Argentina. Serie B*, N° 19, 628 pp.
- Llambías, E.J., Caminos, R., y Rapela, C.W. 1991. Magmatismo. In: El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay (pre-impresión). *XII Congreso Internacional de la Estratigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico*, 275-297. Buenos Aires.
- López, J.P. 2005. Evidencias de dos eventos deformativos en el flanco noroeste de la sierra de Velasco, La Rioja. *Asociación Geológica Argentina. Serie D: Publicación Especial N° 8*: 149-154.
- López, J.P., Rodríguez Areal, M.M., Sales, A., y Kawashita, K. 2005. Relaciones isotópicas Sm-Nd en rocas graníticas y miloníticas de Sierras Pampeanas del NW Argentino. *Estudios Geológicos*, 61: 3-8
- Ludwig, K.R. 2001. Using Isoplot/Ex Geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronological Center. Special Publication n° 1*. Berkeley.
- Maniar, P.D., and Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643.
- Martínez, A., y Giambiagi, L. 2010. Evolución petrológica y geoquímica del magmatismo bimodal Permo-Triásico del Grupo Choiyoi en el Cordón del Portillo, Mendoza, Argentina. *Trabajos de Geología*, 30: 432-451.
- Mc Bride, S. 1972. A potassium-argon age investigation of igneous and metamorphic rocks from Catamarca and La Rioja provinces, Argentina. PHD Thesis. Queen's University (inédito). Ontario.
- Mc Bride, S., Caelles, J.C., Clark, A., Farrar, E. 1976. Palaeozoic Radiometric age provinces in the Andean Basement, Latitudes 25°-30°S. *Earth and Planetary Science Letters*, 29: 373-383.
- Morello, O., y Aparicio González, P. 2013. Mineralización de uranio en la sierra de Velasco, La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70(3): 335-340.
- Neiva, A.M.R. 1984. Geochemistry of Tin-bearing granitic rocks. *Chemical Geology*, 43: 241-256.
- Neugebauer, H. 1995. Die Mylonite von Fiambalá-Strukturgeologische und petrographische Untersuchungen and der Ostgrenze des Famatina-Systems, Sierra de Fiambalá, NW-Argentinien. 109 pág. *Tesis doctoral* (inédita). Universidad de Munich.
- Nullo, F. 1981. Descripción geológica de la Hoja 15f, Huillapima, provincia de Catamarca. Servicio Geológico Nacional. Boletín N° 178. 62 páginas. Buenos Aires.
- Page, S., y Zappettini, E. 1999. Magmatismo provincias de Jujuy, Salta, Tucumán y Catamarca. *XIV Congreso Geológico Argentino, Relatorio Geología del Noroeste Argentino*, Tomo I: 241-253. Salta.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., y Fanning, C.M. 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 91: 151-168.
- Patiño Douce A.E. 1999. What do experiments tell-us about the relative contribution of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernández, C., y Vigneresse, J.L. (eds.). Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques. *Geological Society. Special Publication*, 168: 55-76.
- Patiño Douce, A.E., y Beard, J.S. 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolites from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology*, 36: 707-738.
- Patiño Douce, A.E., y Beard, J.S. 1996. Effects of P, f(O₂) and Mg/Fe ratio on dehydration –melting of model metafreywackes. *Journal of Petrology*, 37: 999-1024.
- Peacock, M.A. 1931. Classification of igneous rocks. *Journal of Petrology*, 39 (1): 54-67.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., y Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.
- Peucat, J.J., Vidal, P., Bernard-Griffiths, J, y Condie, K.C. 1988. Sr, Nd and Pb isotopic systematics in the Archean low- to high – grade transition zone of southern India: syn-accretion vs. post-accretion granulites. *Journal of Geology*. Vol. 97: 537-550.
- Pitcher, W.S. 1993. The Nature and Origin of Granite. *Blackie Academic & Professional*, 321 pp.
- Quartino, B.J. y Villar Fabre, J.F. 1962. El cuerpo granítico orbicular precámbrico de la Pampa de los Altos, Sierra de Velasco (provincia de La Rioja). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XVI-II(1-2): 11-42.
- Rapela, C.W., Heaman, L.H., and Mc Nutt, R.H. 1982. Rb-Sr Geochronology of Granitoid rocks from the Pampean Ranges, Argentina. *Journal of Geology*, 90 (5):574-582.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E., Casquet, C., Galindo, C., Fanning, C.M., and Saavedra, J. 2001. Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: New U-Pb SHRIMP ages in Central-East Valle Fértil and the Velasco Batholith. *III Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (III SSAGI)*. Publicación en CD-ROM. Pucón.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Dahlquist, J, and Fanning,

- C.M., 1999. U-Pb SHRIMP ages of Famatinian Granites: New constraints on the timing, origin and tectonic setting of I-and S-type magmas in an ensialic arc. *Actas II South American Symposium on Isotope Geology (IISAGI)*, 264-267. Carlos Paz.
- Rapela, C.W., Heaman, L.M., y McNutt, R.H. 1982. Rb/Sr Geochronology of granitoid rocks from the Pampean Ranges, Argentina. *Journal of Geology*, 90: 574-582.
- Richardson, S.W., y England, P.C. 1979. Metamorphic consequences of crustal eclogite production in overthrust orogenic zones. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 42: 183-190.
- Roberts, M.P., y Clemens, J.D. 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21: 825-828.
- Rossi de Toselli, J., Toselli, A., Indri, D., Saavedra, J., y Pellitero, E., 1985. Petrología y geoquímica de plutones fuertemente peraluminosos de las Sierras Pampeanas: El problema de los granitos cordieríticos. *Revista Asociación Mineralogía Petrología y Sedimentología*, (AMPS) 16(1 4):55-64.
- Rossi de Toselli, J.N., Toselli, A.J., y López, J.P., 1999. Deformación y metamorfismo en el Noroeste de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*. Teil 1, Heft 7/8: 839-850.
- Rossi, J.N. and Toselli, A.J. 2004. Termobarometría de las corneanas granatíferas del flanco sudoccidental de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Avances en Mineralogía, Metalogenia y Petrología 2004. 7º MINMET*. Pág. 403-408. Río Cuarto
- Rossi, J.N. and Toselli, A.J. 2005. Paleozoic Ages and Intrusivity of Granitoides in the Velasco Range, Argentina. 19th Colloquium on Latin American Geosciences. *Terra Nostra. Schriften der GeoUnion Alfred-Wegener-Stiftung*, 05/1:103-104. Potsdam.
- Rossi, J.N., Toselli, A.J., Basei, M.A., Sial, A.N., Báez, M. 2011. Geochemical indicators of metalliferous fertility in the Carboniferous San Blas pluton, Sierra de Velasco, Argentina. In: Sial, A.N., Bettencourt, J.S., De Campos, C.P. y Ferreira, V.P. (Eds.) *Granite-Related Ore Deposits*. Geological Society, London. *Special Publications*, 350: 175-186.
- Rossi, J.N., Toselli, A.J., Basei, M.A. 2013. El Granito Tipo-A, Río Colorado: Sierra de Zapata, Catamarca, Argentina. *2do. Simposio sobre Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada Actas*, 79-80. San Luis.
- Rossi, J.N., Toselli, A.J., Durand, F.R., Saravia, J. y Sardi, F.G., 1997. Significado geotectónico de corneanas piroxénicas en granitos de las Sierras de Paimán, Velasco y Famatina. Provincia de La Rioja, Argentina. *Octavo Congreso Geológico Chileno*. Actas Volumen II: 1498-1501. Antofagasta
- Rossi, J.N., Toselli, A.J., Prieri, A., Cravero, O. y de los Hoyos, C., 2005. Granitos y corneanas cordieríticas del flanco oriental de la sierra de Velasco, La Rioja, República Argentina. *Décimo Sexto Congreso Geológico Argentino*. Actas 1: 635-638. La Plata.
- Rubinstein, N., Morello, O., Burgos, J. 2001. El yacimiento de uranio Las Termas, Catamarca, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56(1): 91-98.
- Rudnick, R.L., y Gao, S. 2003. Composition of the Continental Crust. In: Holland, H.D., y Turekian, K.K. (eds.). Vol. 3: 1-56. Elsevier Ltd.
- Salvatore, M., Parra, F., Sánchez, D., Álvarez, J., Bello, C., Zarco, J. 2011. Mapeo detallado de facies graníticas en el stock uranífero La Chinchilla, sierra de Velasco, provincia de La Rioja. *Congreso Geológico Argentino 18. Actas en CD-room*. Neuquén.
- Salvatore, M., Parra, F., Sánchez, D., Álvarez, J., Bello, C., Zarco, J. 2013. Caracterización litogeoquímica del granito La Chinchilla y su relación con el uranio, sierra de Velasco, provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70(3): 341-350.
- Sardi, F., y Heimann, A. 2014. Pegmatitic beryl as indicator of melt evolution: example from the Velasco district, Pampean Pegmatitic Province, Argentina, and review of worldwide occurrences. *The Canadian Mineralogist*, 52(5): 809-836.
- Sardi, F., Heimann, A., y Grosse, P. 2016. Non-pegmatitic beryl related to Carboniferous granitic magmatism, Velasco Range, Pampean Province, NW Argentina. *Andean Geology*, 43(1): 86-104.
- Söllner, F., Gerdes, A., Grosse, P., Toselli, A.J. 2007. U-Pb age determinations by LA-ICP-MS on zircons of the Huaco granite, Sierra de Velasco (NW-Argentina): A long-term history of melt activity within an igneous body. *Abstracts 20th Colloquium on Latin American Earth Sciences*, pág. 57. Kiel.
- Toselli, A., Rossi de Toselli, J., y Aceñolaza, F., 1986. A proposal for the systematization of the Upper Precambrian, Lower Paleozoic basement in the Pampean Ranges, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*. Teil. I (9 10): 1227-1233. Stuttgart.
- Toselli, A.J., Basei, M.A., Rossi de Toselli, J.N. y Dudas, R. 2003. Análisis geoquímico-geocronológico de rocas granulíticas y calcosilicáticas de las Sierras Pampeanas Noroccidentales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(4): 629-642. Buenos Aires.
- Toselli, A.J., Martínez, P., Rossi, J.N., Gimenez, M., Introcaso, A. 2005. The Capillitas Batholith, NW-Argentina: Geophysical and petrological evidences of crustal genesis. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 236 (1/2): 129-147.
- Toselli, A.J., Miller, H., Rossi, J.N., Aceñolaza, F.G., y Söllner, F. 2005. The Sierra de Velasco, NW Argentina, an example for polyphase magmatism at the margin of Gondwana. 19th Colloquium on Latin American Geosciences. *Terra Nostra. Schriften der GeoU-*

- nion Alfred-Wegener-Stiftung, 05/1:125-126. Potsdam.
- Toselli, A.J., Rossi, J.N., Basei, M.A., Passarelli, C.R. 2011. Petrogenesis of Upper Paleozoic post-collision peraluminous leucogranites, Sierra de Ancasti, northwest Argentina. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 261/2: 151-164.
- Toselli, A.J., Rossi, J.N., Larrovere, M. 2011. Controles geoquímicos e isotópicos en la petrogénesis de los granitos Devónico-Carboníferos Santa Cruz y Asha: Sierra de Velasco, Argentina. In: Temas de Correlación Geológica I. *Serie Correlación Geológica*, 27(2): 76-97.
- Toselli, A.J., Rossi, J.N., Báez, M., Grosse, P. 2005. Granitos post-orogénicos Carboníferos en Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina. *XI Congreso Geológico Chileno*. T. 2: 561-564. Antofagasta.
- Toselli, A.J., Rossi, J.N., Báez, M.A., Grosse, P., y Sardi, F. 2006. El batolito carbonífero Aimogasta, Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Serie Correlación Geológica*, 21(2): 137-154.
- Tuach, J., Davenport, P.H., Dickson, W.L., Strong, D.F. 1986. Geochemical trends in the Ackley Granite, southeast Newfoundland: their relevance to magmatic-metallogenic processes in high-silica systems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23: 747-765.
- Vielzeuf, D., y Clemens, J.D. 1992. The fluid-absent melting of phlogopite + quartz: experiment and model. *American Mineralogist*, 77: 1206-1222.
- Vielzeuf, D. y Montel, J.M. 1994. Partial melting of meta-greywackes I. Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117:375-393.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. y Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407-419.
- White, A.J.R., y Chappell, B.W. 1977. Ultrametamorphism and Granitoid Genesis. *Tectonophysics* 43: 7-22.

Recibido: 20 de Diciembre del 2019

Aceptado: 02 de Marzo del 2020