

## Geoquímica y geocronología de las rocas ígneas de la Formación Cachi, en el Valle Calchaqui, Argentina

Hubert Miller<sup>1</sup>, Anette Lork<sup>1</sup>, Alejandro J. Toselli<sup>2</sup>, Florencio G. Aceñolaza<sup>2</sup>

**Abstract:** *IGNEOUS ROCKS OF CACHI FORMATION: GEOCHEMISTRY AND GEOCHRONOLOGY IN THE CALCHAQUI VALLEY, ARGENTINA.* The basement of the Palermo, Cachi and Molinos ranges, in Salta province, are part of the Eastern Cordillera and is composed by a meta-sedimentary basement corresponding to the Puncoviscana Formation, with a maximum sedimentation age of 527 My, that is the culmination of Ediacaran-Terreneuvian period. This formation is affected by magmatic-metamorphic events that gives rise to the tonalitic-trondhjemitic and granodioritic-granitic intrusives of Cachi Formation and too the gneisses-migmatites, phyllites and spotted schists of La Paya Complex. The ages of the intrusives and associated metamorphites are between 488 and 453 My (Upper Cambrian - Upper Ordovician), which were determined by U-Pb zircons and monazites. Likewise, the <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratios values varies from 0.70330 to 0.70394 are applied to the genetic interpretation of the intrusives, while the rocks of the Puncoviscana Formation register relations between 0.71275 and 0.71327. The igneous rocks are formed essentially by feldspars, quartz, biotite and pyroxenes. The wide variation of the plagioclase compositions, from labradorite to albite, evidences the rapid up rise and cooling of the plutons, as well as the survival of the pyroxenes. The tonalite-trondhjemitic rocks are low in potassium and with ratios  $K_2O/Na_2O < 1$ ; while granodiorite-granite rocks are high in potassium, with  $K_2O/Na_2O > 1$  ratios. The distribution of chemical data projected in different diagrams, discards a common origin of the magmatic associations, which could not have been formed by fractional crystallization phenomena, but supports the hypothesis of different sedimentary protoliths with probably subordinate participation of the mantle material, such as Rio Blanco sub-alkaline basalts, with a somewhat older age. This magmatic association is unique in the Famatinian Cycle and would respond to a transtensive tectonics, with little or no convergence and related to an active continental margin during the development of a continental island-arc.

**Resumen:** Las sierras de Palermo, Cachi y Molinos, de la provincia de Salta, forman parte de la Cordillera Oriental que está constituida por un basamento meta-sedimentario correspondiente a la Formación Puncoviscana, con edad máxima de sedimentación de 527 Ma la cual, es posteriormente afectada por un evento deformativo-magmático-metamórfico que se conoce como orogenia Tílcárica que constituye la culminación del lapso Ediacarano-Terreneuviano. Con posterioridad, durante un nuevo evento orogénico se originan los intrusivos tonalítico-trondhjemiticos y granodiorítico-graníticos de la Formación Cachi, así como los gneises- migmatitas y filitas-esquistos moteados del Complejo La Paya. Las edades de los intrusivos y las metamorfitas asociadas están comprendidas entre 488 y 453 Ma (Cámbrico Superior - Ordovícico Superior), las cuales fueron determinadas por U-Pb en circones y monacitas. Por otra parte, se utiliza en la interpretación genética de los intrusivos las relaciones <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr cuyos valores van de 0,70330 a 0,70394, en tanto que las rocas de la Formación Puncoviscana registran relaciones entre 0,71275 y 0,71327. Las rocas ígneas están constituidas esencialmente por feldespatos y cuarzo con biotita y piroxenos. La amplia variación en la composición de las plagioclasas de labradorita a albita, evidencia el rápido ascenso y enfriamiento de los plutones, así como la supervivencia de los piroxenos. Las tonalitas-trondhjemitas son bajas en potasio y con relaciones  $K_2O/Na_2O < 1$ ; en tanto que las granodioritas-granitos son altas en potasio, con relaciones  $K_2O/Na_2O > 1$ . La distribución de los datos químicos proyectados en diferentes diagramas, descarta un origen común de las asociaciones, que no se podrían haber formado por fenómenos de cristalización fraccionada, sino que apoya la hipótesis de protolitos sedimentarios diferentes con partici-

<sup>1</sup>) Department für Geo- und Umweltwissenschaften, Luisenstrasse 37, D-80333, Munich, Germany.

<sup>2</sup>) INSUGEO, CONICET-UNT. insugeohm@tucbbs.com.ar. Miguel Lillo 205, 4000 S.M. de Tucumán, Argentina.

pación subordinada de material mantélico, como podrían ser los basaltos sub-alcalinos de Río Blanco, con una edad algo mayor. A este tipo de rocas los consideramos como posibles precursores de este magmatismo y junto con las trondhjemitas Tres Tetas representarían los magmas más primitivos de esta suite magmática. Esta asociación de tonalitas-trondhjemitas y granodioritas-granitos, es única en el Ciclo Famatiniano y respondería a una tectónica transtensiva, con escasa o nula convergencia y relacionada a un borde continental activo durante el desarrollo de un arco de islas continental.

**Key words:** Tonalites-trondhjemites and granodiorites-granites. Cachi Formation. La Paya Complex. Pampean/Famatinian Cycles.

**Palabras clave:** Tonalitas-trondhjemitas y granodioritas-granitos. Formación Cachi. Complejo La Paya. Ciclos Pampeano/Famatiniano.

## Ubicación, introducción y objetivos

La región estudiada, cubre los faldeos orientales de las sierras de Palermo, Cachi y extremo norte de Molinos, en el ámbito de la Cordillera Oriental, hasta el valle Calchaquí, ubicándose al oeste de la RN 40 que constituye su límite oriental. El sector está comprendido entre, un poco al N de la localidad de La Poma hasta la zona de La Angostura, a lo largo de aproximadamente 100 km en dirección N-S, entre las latitudes 24°40' a 25°30'S (Figura 1). Los afloramientos están constituidos esencialmente por basamento metamórfico representado por las meta-sedimentitas de la Formación Puncoviscana que se ha depositado en el lapso Ediacarano-Terreneuviano. El mismo, fue intruido por los plutones Ordovícicos de la Formación Cachi, los cuales se relacionan genética y temporalmente con las metamorfitas del Complejo La Paya.

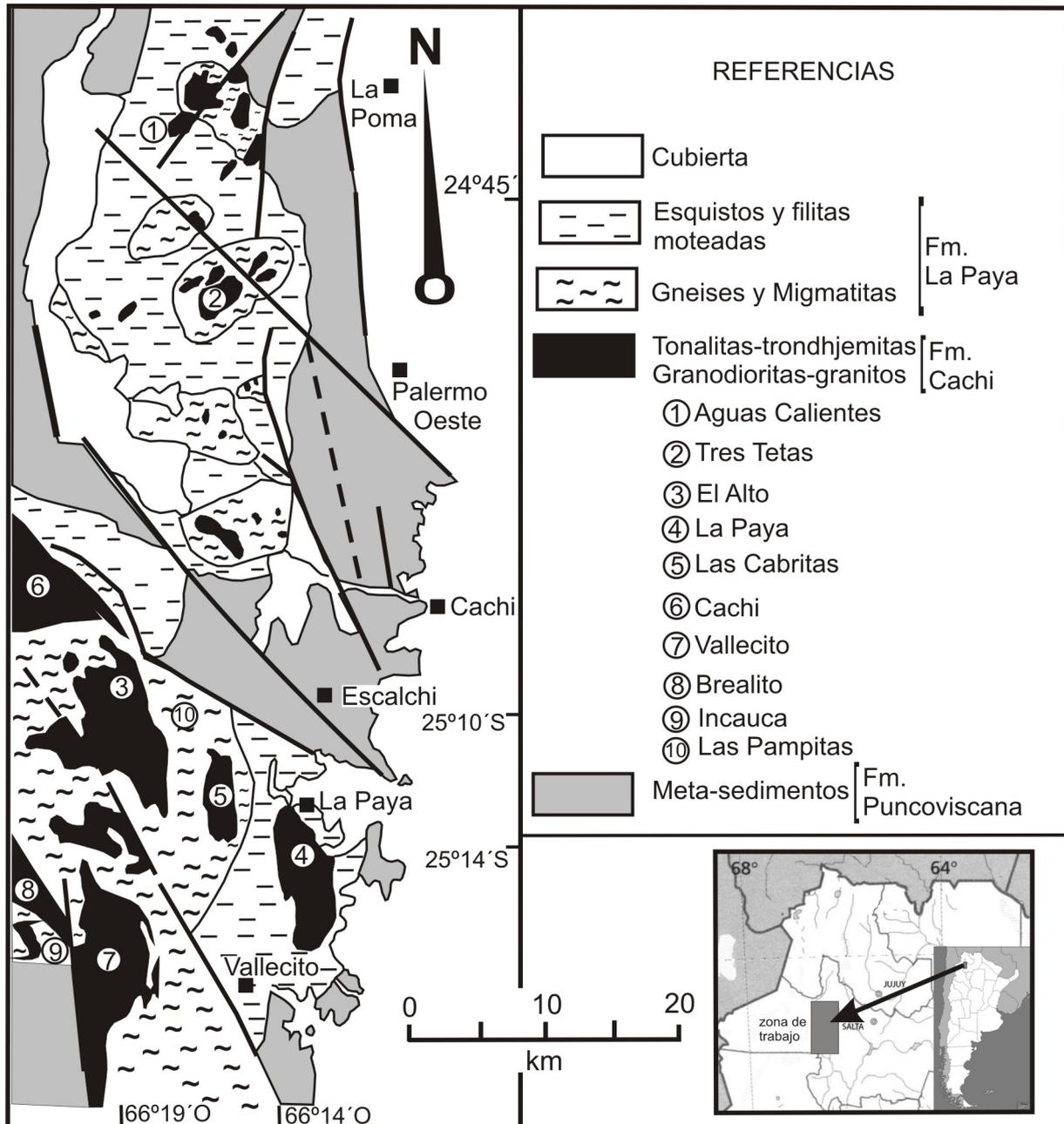
La investigación que se lleva a cabo cubre aspectos petrográficos, geoquímicos y geocronológicos, utilizando determinaciones mineralógicas mediante microscopía tradicional y microsonda, así como análisis químicos de elementos mayores, menores, trazas y tierras raras.

Las edades fueron determinadas mediante isotopía U-Pb convencional sobre circones y monacitas, con el apoyo de isótopos de estroncio e isócronas Rb-Sr, que permiten ajustar la edad de las rocas intrusivas y de su entorno metamórfico. Los estudios incluyen también datos geológicos regionales y estructurales,

que permiten correlacionar temporalmente a los diferentes grupos litológicos para tratar de reconstruir la evolución del basamento ígneo-metamórfico de los Andes Centrales en el noroeste argentino; así como la interpretación de la asociación única en el desarrollo del Ciclo Famatiniano, de trondhjemitas-tonalitas con granodioritas-granitos.

## Entorno geológico y antecedentes

Las sierras de Palermo, Cachi y Molinos han sido largamente estudiadas en sus aspectos estratigráficos y cuya unidad más antigua es el basamento metamórfico representado por la Formación Puncoviscana. El nombre fue acuñado por Turner (1960) en la sierra de Santa Victoria y posteriormente es utilizado también para todo el basamento meta-sedimentario de la Cordillera Oriental (Turner, 1972). El término Formación La Paya fue acuñado por Aceñolaza y Toselli (1976) y posteriormente designado como Complejo La Paya (Toselli y Rossi de Toselli, 1990a-b) para el conjunto litológico formado por esquistos moteados, gneises y migmatitas, productos de mayor metamorfismo, que transformó a los meta-sedimentos de la Formación Puncoviscana. Finalmente a los intrusivos plutónicos que intruyen en las metamorfitas, se agrupan con el nombre de Formación Cachi. Arealmente, el Complejo La Paya constituye el 54% de los afloramientos, la Formación Puncoviscana el 34% y los intrusivos de la Formación Cachi con sólo el 12% de la superficie.



**Figura 1.** Mapa geológico de las sierras de Palermo, Cachi y Molinos, Cordillera Oriental NO-argentina con las localidades de estudio de rocas ígneas y metamórficas. 1- Aguas Calientes. 2- Tres Tetos. 3- El Alto. 4- La Paya. 5- Las Cabritas. 6- Cachi. 7- Vallecito. 8- El Brealito. 9- Incauca. 10- Las Pampitas. No se han incluido los intrusivos de Finca Colomé, La Angostura y Pumayaco, situados más al sur. / **Figure 1.** Simplified geological map of Palermo, Cachi and Molinos ranges with location of igneous and metamorphic rocks. 1- Aguas Calientes. 2- Tres Tetos. 3- El Alto. 4- La Paya. 5- Las Cabritas. 6- Cachi. 7- Vallecito. 8- El Brealito. 9- Incauca. 10- Las Pampitas. Finca Colomé, La Angostura and Pumayaco intrusives are not included.

Entre los autores que trabajaron intensamente en esta región deben mencionarse: Salfity *et al.* (1975); Moya y Salfity (1982); Turner y Mon (1979); Ježek (1990); Mon y Hongn (1988, 1996); Méndez *et al.* (2006); Mon *et al.* (2017) etc. Mientras que los aspectos

geocronológicos fueron desarrollados entre otros por: Borrello (1969, 1971); Halpern y Latorre (1973); Aceñolaza y Toselli (1981); Coira *et al.* (1982); Galliski (1983); Hongn y Seggiaro (2001); Sola *et al.* (2006); Hauser (2011).

## Ciclo Pampeano - Formación Puncoviscana

Las rocas sedimentarias silico-clásticas constituidas por pelitas y psamitas con baja madurez constituyen la Formación Puncoviscana. Las mismas se habrían originado en respuesta a un transporte sedimentario relativamente breve sin procesos mayores de reciclaje, que no permitió la maduración del material, ni alteración avanzada, que se refleja en los clastos de feldspatos frescos o con débil alteración. Las rocas de esta formación son de grano medio a fino y están pobremente seleccionadas, con altos contenidos de matriz, que hacen difícil realizar la cuantificación de los minerales, por lo que su caracterización se realiza esencialmente utilizando diagramas geoquímicos y técnicas de rayos-X.

El contenido de trazas fósiles corresponde a asociaciones de *Nereites*, que son coherentes con las edades ediacaranas obtenidas a partir de los circones detríticos y en concordancia con el paleo-ambiente sedimentario, el cual es más antiguo que los niveles que contienen *Oldhamia* que es típica para el Terreneuviano, pero que no ha sido encontrada en estas sierras.

Las secuencias de la Formación Puncoviscana, han sido modificadas por fenómenos térmico-deformativos de diferentes intensidades, que no permiten establecer con seguridad los espesores reales y relaciones de las secuencias meta-sedimentarias, aunque la temperatura alcanzada, siempre ha sido baja, correspondiente a la Facies Sub-esquistos Verdes y sólo excepcionalmente alcanza a la Facies Esquistos Verdes.

Las rocas de esta formación, presentan rasgos geoquímicos derivados de rocas sedimentarias cuarzosas e ígneas ácidas, que pertenecen a la corteza continental superior, las cuales conservan muchos de sus caracteres originales (Toselli y Rossi de Toselli, 1990a). Suelen presentar delgados niveles tobáceos intercalados en las secuencias, como los descritos por Omarini y Alonso (1987) al NE de Cachi y por Esyola *et al.* (2011) en la Sierra de Santa Victoria. Asimismo, son importantes los contenidos

en circones detríticos como los estudiados por Lork *et al.* (1990, 1991) con edades U-Pb de 583 y 527 Ma, en la sierra de Cachi.

## Ciclo Famatiniano

### Complejo La Paya

En los afloramientos del Complejo La Paya se distinguen dos grupos litológicos diferentes. Uno, típico del metamorfismo de contacto, constituido por filitas moteadas, esquistos moteados y esquistos nodulares; mientras que el segundo grupo está constituido por gneises y migmatitas, que se habrían formado en respuesta al ascenso de domos térmicos asociados con los plutones y relacionados con la fuerte deformación.

Los esquistos moteados y nodulares, son de colores grises a verdosas, con brillo satinado, conservan aún cierta estratificación original y es común el desarrollo de venas cuarzosas que ha menudo desarrollan pliegues ptigmáticos. Estos en general se restringen a las inmediaciones de los contactos con los intrusivos y están representados por esquistos oscuros, cuarzo-micáceos con motas y nódulos de clorita, biotita y cordierita, con desarrollo de esquistosidad bien definida. Las filitas moteadas corresponden a la Facies Esquistos Verdes, que son el resultado del efecto térmico de los intrusivos, constituyendo zonas de transición a la Formación Puncoviscana. Adams *et al.* (1990) obtuvo edades K-Ar sobre roca total, de 451 - 472 Ma, en la zona de Rancagua, para el metamorfismo de "Muy Bajo Grado o Facies Sub-esquistos Verdes", que se relaciona con las intrusiones de la misma edad.

Los gneises y migmatitas, de granulometría mediana, se desarrollan regionalmente en las inmediaciones o envolviendo a las áreas de contacto de los intrusivos y corresponden a la Facies Anfibolitas. Se caracterizan por sus colores claros y composición cuarzo-feldespática. Poseen desarrollo marcado de bandeado composicional, conteniendo con frecuencia nódulos de cordierita junto a la biotita dominante y moscovita.

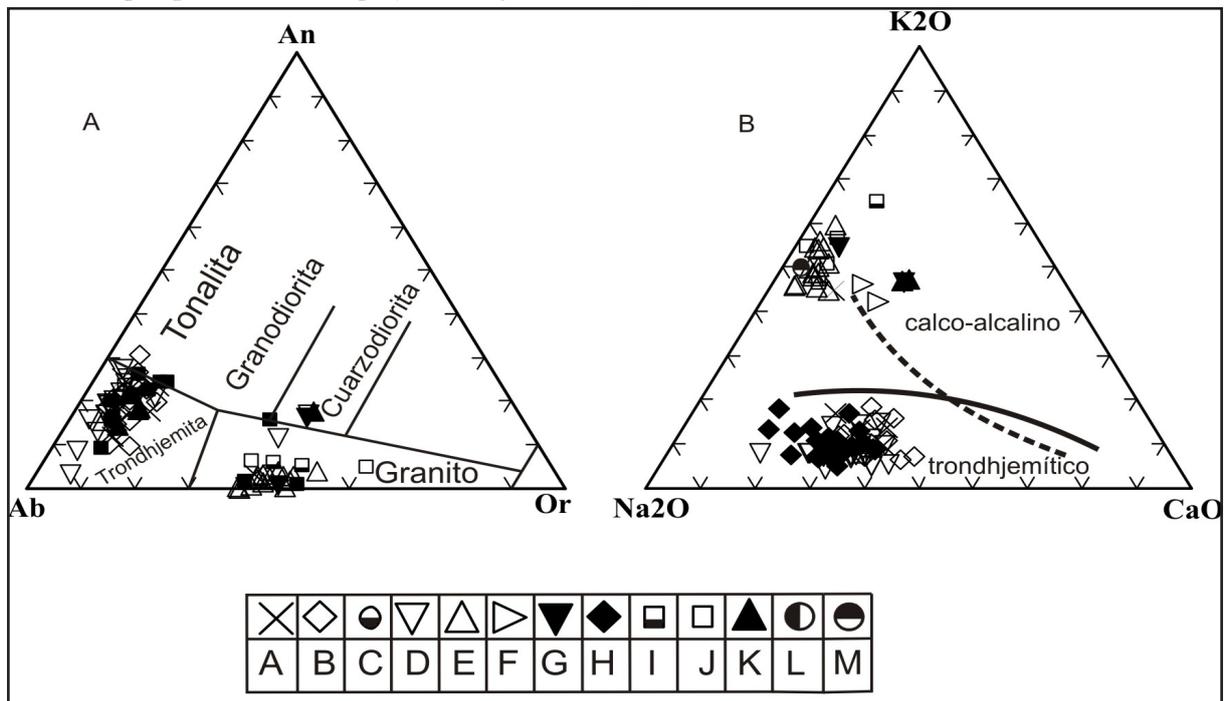
## Formación Cachi

Este nombre formacional fue propuesto por Turner (1960, 1961) para caracterizar a los intrusivos de los Nevados de Palermo y de Cachi, a los que asignó edad precámbrica, aunque con posterioridad diversos autores demostraron que pertenecen al Ordovícico.

Asimismo, la naturaleza y edad de las trondhjemitas de estas sierras, fueron investigadas por Galliski (1981); Galliski y Miller (1989); Galliski *et al.* (1990); Lork *et al.* (1989); Schön y Miller (1989); Schön (1991); Lork y Bahlburg (1993); Toselli y Rossi (1990); Mon *et al.* (2017) y Méndez *et al.* (2006). Por su parte, el cortejo de pegmatitas y su mineralización, que fueron estudiadas por Galliski (1981) y Blasco y Zappettini (1995) se inyectan en las metamorfitas de bajo grado y genéticamente se asocian con el mismo evento tectónico-metamórfico que generó al Complejo La Paya.

La Formación Cachi, está constituida por dos grupos ígneos sincrónicos estrechamente relacionados, uno representado por T-T (trondhjemitas-tonalitas), y otro por G-G (granitos-granodioritas y localmente pegmatitas), que definen suites magmáticas bi-modales, que están claramente representadas en el diagrama de Arth *et al.* (1978) (Figura 2A), que se complementa con el diagrama de Barker y Arth (1976), los cuales separan a las dos tendencias evolutivas, una la que corresponde a las T-T, que es diferente de la tendencia calco-alcalina de las G-G (Figura 2B).

Las dos asociaciones presentan diferencias significativas en su composición modal, que reflejan sus contrastes químicos y diferente participación de fluidos. A pesar de lo cual, ambos grupos muestran tendencias evolutivas ácidas leucocráticas análogas, con colores grises a blanquecinos, que evidencian que su origen habría estado relacionado con anomalías en el manto y fusión parcial cortical diferencial, que habrían controlado la



**Figura 2. A:** Diagrama normativo, Albite-anortita-ortosa (Ab-An-Or) de Barker y Arth (1976), que separa los campos de granitos, trondhjemitas, tonalitas, granodioritas y cuarzo-monzonitas. **B:** Diagrama “CaO-Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O”, mostrando dos tendencias evolutivas de las suites magmáticas: calco-alcalina (línea de puntos) y trondhjemitica-tonalítica (línea continua). Cuadro con referencias: **A:** T-T El Hueco. **B:** T-T El Alto. **C:** Basalto Río Blanco. **D:** T-T Vallecito. **E:** G-G La Paya. **F:** G-G La Angostura. **G:** G-G Colomé. **H:** T-T- Tres Tetras. **I:** G-G Incauca. **J:** T-T- Cachi. **K:** G-G El Brealito. **L:** G-G Las Cabritas. **M:** G-G Pumayaca. (T-T: tonalita-trondhjemita; G-G: granodiorita-granito). / **Figure 2. A:** Albite-anorthite-orthose (Ab-An-Or) normative diagram, after Barker and Arth (1976), with discrimination fields of: granite, trondhjemite, tonalite, granodiorite and quartz-monzonite. **B:** Diagram “CaO-Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O”, showing two evolutionary trends of magmatic suites: calc-alkaline (dotted line) and trondhjemitic-tonalitic (solid line). Square with references: **A:** T-T El Hueco. **B:** T-T El Alto. **C:** Basalto Río Blanco. **D:** T-T Vallecito. **E:** G-G La Paya. **F:** G-G La Angostura. **G:** G-G Colomé. **H:** T-T- Tres Tetras. **I:** G-G Incauca. **J:** T-T- Cachi. **K:** G-G El Brealito. **L:** G-G Las Cabritas. **M:** G-G Pumayaca. (T-T: tonalite-trondhjemite; G-G: granodiorite-granite).

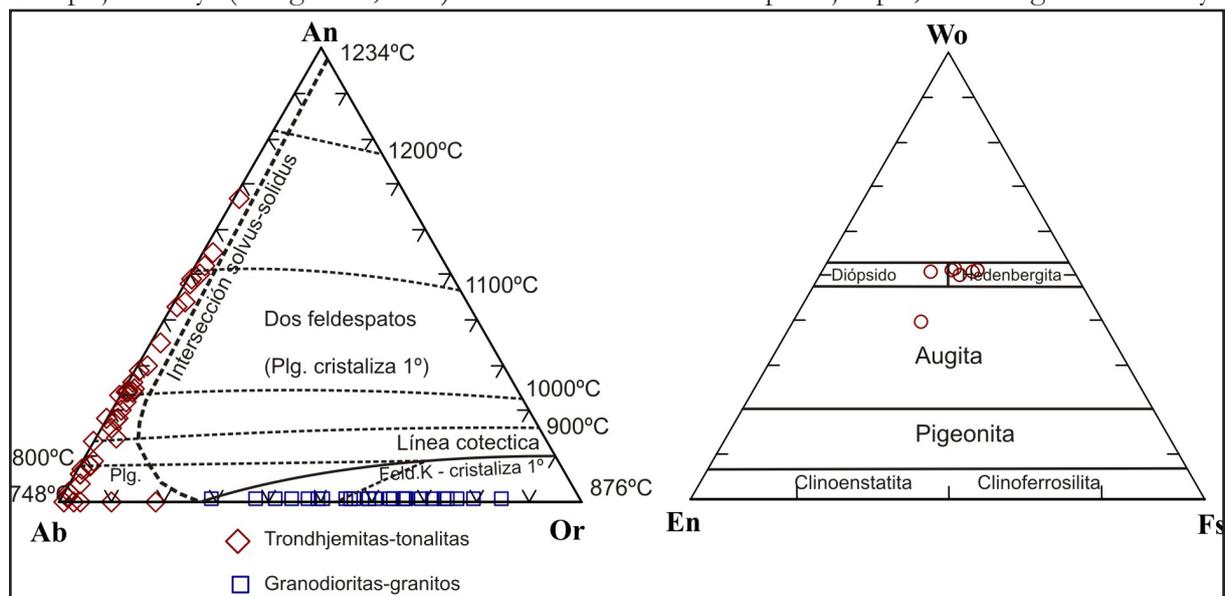
formación de estas rocas calco-alcalinas con diferentes relaciones sodio-potasio, en ambientes geotectónicos cambiantes de arco volcánico a margen continental activo, con caracteres distensivos o transtensivos.

Las formas en planta que desarrollan los intrusivos, sus tamaños y relaciones con las rocas de caja, permite asignarlos a distintos tiempos de intrusividad controlados por el ambiente geotectónico epizonal en el cual se han emplazado y cuyos caracteres son pre-, sin- y tardío-cinemáticos (Schön, 1991) que se relacionan genéticamente con los gneises y migmatitas que los envuelven.

Los intrusivos en general, muestran importantes similitudes petrográficas, son leucocráticos, constituidos esencialmente por plagioclasa y cuarzo, que definen las composiciones T-T, que gradan a rocas con contenidos mayores en feldespato alcalino, que definen a las G-G. La textura dominante es holocristalina, hipidiomórfica, con granulometría mediana. Variedades porfídicas ocurren localizadas en zonas de borde de los intrusivos, las cuales suelen desarrollar localmente foliación tectónica definida por la orientación preferencial de láminas de biotita y fenocristales de feldespatos. Ocasionalmente, donde la foliación y la lineación están bien definidas, se orientan paralelamente con la estructura del Complejo La Paya (Hongn *et al.*, 2001).

Las variaciones composicionales de las plagioclasas fueron estudiadas mediante microsonda por Schön (1991), reconociendo desde plagioclasas zonadas relícticas tempranas de An57-36, que muestran fuerte alteración, especialmente en zoicita. Otro grupo de plagioclasas son xeno-mórficas intersticiales de origen tardío con composición <An9 y están presentes en granitos y granodioritas. Las plagioclasas zonadas con alteración fuerte tienen composiciones de An50-11 y las que tienen alteración débil la composición varía de An48-10. Otro grupo de plagioclasas son hipidiomórficas y se desarrollan en las trondhjemitas porfídicas con composición de An26-18 (Figura 3A). Accesorios comunes lo constituyen biotita, moscovita, epidota y cordierita parcialmente pinitizada, además se encuentra apatita, allanita, circón y monacita. Schön (1991) identifica en algunas trondhjemitas, mediante microsonda la presencia de los clino-piroxenos (diópsido-hedenbergita y augita) (Figura 3B).

Un ejemplo especial es la trondhjemita Incauca, que es un intrusivo sin-cinemático originado, emplazado y deformado en un ambiente dinámico (Figura 4- foto satelital), cuya forma estuvo controlada por esfuerzos dextrales no co-axiales. Su edad Rb-Sr sobre roca total es de 479+/-1 Ma (Lork, inédito) y sus caracteres geoquímicos son diferentes por ejemplo, al álcali-granito La Paya



**Figura 3. A:** Diagrama experimental de los feldespatos de Yoder *et al.* (1957) para 5 kbar de  $\text{PH}_2\text{O}$ , con los campos de plagioclasas y feldespatos alcalinos. **B:** Diagrama de piroxenos "Wo-En-Fs" (wollastonita-enstatita-ferrosilita), que delimita los campos del diópsido, hedenbergita y augita (Morimoto, 1988). / **Figure 3. A:** Experimental feldspars diagram after Yoder *et al.* (1957) for 5 kbar  $\text{PH}_2\text{O}$ . B: Pyroxene diagram "Wo-En-Fs" (wollastonite-enstatite-ferrosilite), showing the diopside, hedenbergite and augite fields (Morimoto, 1988).



**Figura 4.** Imagen satelital de la trondhjemitita sin-cinematía Incauca, mostrando deformación dextral no-coaxial, desarrollado en migmatitas y gneises del Complejo La Paya (tomada de Google Earth). / **Figure 4.** *Syn-kinematic Incauca granite satellite image, showing non-coaxial dextral deformation, developed in the migmatite - gneisses of La Paya Complex (from Google Earth).*

cuya edad U-Pb en monacita es de 468 Ma. Ambos intrusivos, se diferencian de las T-T y G-G cálcicas, calco-alcalinas y alcalino-cálcicas, utilizando las relaciones  $P_2O_5$  vs. Zr, propuesta originalmente por Winchester y Floyd (1975) para las rocas volcánicas (Figura 5 A).

Otro intrusivo sin-tectónico es el leuco-granito Pumayaco, que se encuentra en el extremo norte de la Sierra de Molinos y fue descrito por Sola *et al.* (2006), con desarrollo lenticular concordante dentro de las migmatitas del Complejo La Paya. El mismo, se ubica en las proximidades del Granito post-tectónico de La Angostura descrito por Cisterna (1986). Dichos autores determinan mediante diagramas concordia en circones la edad de  $466,5 \pm 3$  Ma, que también corresponde a la metaxita de la cual forma parte. Los resultados son coherentes con los obtenidos por Lork *et al.* (1989) en el granito post-tectónico La Angostura, mediante circones

con  $453 \pm 25 \pm 27$  Ma y en monacitas con  $462 \pm 1$  Ma.

Caracteres sin-tectónicos similares evidencian la trondhjemitita Tres Tetos (Galliski y Miller, 1989) y el basalto Río Blanco (Hauser, 2011) que además muestran en el diagrama Rb/Zr vs. Y, caracteres geoquímicos evolutivos primitivos (Figura 5B), diferentes a los intrusivos más maduros, que corresponderían a arcos de islas continentales.

### Caracteres geoquímicos generales

Los intrusivos T-T, y G-G que se consideran en este trabajo, se asocian areal y temporalmente y sus composiciones químicas se expresan en las Tablas 1 y 2. A los plutones T-T los relacionamos genéticamente con basaltos similares a los del complejo intrusivo-efusivo, del Valle de Río Blanco, ubicados en las inmediaciones de la Finca

Colomé (Hauser, 2011), a los cuales los consideramos como posibles predecesores, y fueron datados mediante circones en  $496 \pm 3$  Ma, asimismo presentan relaciones iniciales  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,70997 y sus caracteres geoquímicos son sub-alcinos. Por su parte los intrusivos G-G se habrían formado por anatéxis cortical de material meta-sedimentario, sin aporte mantélico.

Los promedios composicionales de ambos grupos de intrusivos son los siguientes:

En el grupo G-G la  $\text{SiO}_2$  varía entre 69,12 y 78,98%, con un promedio obtenido en 58 muestras, es de 73,66 %. En el diagrama de Maniar y Piccoli (1989), las rocas muestran relaciones moleculares ANK ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) que varían entre 1,0 y 2,0 versus ACNK ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) que varían entre 0,69 y 1,57, con un promedio de 1,01 y se proyectan en los campos meta-aluminoso, per-aluminoso y per-alcino (Figura 5C). El grupo es alto en potasio, con relaciones  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  entre 1,63 y 1,34, con un promedio de 1,24; mientras que la suma de  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  cubre el rango entre 4,13 y 8,23 %, con un promedio de 6,01%. El contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  varía entre 0,70 y 3,03%, con un promedio de 1,21. El MgO varía entre 0,12 y 1,44%, con un promedio de 0,47 mientras que el  $\text{TiO}_2$  lo hace entre 0,03 y 0,38%, con un promedio de 0,15 y el  $\text{P}_2\text{O}_5$  entre el 0,02 y 0,60%, con un promedio de 0,08%. Los contenidos de  $\text{H}_2\text{O}$  son variables entre 0,06 y 0,95 %, con un promedio de 0,51%. La abundancia del Sr varía entre 89 y 826 ppm, con un promedio de 567 ppm, el Ba lo hace entre 0 y 1733 ppm, con un promedio de 784 ppm; el Zr entre 20 y 199 ppm, con un promedio de 132 ppm; mientras que el Y varía entre 13 y 217 ppm, con un promedio de 77 ppm. El Rb varía entre 23,7 y 162 ppm, con un promedio de 55 ppm; el Ga varía entre 2 y 22 ppm, con un promedio de 13,7 ppm; el Zn entre 49 y 280 ppm, con un promedio de 180,3 ppm; el Pb entre 6 y 58 ppm, con un promedio de 34 ppm; el V entre 11 y 1342 ppm, con un promedio de 234 ppm y el Co entre 2 y 85 ppm, con promedio de 20 ppm.

En el grupo T-T la  $\text{SiO}_2$  varía entre 70,85 y 76,67%, con un promedio obtenido en 28 muestras de 74,30 %. En el diagrama de Maniar y Piccoli (1989), las rocas muestran relaciones moleculares ACNK ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) que varían entre 0,87 y 1,35, con un promedio

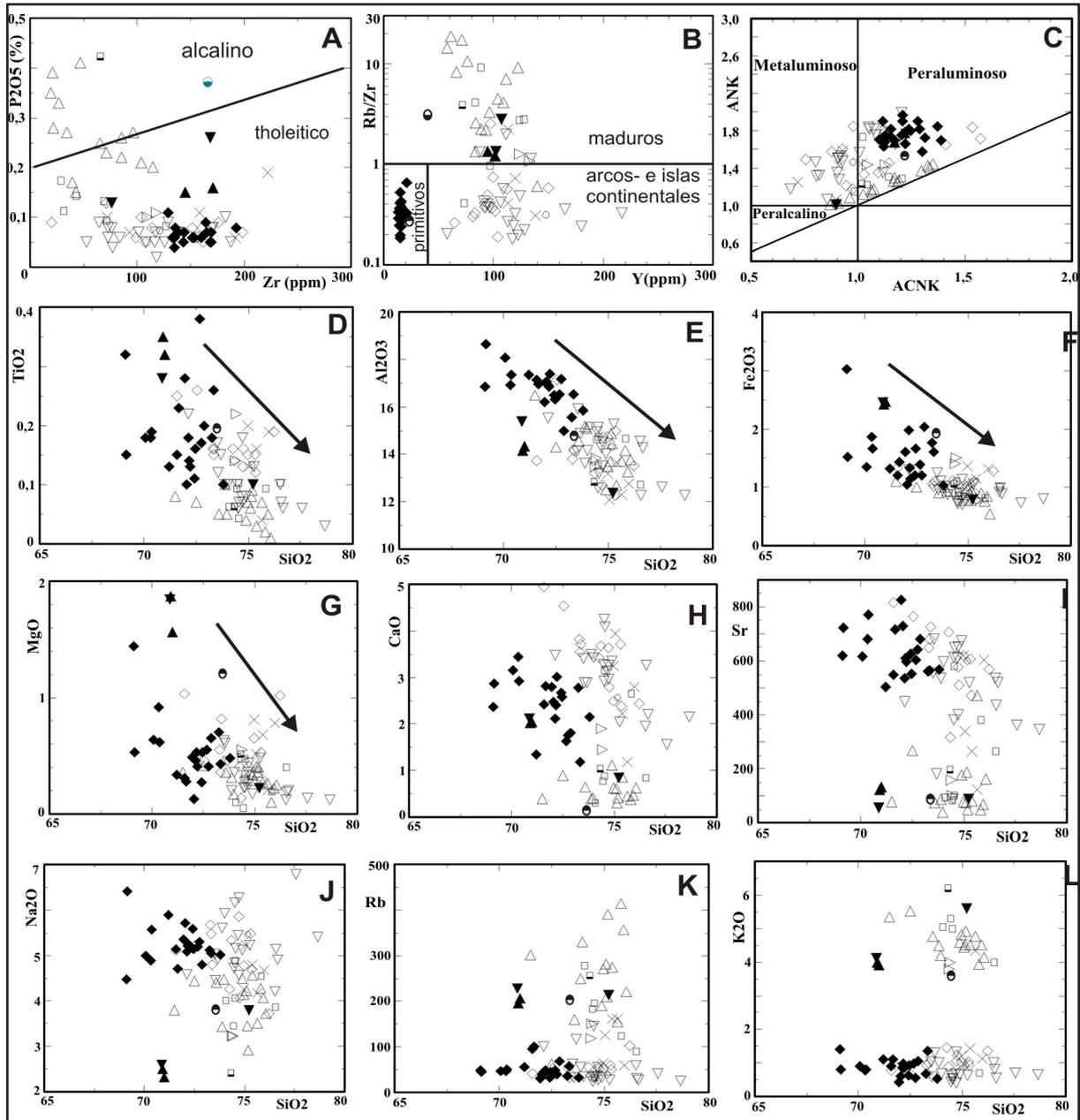
de 1,11 y se proyectan en los campos meta-aluminoso y per-aluminoso (Figura 5C). El grupo es bajo en potasio, con relaciones  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  entre 0,11 y 0,21, con un promedio de 0,17; mientras que la suma de  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  cubre el rango entre 6,1 y 10,71 %, con un promedio de 8,26%. El contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  varía entre 0,55 y 2,46%, con un promedio de 1,11. El MgO varía entre 0,04 y 1,87%, con un promedio de 0,50 mientras que el  $\text{TiO}_2$  lo hace entre 0,01 y 0,35%, con un promedio de 0,10 y el  $\text{P}_2\text{O}_5$  entre el 0,10 y 1,23%, con un promedio de 0,23%. Los contenidos de  $\text{H}_2\text{O}$  son variables entre 0,20 y 1,23 %, con un promedio de 0,81%. La abundancia del Sr varía entre 38 y 472 ppm, con un promedio de 126 ppm, el Ba lo hace entre 150,2 y 1132 ppm, con un promedio de 782 ppm; el Zr entre 19 y 686 ppm, con un promedio de 101 ppm; mientras que el Y varía entre 22 y 140 ppm, con un promedio de 95 ppm. El Rb varía entre 63 y 413 ppm, con un promedio de 226 ppm; el Ga varía entre 2 y 17 ppm, con un promedio de 11 ppm; el Zn entre 39 y 217 ppm, con un promedio de 148 ppm; el Pb entre 2 y 41 ppm, con un promedio de 19 ppm; el V entre 2 y 1079 ppm, con un promedio de 195 ppm y el Co entre 2 y 181 ppm, con promedio de 44 ppm.

Los análisis químicos de los intrusivos que se proyectan en los diagramas ortogonales, muestran correlaciones negativas de la  $\text{SiO}_2$  con respecto al  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  que sería lo normal en la evolución por cristalización fraccionada de los magmas durante el enfriamiento (Figuras 5D, E, F), mientras que el MgO, muestra valores más altos en algunos granitoides, mientras que el resto de las rocas se distribuye en una nube (Figura 5G). Las interrelaciones de la  $\text{SiO}_2$  con CaO, Sr,  $\text{Na}_2\text{O}$ , Rb y  $\text{K}_2\text{O}$  (Figuras 5 H, I, J, K, L) tienen patrones similares y constituyen nubes de puntos sin tendencias evolutivas definidas, que pueden ser interpretados como resultados de fenómenos de cristalización magmática dinámica, durante el ascenso y rápido enfriamiento de los magmas, que dificulta el fraccionamiento mineral.

Asimismo, los diagramas  $\text{SiO}_2$  vs. Nb e Y (Figuras 6A, B) separan dos agrupaciones, una

con bajos contenidos en dichos componentes que corresponde a las T-T y otra alta en tales componentes en las G-G. Los bajos valores de Y (<40 ppm) se asimilan a rocas primitivas e

incluye a las trondhjemitas de Tres Tetras y al basalto Río Blanco, como se observa en el diagrama Rb/Zr vs. Y, que confirma la separación entre las rocas de dichos intrusivos con el resto



**Figura 5.** Diagramas con tendencias evolutivas de los magmas. **A:** Diagrama  $P_2O_5$  vs. Zr de Winchester y Floyd (1975) caracteriza a los intrusivos como tholeíticos. **B:** Diagrama Rb/Zr vs. Y muestra diferentes caracteres geoquímicos evolutivos primitivos, arco de islas, continentales e intrusivos más maduros. **C:** Diagrama molecular de Shand (ANK vs. ACNK) que proyecta las rocas en los campos per-aluminoso, meta-aluminoso y per-alkalino. **D, E, F, G:** Muestran tendencias evolutivas magmáticas negativas para el  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  y  $Fe_2O_3$  y MgO (las flechas indican las tendencias de la cristalización). **H, I:** CaO, Sr, Na<sub>2</sub>O y Rb con relación a la  $SiO_2$ , desarrollan nubes sin ningún patrón evolutivo claro. **L:**  $K_2O$  versus la  $SiO_2$  separa dos grupos, uno bajo en  $K_2O$  que corresponde a las T-T y otro alto que agrupa a las G-G. / **Figure 5.** Orthogonal diagrams show the behavior of the magmas. **A:**  $P_2O_5$  vs. Zr after (Winchester and Floyd, 1975) characterize the intrusive as tholeiitic and this classification was originally proposed for volcanic rocks. **B:** Diagram Rb/Zr vs. Y, show different evolutionary geochemical characters from primitive, to the Island Continental Arc and more mature intrusives. **C:** Shand molecular diagram (ANK vs. ACNK) that plot the rocks in the per-aluminous, meta-aluminous and per-alkaline fields. **D, E, F, G:** Show that the magmatic evolutionary tendencies are negative for  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , and  $Fe_2O_3$  and MgO (the arrows indicate the trend of crystallization). **H, I:** Diagrams CaO, Sr, Na<sub>2</sub>O and Rb in relation to  $SiO_2$ , constitute clouds without any clear evolutionary pattern. **L:** Diagram  $K_2O$  versus  $SiO_2$  discriminate two groups, one low in  $K_2O$  that correspond to the T-T and another high that groups the G-G.

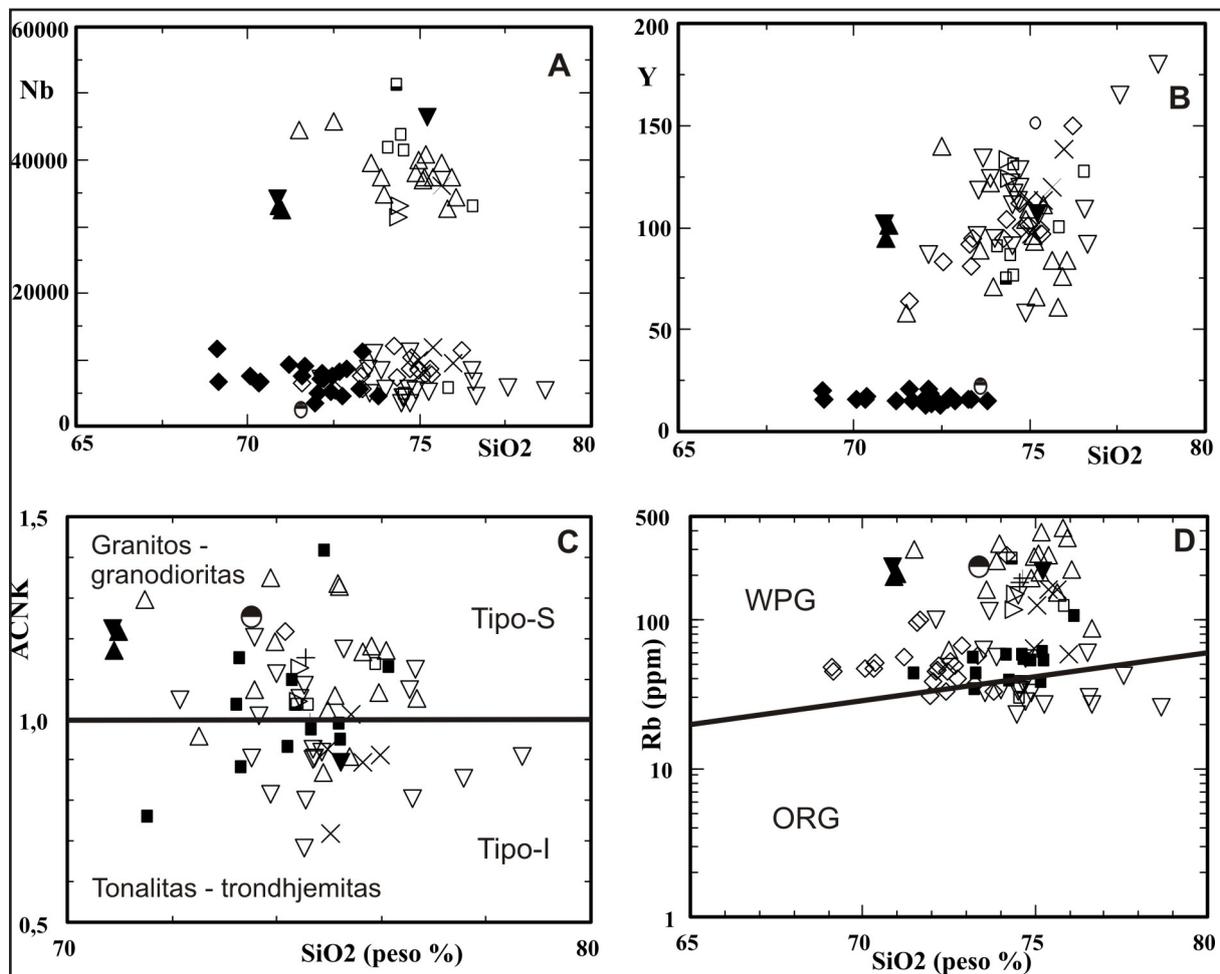
de los tipos litológicos. El diagrama ortogonal de Halliday y Stephens (1984) utiliza las relaciones moleculares de  $[Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)]$  (ACNK) versus  $SiO_2$  (Figura 6C) separando las G-G de tipo-S, de las T-T de tipo-I.

Asimismo, en el diagrama de Pearce *et al.* (1984) que usa las relaciones de Rb versus  $SiO_2$  (Figura 6D), permite establecer las tendencias evolutivas y composiciones diferentes de ambos grupos ígneos, que excluye a la cristalización fraccionada como origen de ambos grupos, en los cuales la mayoría de las rocas se proyectan en el campo WPG (granitos intraplaca) y sólo unas pocas en el campo ORG (granitos de dorsales oceánicas).

Las relaciones entre  $Na_2O$  vs.  $K_2O$  (peso%) en el diagrama de Smith (1982), separa claramente a las T-T,

altas en  $Na_2O$ , de las G-G que son altas en  $K_2O$  (Figura 7A), mientras que en el diagrama Zr vs.  $SiO_2$  se desarrolla una nube sin ninguna tendencia evolutiva (Figura 7B). En el diagrama de Frost *et al.* (2001) los intrusivos per-aluminosos muestran caracteres variables en respuesta a la variación de los contenidos de  $Na_2O+K_2O$ -CaO (índice MALI) vs.  $SiO_2$  (peso %), los datos analíticos se distribuyen en los campos: cálcico, calco-alcalino, alcalino-cálcico y algunas alcalino. Con mayor frecuencia en el campo cálcico y decreciendo progresivamente hacia el alcalino (Figura 7C). Esta sistematización es coherente con la propuesta por Brown *et al.* (1984).

En el diagrama triangular Rb – Ba – Sr (El Bou-seily y El Sokkary, 1975) se proyectan las composiciones de los intrusivos, en los campos correspondientes

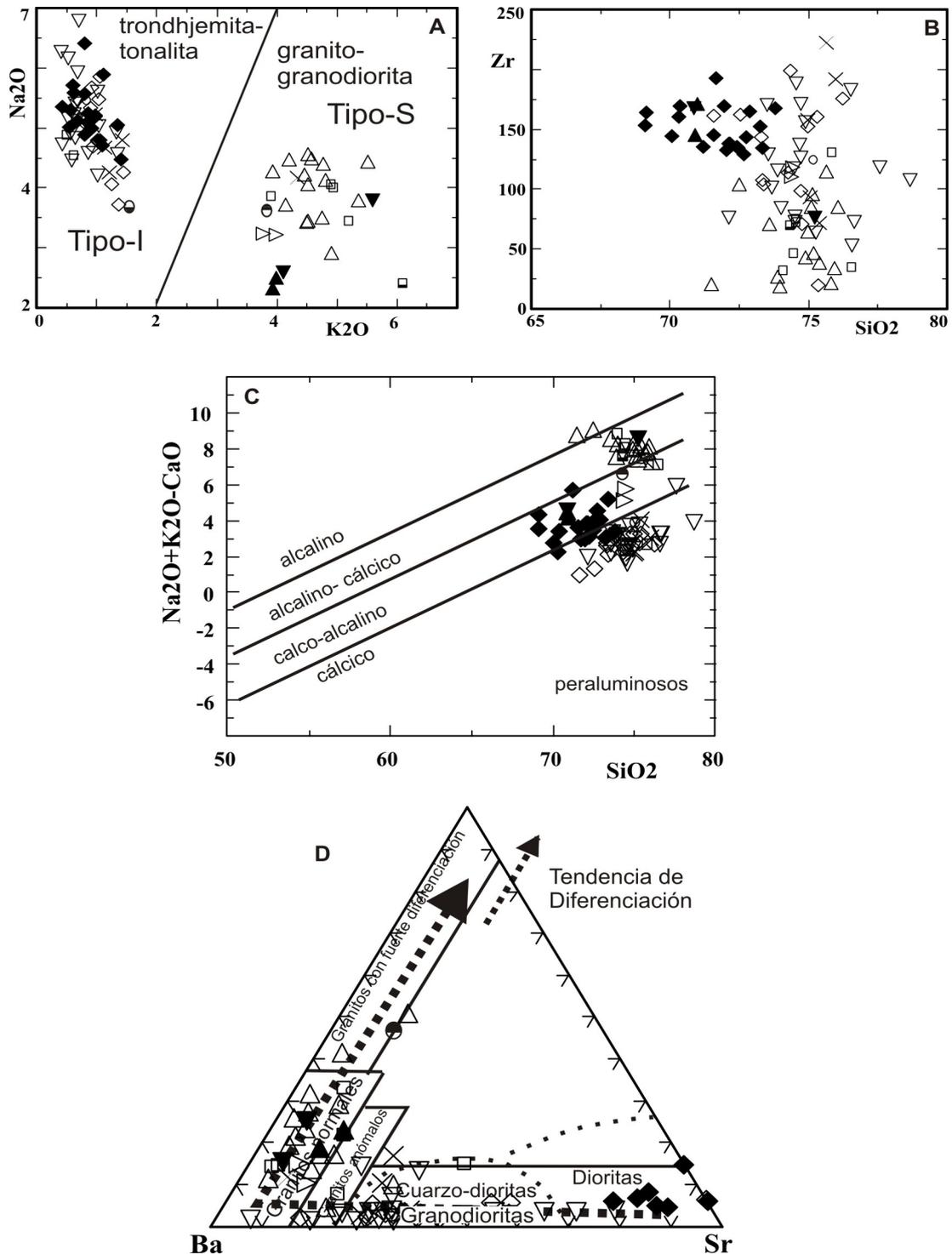


**Figura 6. A y B:** Diagramas Nb e Y versus la  $SiO_2$  discriminan dos grupos litológicos, uno bajo en estos componentes que corresponden a las T-T y otro alto que agrupa a las G-G. **C:** El diagrama ACNK versus  $SiO_2$  (Halliday y Stephens, 1984) separa a las granodioritas y granitos (de tipo-S) de las tonalitas y trondhjemitas (de tipo-I). **D:** El diagrama de Pearce *et al.* (1984) Rb vs.  $SiO_2$  separa a los granitos de intraplaca (WPG) de los granitos orogénicos (ORG). / **Figure 6. A y B:** Diagrams Nb and Y versus  $SiO_2$  discriminate two lithological groups, one low in these components that correspond to the T-T and another high that group the G-G. **C:** ACNK versus  $SiO_2$  plot (Halliday and Stephens, 1984) separates granodiorites and granites (S-type) from tonalites and trondhjemitas (type-I). **D:** Diagram of Pearce *et al.* (1984), Rb vs.  $SiO_2$  separate intra-plate granites (WPG) from orogenic granites (ORG).

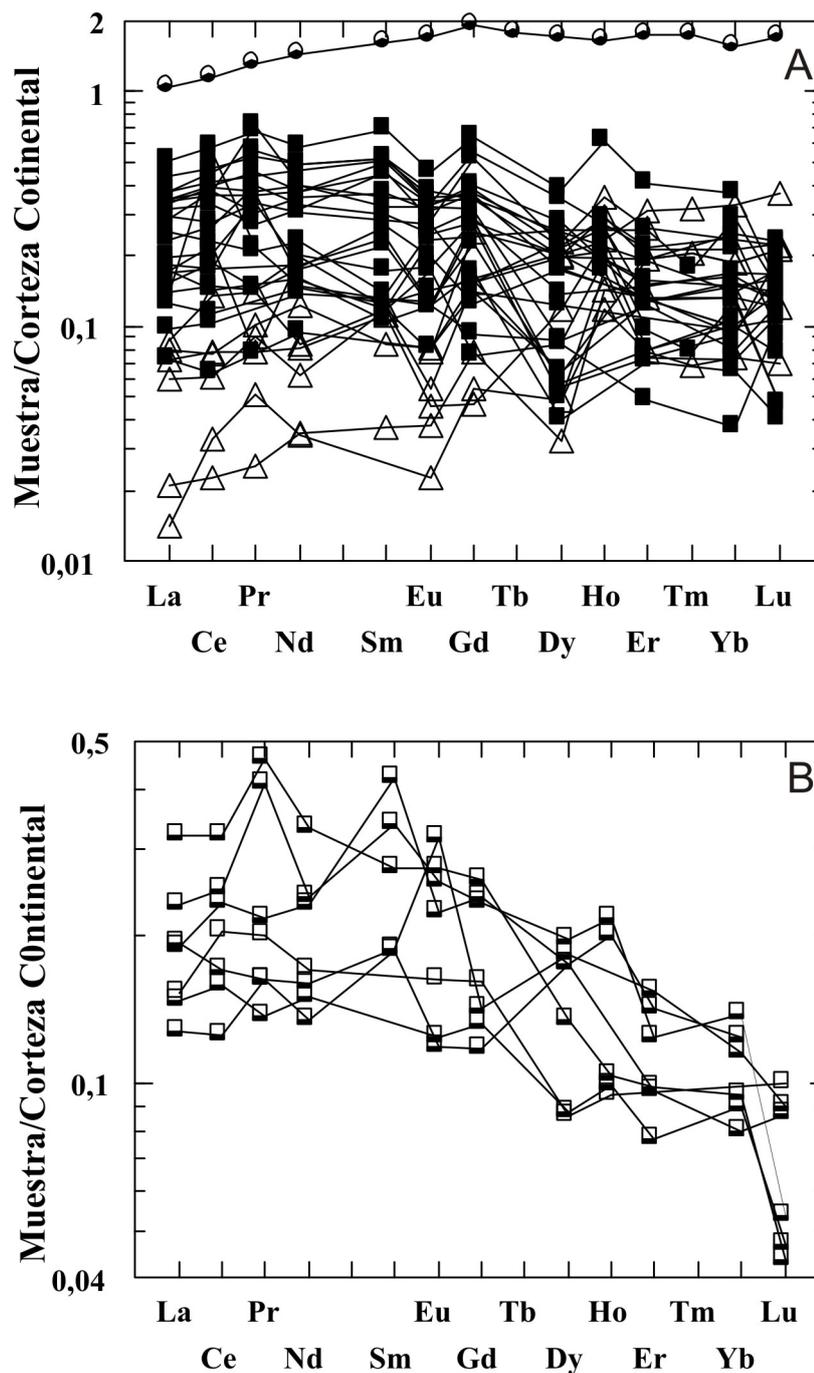
a las dioritas, granodioritas, cuarzo-dioritas y de los granitos normales y anómalos, siendo muy escasos los

granitos con fuerte diferenciación (Figura 7D).

La figura 8A presenta al diagrama de Tierras



**Figura 7. A:** Diagrama  $\text{Na}_2\text{O}$  vs.  $\text{K}_2\text{O}$  (peso %) de (Smith (1982), separa a las tonalitas-trondhjemitas de tipo-I, de las granodioritas-granitos de tipo-S. **B:** Diagrama  $\text{Zr}$  vs.  $\text{SiO}_2$  desarrolla una tendencia evolutiva con el aumento del contenido en  $\text{SiO}_2$ . **C:** Diagrama de Frost *et al.* (2001) utiliza el Índice MALI ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ ) vs.  $\text{SiO}_2$  (peso %), los datos analíticos se distribuyen en forma creciente en los campos: alcalino, alcalino-cálcico, calco-alcalino y cálcico. **D:** Diagrama “Rb-Ba-Sr” de El Bouseily y El Sokkary (1975), las rocas se proyectan en los campos de las dioritas, cuarzo-dioritas y granodioritas, así como en los campos de granitos normales y anómalos. / **Figure 7. A:** Diagram  $\text{Na}_2\text{O}$  vs.  $\text{K}_2\text{O}$  (weight%) of (Smith (1982), discriminate tonalite-trondhjemitite I-Type from granodiorite-granite S-type. **B:** Frost *et al.* (2001) diagram plot MALI index ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ ) vs.  $\text{SiO}_2$  (weight %). The samples of T-T and G-G rocks plot progressively in the alkaline, alkali-calcic, calc.alkalic and calcic fields. **C:** Diagram “Rb-Ba-Sr” after El Bouseily and El Sokkary (1975), which plot the rock compositions in the fields of diorites, quartz-diorites and granodiorites, as well in the fields of normal and anomalous granites.



**Figura 8.** Diagramas de Tierras Raras normalizadas a Corteza Continental (Rudnick y Gao, 2003). **A:** T-T (Trondhjemitas-tonalitas) de Vallecito, El Alto, Cachi, El Huevo y el basalto Río Blanco, con desarrollo de una distribución bastante plana. Mientras que al álcali-granito La Paya (triángulos) muestra un enriquecimiento progresivo de las tierras raras pesadas y débil anomalía negativa de Eu. **B:** Idem, granito pre-tectónico Incauca, mostrando empobrecimiento progresivo de las tierras raras pesadas, sin anomalía negativa de Eu. / **Figure 8.** Rare Earth Elements diagrams normalized to Continental Crust (Rudnick and Gao, 2003). **A:** Vallecito, El Alto, Cachi, and El Huevo Trondhjemite-tonalite and Rio Blanco basalt, with a fairly flat distribution. While the alkali-granite La Paya (triangles) show a progressive enrichment of Heavy Rare Earth elements and weak negative Eu anomaly. **B:** Idem, Incauca pre-tectonic granite, showing progressive impoverishment of heavy rare earth elements, without negative Eu anomaly.

Raras normalizadas a Corteza Continental de Rudnick y Gao (2003) que corresponde a las T-T de Vallecito, El Alto, Cachi y El Huevo, que presentan

muy débil o ausente anomalía negativa de  $Eu/Eu^*$  de 0,81, con un patrón general de suave pendiente desde las tierras raras livianas a las pesadas.

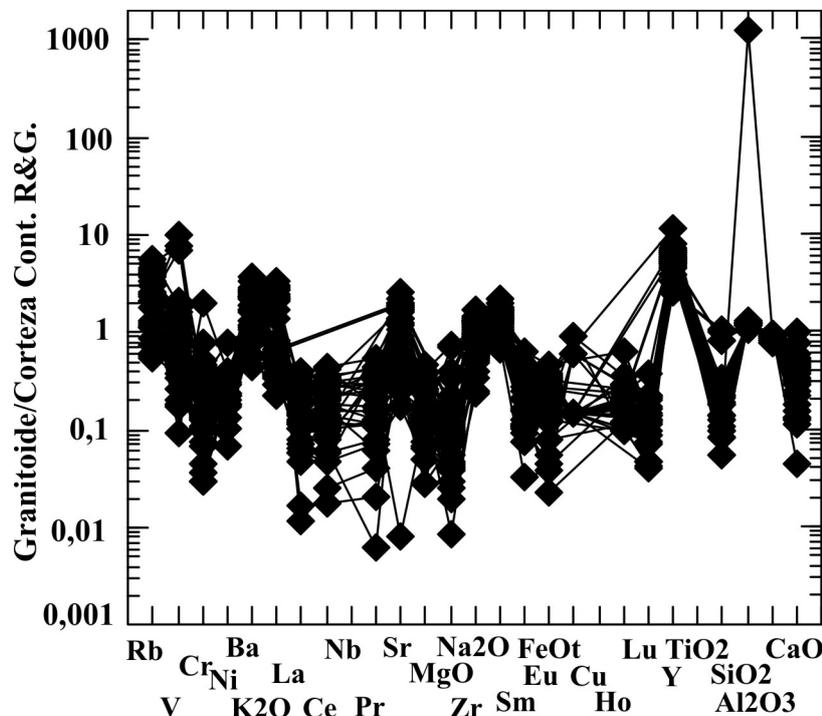
La suma de tierras raras de estos intrusivos, está entre 98 y 5 ppm, con anomalías de  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  de 2,0-0,5. Las relaciones  $(\text{La}/\text{Lu})_n$  son de 12,4-0,3 y  $\text{Eu}/\text{Sm}$  de 0,6-0,2.

Asimismo, el basalto sub-alcálico de Río Blanco (Hauser, 2011), muestra los contenidos totales más altos y pendiente plana con muy suave enriquecimiento en tierras raras pesadas y débil anomalía de  $\text{Eu}$ ; con una suma promedio de 113,24 ppm, relaciones  $(\text{La}/\text{Lu})_n$  de 1,02 y de  $\text{Eu}/\text{Sm}$  de 0,33. Mientras que al álcali-granito La Paya (triángulos) muestra un enriquecimiento en las tierras raras pesadas y débil anomalía negativa de  $\text{Eu}$ . La suma de tierras raras varía de 11 a 2,9 ppm, la anomalía de  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  es de 0,7-0,4 y relaciones  $(\text{La}/\text{Lu})_n$  de 0,7-0,3 y  $\text{Eu}/\text{Sm}$  de 0,3-0,1. Mientras que en la figura 8B el intrusivo pre-tectónico tonalita-trondhjemita Incauca que muestra pendientes progresivas desde las tierras raras livianas a las pesadas sin anomalía negativa de  $\text{Eu}$ . Con la suma de tierras raras entre 26-11 ppm, con anomalía de  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  es de 1,8-0,6 y las relaciones  $(\text{La}/\text{Lu})_n$  de 12,3-2,4 y de  $\text{Eu}/\text{Sm}$  de 0,15-0,53.

En el diagrama multi-elementos de normalización de granitoides se observa una estrecha afinidad composicional con la Corteza Continental de Rudnick y Gao (2003) con desarrollo de relaciones que varían entre 10 y 0,01, con enriquecimiento en  $\text{Rb}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Y}$  y  $\text{SiO}_2$  (Figura 9).

### Consideraciones sobre las metodologías isotópicas y sus implicancias

Los datos previos obtenidos mediante las metodologías tradicionales  $\text{K}-\text{Ar}$  y  $\text{Rb}-\text{Sr}$ , presentan fuertes incertidumbres y contradicciones, como lo muestran los resultados logrados por Halpern y Latorre (1973); Borrello (1969, 1971); Galliski (1983), Damm *et al.* (1986), Adams *et al.* (1989, 1990), etc. Asimismo, algunas determinaciones  $\text{Rb}-\text{Sr}$  previas, de granitoides de la Sierra de Cachi, generaron confusión con las edades modelos obtenidas mediante isócronas, que dieron valores significativamente más antiguos. En la determinación de la edad modelo del granito La Angostura (Halpern y Latorre, 1973) asumieron una relación inicial de  $\text{Sr}$  de 0,7070, que es demasiado alta



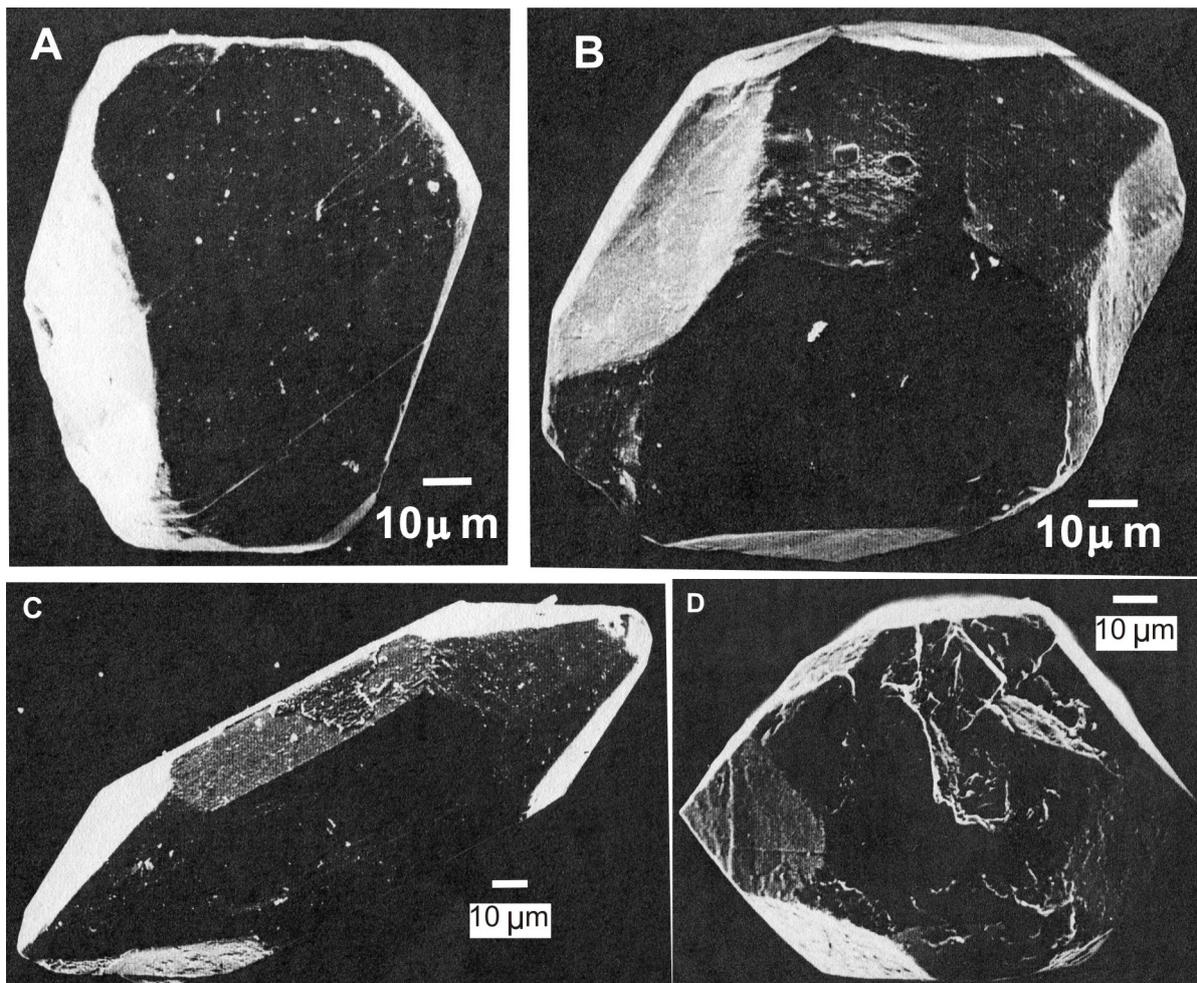
**Figura 9.** Diagrama multi-elementos de normalización de granitoides con estrecha afinidad composicional con la Corteza Continental de Rudnick y Gao (2003) con desarrollo de un patrón de las relaciones, que varían entre 10 y 0,01 y enriquecimiento en  $\text{Rb}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Y}$  y  $\text{SiO}_2$ . / **Figure 9.** Spider diagram of granitoids normalized to Continental Crust (Rudnick and Gao, 2003) with a plane patterns and affinity to Continental Crust and positive peaks of  $\text{Rb}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Y}$  and  $\text{SiO}_2$  with variation between 10 and 0.01.

para las trondhjemitas aluminosas de origen cortical, lo que condujo a un cálculo de edad mayor al real. Según Peterman (1979), las trondhjemitas mantélicas muestran generalmente bajas relaciones de 0,7026 a 0,7034, pero los contenidos de Sr en estos intrusivos, así como las bajas relaciones Sr/Y <40, indican estrecha afinidad geoquímica con las rocas de la Formación Puncoviscana. Asimismo, se hace evidente la falta de homogeneización isotópica en las rocas consideradas y también los resultados obtenidos indicarían pérdida de componentes del sistema isotópico, lo cual lleva a calcular falsas edades precámbricas de las intrusiones.

En el caso de los circones detríticos el problema se soluciona parcialmente con la aplicación de técnicas analíticas auxiliares, como microscopía electrónica y cátodo-luminiscencia, para poder detectar la existencia de relictos antiguos en los circones a través de cambios

en la morfología y coloraciones. Esta información permite contrastar los resultados de las edades U-Pb que se obtienen en circones y monacitas, para interpretar su significado geológico. En las figuras 10A-B, se muestran monacitas idiomorfas de los granitos El Brealito y El Alto. En la figura 10C, se muestra un circón euهدral de origen magmático del granito El Brealito, y en la figura 10D se presenta un circón detrítico heredado, con sobre-crecimientos por efecto térmico, obtenido en el Granito Rancagua.

Las metodologías analíticas aplicadas en las monacitas, permiten detectar variaciones significativas en los cristales. Las monacitas transparentes presentan distribución uniforme de los elementos, con ausencia de componentes extraños o bien en muy baja proporción; mientras que las monacitas turbias, muestran variable concentración de impurezas y alteraciones, lo



**Figura 10. A:** Monacita idiomorfa amarillenta del Granito El Brealito. **B:** Monacita idiomorfa del Granito El Alto. **C:** Circón euهدral magmático del Granito El Alto. **D:** Circón detrítico recrystalizado euهدral del Granito Rancagua. / **Figure 10. A:** Yellowish idiomorph monazite of El Brealito granite. **B:** Idiomorph Monazite from El Alto granite. **C:** Magmatic euhedral zircon from El Alto granite. **D:** Euhedral recrystallized detrital zircon of Rancagua granite.

que las hace menos adecuadas para datar.

Para alcanzar resultados confiables y ajustar la secuencia temporal de los acontecimientos metamórfico-intrusivos en la Cordillera Oriental y su integración en el contexto regional, fue fundamental la adecuada selección del material a procesar, para lo cual se obtuvieron trece (13) grandes muestras (50 a 60 kg c/u) de rocas representativas de las localidades seleccionadas en las sierras. Asimismo, en las T-T de El Alto y Vallecito, se tomaron 30 muestras representativas, distribuidas entre las zonas interna y externa de los plutones.

Para ampliar el panorama geológico regional de estas rocas y poder compararlas con los resultados obtenidos en trabajos anteriores, también se procesaron muestras de circón y monacita de los intrusivos de Aguas Calientes (trondhjemita), Tres Tetas (trondhjemita), El Brealito (granito), La Angostura (granito) y Tacuil (granito), junto a las meta-sedimentitas de la Formación Puncoviscana en las localidades de Las Pampitas, Rancagua y Seclantás. También se evaluaron las edades de los afloramientos ígneo-metamórficos de La Paya, Vallecito, Las Cabritas, Incauca y Pumayaco.

Los resultados radiométricos obtenidos en las monacitas son los que mejor ajustan las edades y permiten iden-

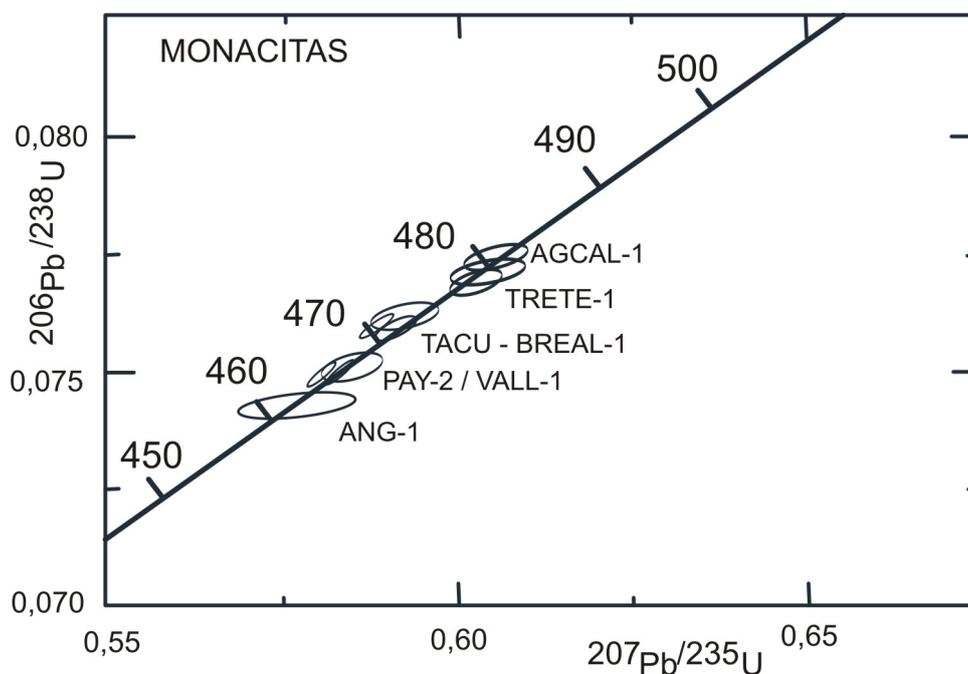
tificar las fases orogénicas a las que pertenecen los intrusivos.

Las determinaciones en monacitas, mediante el diagrama convencional de concordia U-Pb, tiene la ventaja de dar las edades de los eventos geológicos, directamente sobre la curva de concordia, en contraste con las incertidumbres de interpretación que se tienen con los circones que generan las discordias (Pasteels, 1970; Grauert *et al.*, 1974; Schärer y Alegre, 1983).

### Edades isotópicas U-Pb en monacita y circón

En el diagrama de concordia de la figura 11, se muestran las relaciones isotópicas  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vs.  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , en monacitas claras, de diferentes granulometrías, que presentan elipses de error pequeñas de los intrusivos estudiados, como una síntesis integrada de edades de cristalización magmática entre 480 y 460 Ma, en los cuerpos de Aguas Calientes, Tres Tetas, Tacuil, El Brealito, La Paya, Vallecito y La Angostura.

Por otra parte, los estudios por cátodo-luminiscencia de los circones de la Granodiorita El Brealito y del Gra-



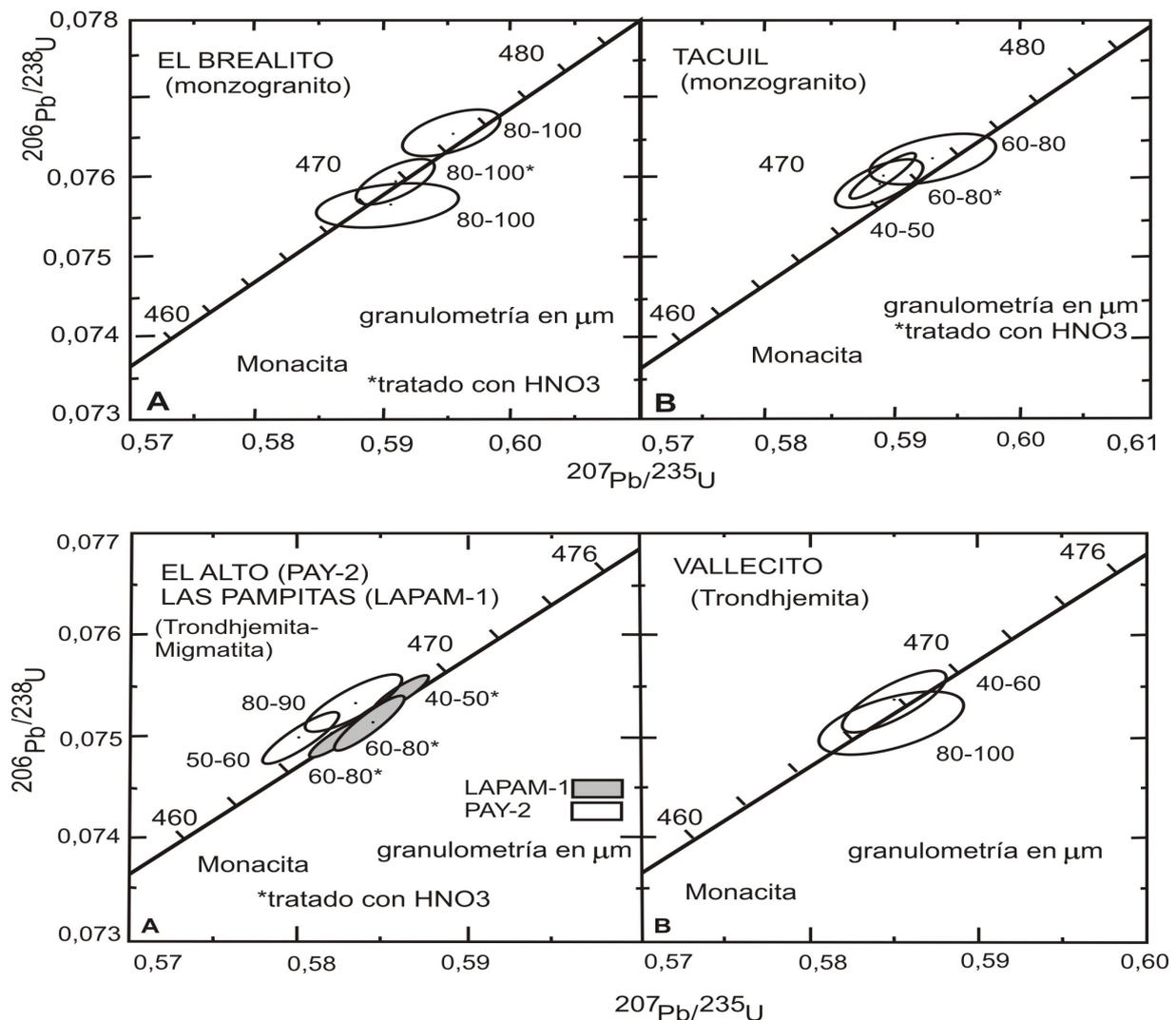
**Figura 11.** Diagrama concordia con elipses de error de monacitas en granitoides de la Cordillera Oriental y la Faja Eruptiva Oriental de la Puna. Abreviaturas: AGCAL: Aguas Calientes; TRETE: Tres Tetas; TACU: Tacuil; BREAL-1: El Brealito; PAY-2: La Paya; VAL-1: Vallecito; ANG-1: La Angostura. / **Figure 11.** Monazite concordia diagram with error ellipses of granitoids of Eastern Cordillera and Faja Eruptiva Oriental de la Puna. Abbreviations: AGCAL: Aguas Calientes; TRETE: Tres Tetas; TACU: Tacuil; BREAL-1: El Brealito; PAY-2: La Paya; VAL-1: Vallecito; ANG-1: La Angostura.

nito Tacuil, muestran que los mismos son homogéneos, como resultado de un estadio único de cristalización, a diferencia de los circones encontrados en los otros intrusivos de la sierra, que muestran re-cristalización parcial y zonación en los granos, resultantes de varias etapas de crecimiento.

En el diagrama convencional concordia-discordia de la figura 12A, las determinaciones evidencian que las monacitas claras son las más adecuadas para datar, por su concordancia. Las monacitas turbias muestran cierta dispersión como en la trondhjemita El Brealito, pero cuando se las trata con  $\text{HNO}_3$  tienden a alinearse sobre la concordia, con la edad de 472 Ma. Asimismo, las monacitas claras dan edades algo mayores que las turbias. La figura 12B que muestra la distribución de edades concordantes de las relaciones  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vs.  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  en 473 Ma, con

las distintas granulometrías de monacitas claras del monzogranito Tacuil, en la Faja Eruptiva Oriental de la Puna.

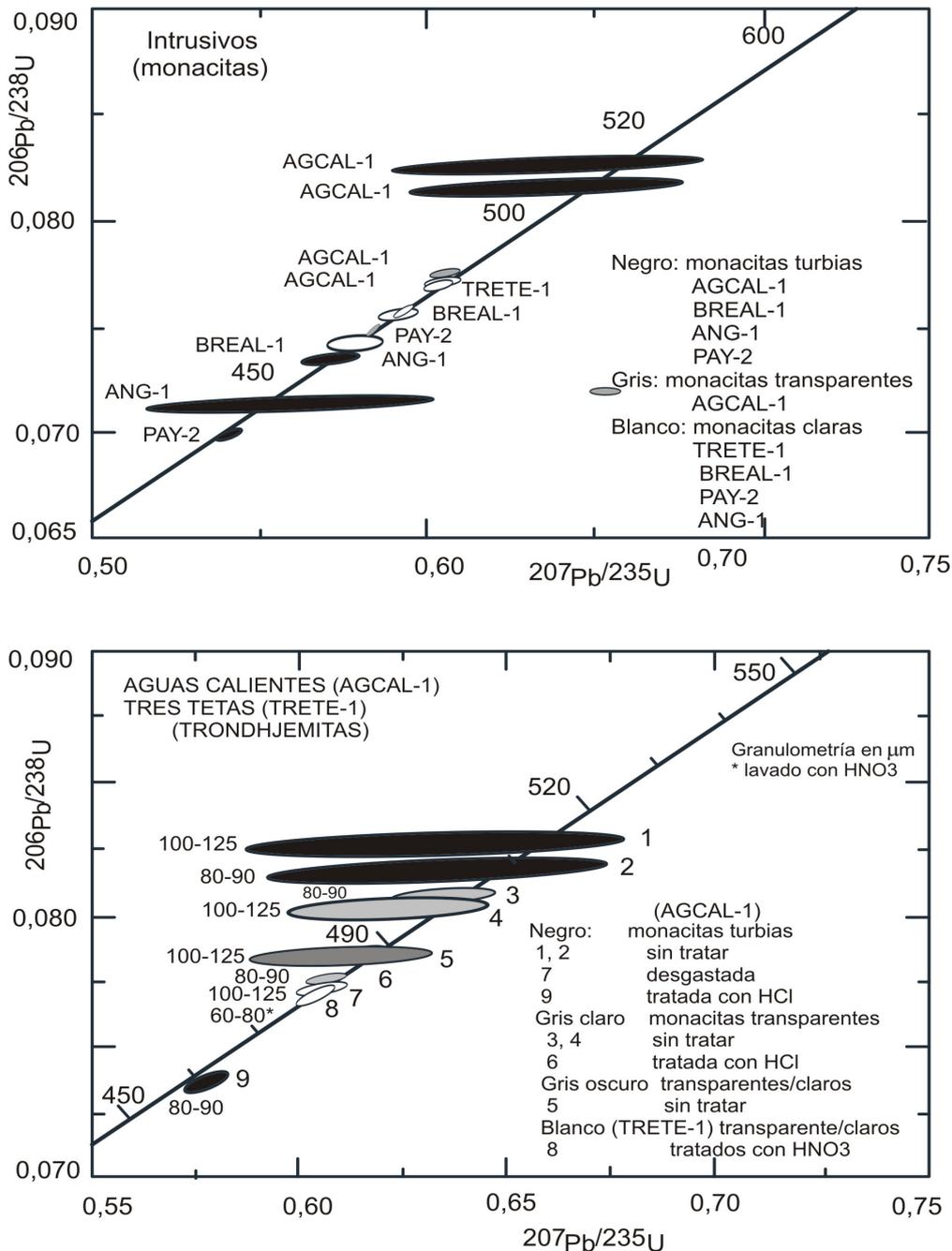
El muestreo de las migmatitas del Complejo La Paya en la zona de El Alto, se realizó a >500 m de distancia de la trondhjemita. Las monacitas clásticas muestran sobre-crecimientos acaecidos durante la migmatización, que se hacen evidentes con los estudios por cátodo-luminiscencia. La figura 13A, muestra en el diagrama concordia que las monacitas de los intrusivos El Alto y Las Pampitas dan 467 Ma, utilizando diferentes granulometrías y tratadas con  $\text{HNO}_3$ ; mientras que los de Vallecito (Figura 13B) también utilizando las diferentes granulometrías dan 467,5 Ma. Asimismo, las dataciones realizadas utilizando las diferentes granulometrías de monacitas, no muestran diferencias significativas en los resultados.



**Figura 12.** Diagramas concordia con las elipses de error de diferentes fracciones granulométricas de monacita. **A:** Monzogranito El Brealito en el sur de la Sierra de Cachi y **B:** Monzogranito Tacuil en la Faja eruptiva de la Puna Oriental. / **Figure 12.** Concordia diagrams with error ellipses of different monazite granulometric fractions. **A:** El Brealito monzogranite in the south of Sierra de Cachi. **B:** Tacuil monzogranite in the Faja Eruptiva of Puna Oriental. **Figura 13.** Diagramas concordia de monacitas con la proyección de los valores de las fracciones granulométricas y de muestras tratadas con  $\text{HNO}_3$ . **A:** Trondhjemita El Alto (PAY-2) y migmatitas Las Pampitas (LAPAM-1). **B:** Idem, trondhjemita Vallecito. / **Figure 13.** Monazite concordia diagrams with error ellipses of different granulometric fractions and samples with  $\text{HNO}_3$  treated. **A:** El Alto trondhjemite (PAY-2) and Las Pampitas migmatites (LAPAM-1). **B:** Idem, Vallecito trondhjemite.

La figura 14 muestra las relaciones  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vs.  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , con las elipses de error pequeñas de las monacitas transparentes, en muestras de las trondhjemitas de Aguas Calientes, Tres Tetas, El Brealito, La Paya y La Angostura dan edades entre 400 y 515 Ma. Asimismo, en la figura 15, utilizando las mismas relaciones

para las trondhjemitas Aguas Calientes y Tres Tetas, tienen elipses de error mayores en las diferentes fracciones granulométricas de monacitas turbias y transparentes, las cuales fueron tratadas con  $\text{HNO}_3$  y  $\text{HCl}$ . Por su parte en la zona de Rancagua, los circones obtenidos en las zonas de borde y techo de la Trondhjemita Aguas



**Figura 14.** Diagrama concordia U-Pb de monacitas cogenéticas turbias y transparentes con las elipses de error de diferentes fracciones granulométricas en las trondhjemitas Aguas Calientes y El Alto (AGCAL-1, PAY-2) y de granitos El Brealito y La Angostura (BREAL-1, ANG-1). / **Figure 14.** Concordia diagram U-Pb of cogenetic monazite turbid and transparent with error ellipses of different granulometric fractions in Aguas Calientes and El Alto trondhjemitas (AGCAL-1, PAY-2), and El Brealito and La Angostura granites (BREAL-1, ANG-1). **Figura 15.** Diagrama concordia U-Pb de monacitas cogenéticas turbias y transparentes con las elipses de error de diferentes granulometrías en la trondhjemita Aguas Calientes (AGCAL-1) y una fracción de monacitas claras y transparentes de la trondhjemita Tres Tetas (TRETE-1). Muestras tratadas con HCl y abrasión superficial. / **Figure 15.** Monazite concordia diagram U-Pb with error ellipses of different granulometric fractions turbid and transparent of Aguas Calientes trondhjemite (AGCAL-1) and a fraction of monazite clear to transparent of Tres Tetas trondhjemite (TRETE-1). Samples subjected to attack with HCl and superficial abrasion.

Calientes y del Álcali-granito La Paya,, los cuales se comparan con los circones detríticos de las psamitas de la Formación Puncoviscana.

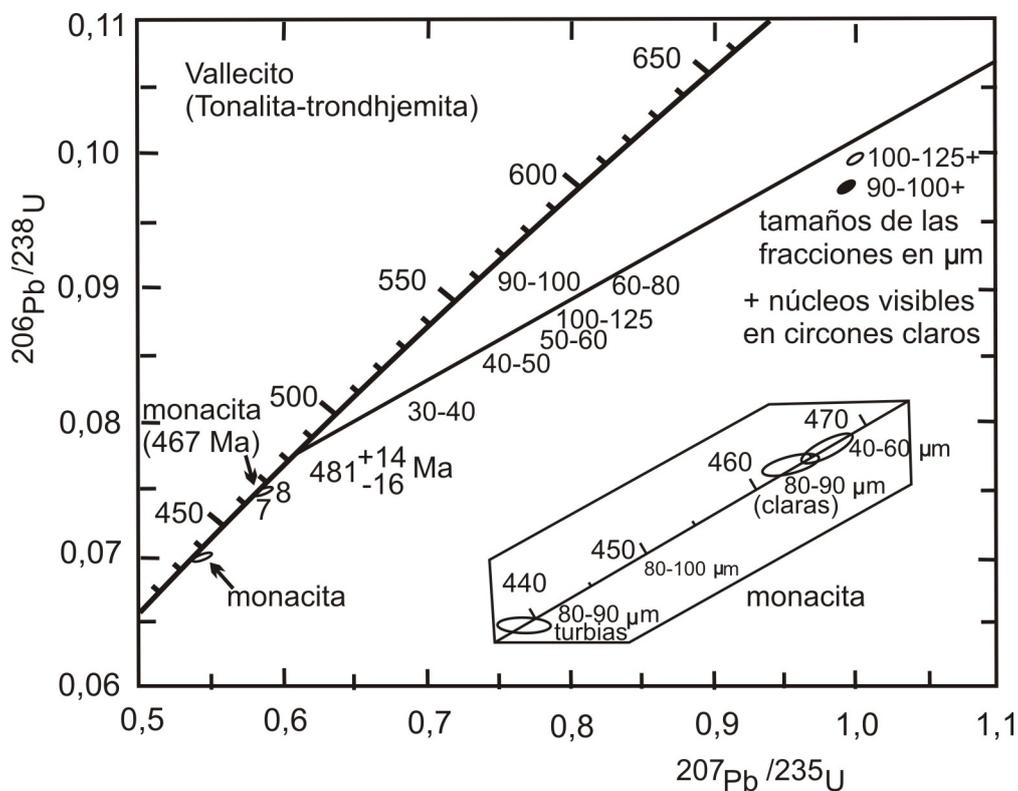
En las T-T de El Alto, las relaciones  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vs.  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  de la discordia de circones detríticos interseca a la concordia en  $481 \pm 14/-16$  Ma, sin mostrar diferencias entre las diferentes granulometrías utilizadas (Figura 16). Esta trondhjemita es el único intrusivo, con circones monofásicos homogéneos, que se aproximan a los valores obtenidos con las monacitas idiomórfas claras de 467 Ma presentes en la trondhjemita.

Las dataciones, U/Pb en migmatitas y corneadas, en las localidades de Las Pampitas y La Paya, determina con circones 468 Ma? (aunque con cierta incertidumbre estadística), que se asemeja al valor de 467 Ma, obtenido con monacitas (Figura 17A). Asimismo el Granito Brealito (Figura 17B) contiene poblaciones cogenéticas de circones detríticos que determinan una edad de intersección de la discordia de 442 Ma y con una intersección superior de 1370 Ma (datos en Tabla 5).

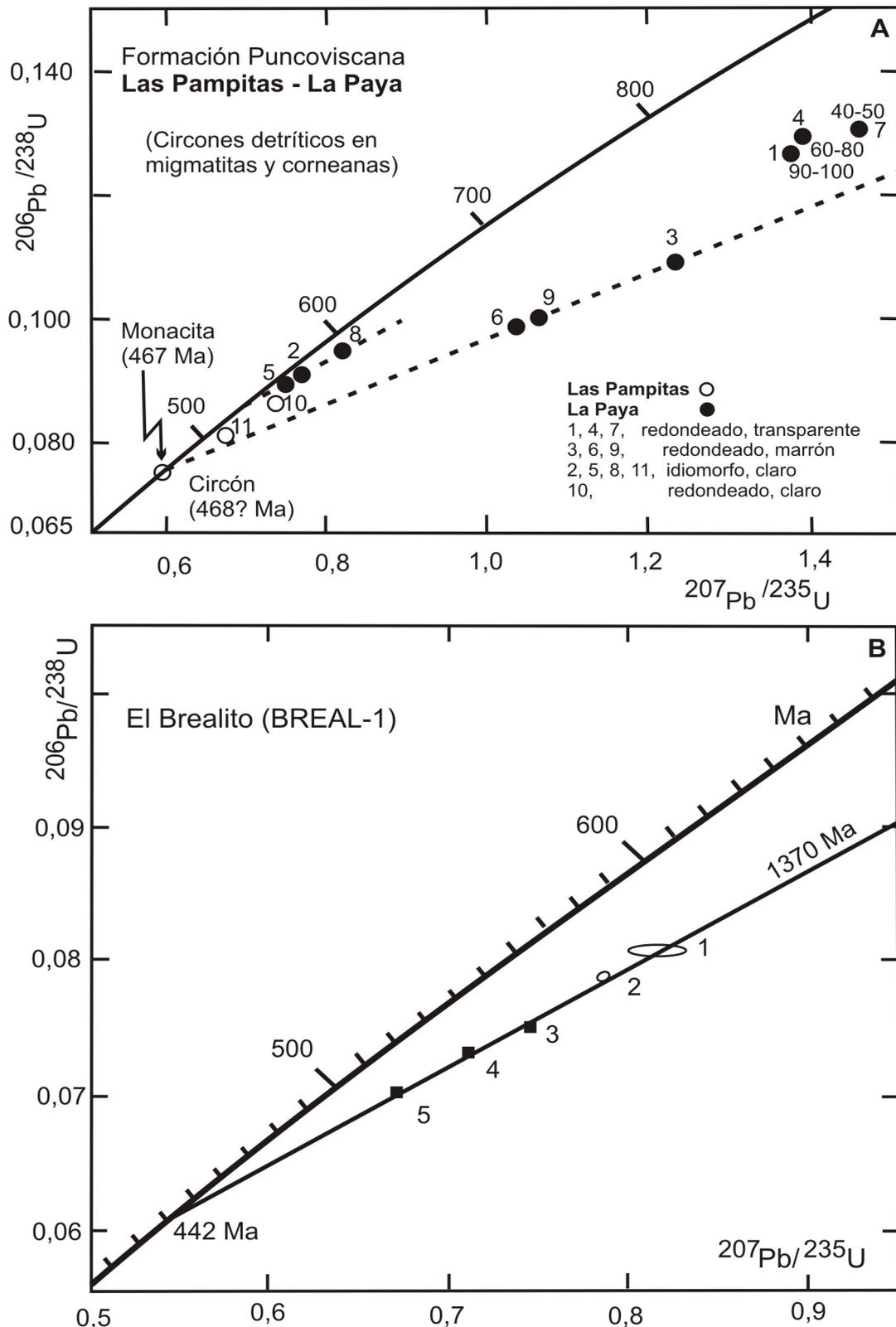
## Isotopía Rb-Sr: Asimilación de roca de campo por los granitoides

El método de isócronas Rb-Sr se utiliza para determinar la edad de rocas y minerales, en condiciones adecuadas. Asimismo, las relaciones isotópicas Rb-Sr también permiten obtener información sobre el área fuente de las rocas ígneas (Faure y Powell, 1972; Faure, 1986), por lo que se aplicaron dichas relaciones isotópicas en quince muestras de T-T, obtenidas de los intrusivos: El Alto, Vallecito, La Angostura, Tres Tetas, Aguas Calientes, El Brealito, Incauca y Tacuñil, al igual que en la dacita de Seclantás.

Dichos valores fueron obtenidos sobre roca total y proyectados en los diagramas de isócronas (Tabla 3). Los criterios de homogeneidad geológica fueron establecidos en base a las relaciones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , así como por sus concentraciones en diferentes áreas de los intrusivos. En las áreas centrales de los intru-



**Figura 16.** Fracciones granulométricas de circones en el diagrama discordia de la T-T El Alto. La intersección de la discordia determina una edad de  $481 \pm 14/-16$  Ma. Las monacitas dan en la concordia 467 Ma. Detalle: edad determinada con elipses de error de diferentes granulometrías de monacitas claras y turbias. / **Figure 16.** Zircon granulometric fractions in discordia diagram of El Alto T-T. The intersection of discordia line determine an age of  $481 \pm 14/-16$  My. Concordant clear monazite determine an age of 467 My. Detail: the age determined with different granulometric error ellipses of monazite clear and turbid.



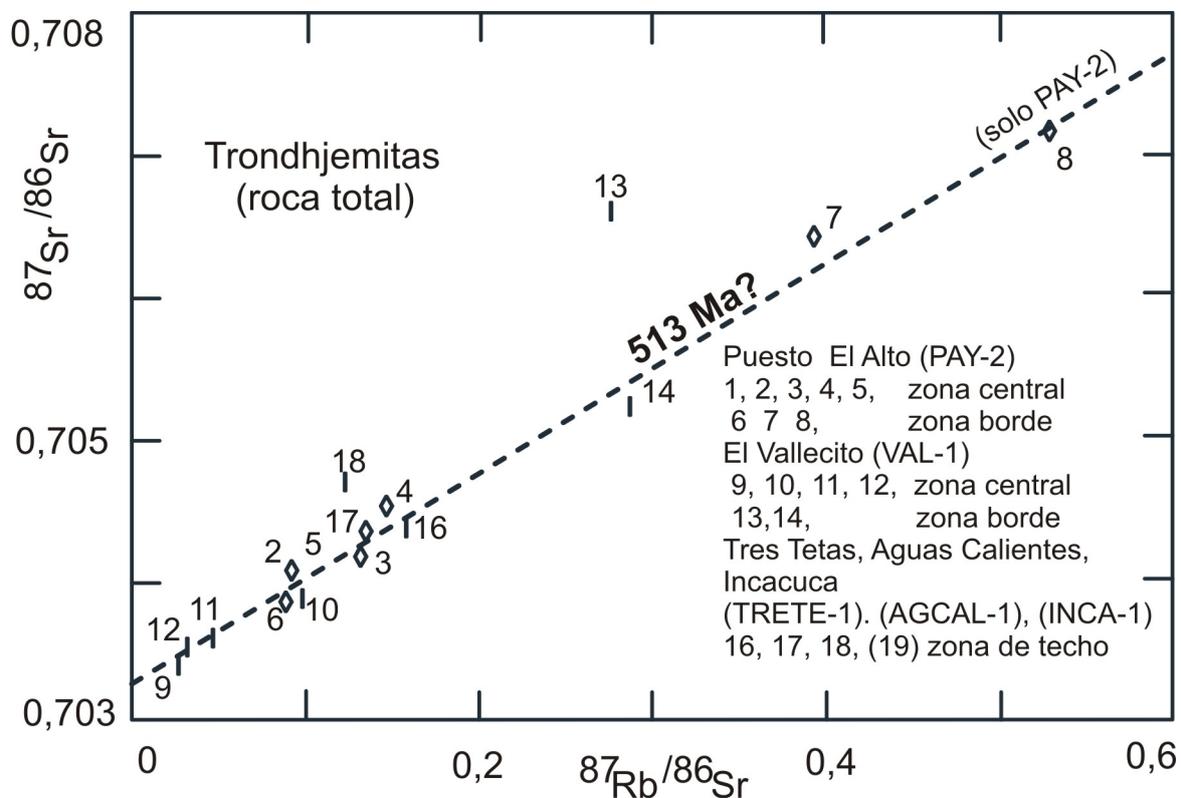
**Figura 17.** Diagramas discordia  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . **A:** Edad de 468 Ma definida por circones detríticos idiomorfos claros, redondeados transparentes y marrones. Ellos corresponden a un xenolito derivado de la Formación Puncoviscana incluido en las migmatitas de Las Pampitas, cuya edad es similar a las monacitas del Granito La Paya en 467 Ma. **B:** Discordia de cinco fracciones detríticas cogenéticas de circones del granito El Brealito. La curva define una intersección inferior en 442 Ma, y una superior en 1370 Ma (datos en Tabla 5). / **Figure 17.** Discordia diagrams  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . **A:** An age of 468 My is defined by detrital zircons clear idiomorphic, transparent and brown rounded. They are in the xenolith, derived from Puncoviscana Formation, included in the migmatites of Las Pampitas. This age is similar to 467 My defined by the monazite of La Paya granite. **B:** Discordia of five cogenetic detritic fractions of zircons obtained from El Brealito granite. The curve define a lower intersection at 442 My, with an upper intersection at 1370 My (data in Table 5).

sivos, los valores medidos son bajos y muestran bajas variaciones en las relaciones de Rb-Sr, dichos valores fueron contrastados con los de las zonas de margen y techo, que tienen relaciones más altas, las cuales son decisivas para establecer la pendiente de la recta de regresión utilizando los valores de la muestra PAY-2, que permite calcular una línea de referencia de 513 Ma? (Cámbrico alto), la cual no se considera una isócrona, debido a la falta de una completa homogenización isotópica del estroncio (Figura 18).

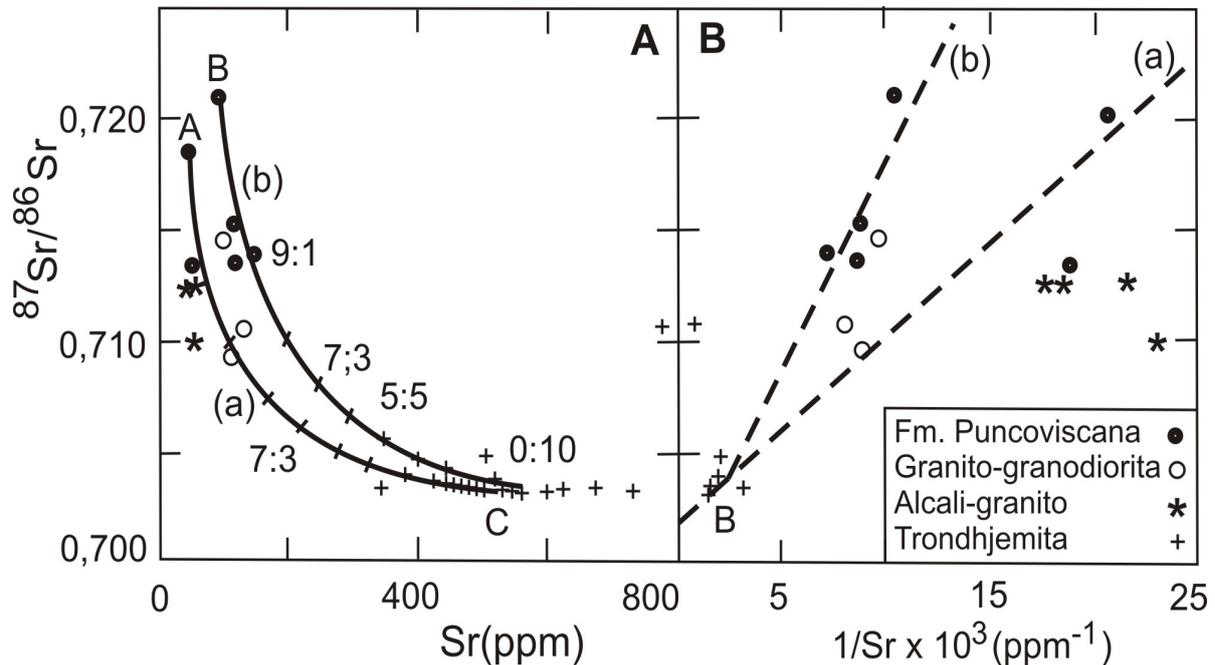
Para establecer la relación genética de los intrusivos con la roca de caja, fue necesario cuantificar el grado de contaminación cortical de los fundidos para lo cual se adoptó un modelo de mezcla, con dos componentes sedimentarios, una "pelita A" con el valor de 0,7187 y una "psamita B" con el valor de 0,7153, los cuales se consideran como miembros extremos, a los que se suma un "fundido C" con un valor de 0,7032, el cual corresponde a la composición de la Trond-

hjemita Vallecito (Figura 19A). En la proyección de los análisis en el diagrama  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  versus Sr (ppm) se acota su rango de variación.

Según Langmuir *et al.* (1978), la mezcla de dos componentes desarrollan hipérbolas: (a) de trondhjemita/pelita, y (b) de trondhjemita/psamita, que evidencia la contaminación de la trondhjemita Incauca INCA-1) en el 10 - 20%, en las zonas marginales; mientras que en la zona central de Aguas Calientes (AGCAL-1) habría asimilado <5% de roca de campo. Asimismo, las rocas obtenidas en el entorno de xenolitos de El Alto (PAY-2) y en la zona de techo del Plutón Aguas Calientes (AGCAL-1), muestran mayor contaminación. Estos resultados son coherentes con los datos experimentales y teóricos de la mecánica de fluidos en cámaras de magma que ascienden y evidencian el mayor volumen de asimilación en el techo de los plutones (Huppert y Sparks, 1988; Campbell y Turner, 1987). El gráfico de las concentraciones recíprocas de Sr (ppm) versus las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$



**Figura 18.** Diagrama de isócronas Rb-Sr de las trondhjemitas El Alto, Vallecito, Aguas Calientes, Tres Tetras e Incauca (PAY-2, VAL-1, AGCAL-1, TRETTE-1, INCA-1). La curva de 513 Ma?, fue calculada para la muestra (PAY-2) que sólo refleja una edad de referencia de los intrusivos. / **Figure 18.** Rb-Sr isochronous diagram for El Alto, Vallecito, Aguas Calientes, Tres Tetras and Incauca trondhjemites (PAY-2, VAL-1, AGCAL-1, TRETTE-1, INCA-1). Regression reference line of 513 My?, is calculated for the sample (PAY-2) that only reflects a reference age of plutons.



**Figura 19.** Relaciones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  versus Sr (ppm), en roca total de tonalitas-trondhjemitas, granitos-granodioritas, álcali-granitos y meta-sedimentos de la Formación Puncoviscana, recalculadas para 470 Ma. **A:** La hipérbola de mezcla (a) fue calculada para mezclas de: pelitas/trondhjemitas y (b) para la mezcla de psamitas/trondhjemitas. **B:** Relaciones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  re-calculadas con dependencia de la reciproca de las concentraciones, curva (a) pelitas/trondhjemitas y (b) psamitas/trondhjemitas. / **Figure 19.** Isotopic ratios  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  versus Sr (ppm) concentration, in whole rock of tonalite-trondhjemite, granite-granodiorite, alkali-granites and meta-sediments of Puncoviscana Formation, recalculated for 470 My. **A:** Mixing hyperbole (a) it was calculated for the member of mixture of pelite/trondhjemite and (b) for the mixture of psammite/trondhjemite. **B:** Isotopic ratios  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  recalculated depending on the reciprocal of the concentration, curve (a) pelite/trondhjemite, and (b) psammite/trondhjemite.

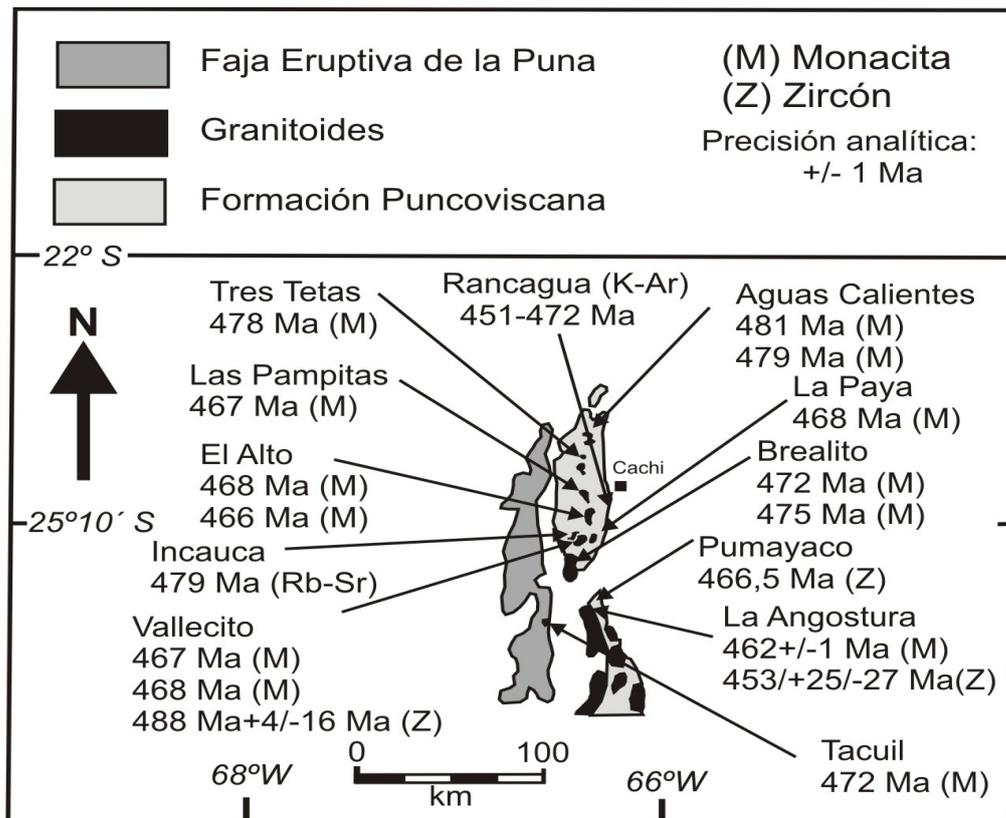
(Figura 19b) permite la transformación de las hipérbolas en dos rectas: (a) trondhjemitita/pelita, y (b) trondhjemitita/psamita. Los puntos representan a los productos de mezcla de una matriz lineal. La alta dispersión de los valores de referencia de las rocas sedimentarias, indica gran heterogeneidad composicional.

Los granitoides de la Sierra de Cachi, deben sus altos coeficientes iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  a herencia cortical, con valores en La Angostura (ANG-1: 0,7100; ANG-5: 0,7118); El Brealito (BREAL-1: 0,7146) y en la Faja eruptiva de la Puna en Tacuil (TACU-1: 0,7148). Esto también se cumple con los clastos de dacitas en Seclantás (SEC-1: 0,7183). La superposición de los valores isotópicos de Sr en los granitoides El Brealito y Tacuil, con los sedimentos psamíticos, evidenciaría su origen por anagénesis de la Formación Puncoviscana. En el granito La Angostura, los valores son más bajos, lo cual indicaría un componente cortical dominante, con

aporte de material básico (relación 9:1), los cuales serían los materiales de partida para la generación de un magma de composición intermedia. Por su parte, los álcali-granitos muestran concentraciones de isótopos de Sr, similares a las pelitas.

## Consideraciones geológicas

Las rocas intrusivas, de las sierras de Palermo, Cachi y Molinos se han generado durante el Ciclo Famatiniano, que habría ocurrido entre los 481 y 453 Ma, según los resultados de las dataciones U-Pb sobre circones y especialmente en monacitas, obtenidos para los diferentes plutones. A diferencia del magmatismo del Sistema de Famatina, han desarrollado caracteres particulares que no se detectan en otras localidades de la Puna, Cordillera Oriental y Sierras Pampeanas, lo que lleva a proponer diferentes hipótesis petrogenéticas (Figura 20).



**Figura 20.** Mapa esquemático con la ubicación de los intrusivos y sus edades isotópicas. / **Figure 20.** Reference map with location of different plutons and their isotopic ages.

En la interpretación de las condiciones de las intrusiones es de especial interés y altamente significativo, que las T-T tienen relaciones  $K_2O/Na_2O < 1$ , mientras que las G-G la relación es  $> 1$ . Asimismo, es notable la amplia variación composicional de las plagioclasas, que denota falta de equilibrio durante el enfriamiento y ascenso, permitiendo que se vayan formando cristales de plagioclasas cada vez más sódicas o directamente feldespatos alcalinos en las granodioritas-granitos. Los extremos composicionales de los feldespatos indicarían un campo de temperaturas comprendido entre los  $1000^\circ C$  y los  $800^\circ C$ , según los datos experimentales de Yoder *et al.* (1957) bajo una presión de  $5kb/PH_2O$ . Estos datos constituyen una fuerte evidencia sobre el relativamente rápido ascenso de los intrusivos de pequeño volumen. En el mismo sentido puede aplicarse a la presencia relictica de piroxenos (diópsido, hedenbergita y augita), establecida por Schön (1991), que no llegaron a transformarse en silicatos ferro-magnesianos hidratados estables a

más bajas temperaturas, lo que estaría indicando falta de equilibrio en el magma durante el ascenso y enfriamiento relativamente rápido, evidenciando contenidos más altos en volátiles para las tonalitas-trondhjemitas (T-T: 0,81%), que en las granodioritas-granitos (G-G: 0,51%).

En el diagrama  $P_2O_5$  vs. Zr de Winchester y Floyd (1977) (Figura 5 O), los intrusivos muestran caracteres tholeíticos que podrían estar evidenciando los fenómenos terminales distensivos o transtensivos en un arco magmático continental o de borde continental activo, desarrollado en este período, con subducción lenta o ausente, en esta región de la cuenca ordovícica. La mayoría de los intrusivos muestran caracteres cálcicos, calco-alcalinos, alcalino-cálcicos y sólo los granitos La Paya e Incauca evidencian atributos alcalinos (Figura 7B). Esto apuntaría en teoría, al desarrollo de un ciclo tectónico-magmático completo de evolución (Frost *et al.*, 2001; Brown *et al.*, 1984).

Las evidencias geoquímicas mostradas en los diferentes diagramas petrogenéticos, ayudan

a interpretar que los plutones podrían haberse generado en distintos niveles corticales, o bien a partir de diferentes protolitos, con probable participación de material híbrido, volcano-sedimentario cuya presencia está documentada y que es típica para un arco magmático generado en un borde continental activo o en un arco de islas continental.

La llamativa y singular la asociación de T-T con G-G, muestra variaciones en las relaciones iniciales  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,70330 y 0,70394, que corresponderían a fuentes diferentes para las granodioritas-granitos, que derivarían esencialmente de meta-sedimentos, con relaciones de estroncio entre 0,71275 y 0,71327, mientras que en la génesis de las trondhjemitas-tonalitas, participarían basaltos tholeíticos. El álcali-granito de La Paya muestra contenidos de tierras raras comparables con las trondhjemitas, pero con un comportamiento isotópico diferente, la cual sería correlacionable con las variaciones observadas en las rocas sedimentarias de la Formación Puncoviscana.

Las migmatitas y gneises de la Sierra de Cachi, muestran distribución espacial y relaciones geológicas, que permiten suponer se han originado por eventos dinamo-térmicos de metamorfismo regional, relacionados con el mismo evento magmático- tectónico-metamórfico de edad ordovícica, con diferencias en los procesos actuantes.

Considerando el desarrollo de extensas áreas de gneises y migmatitas del Complejo La Paya, desarrolladas a partir de una fuente meta-sedimentaria que podría corresponder, al menos en parte, a la Formación Puncoviscana, como lo indican las relaciones geológicas y los circones incluidos en las mismas, junto a las relaciones isotópicas determinadas, sugieren que su génesis se iniciaría con fenómenos de metamorfismo regional dinamo-térmico, asociado a la subducción del inicio del Ciclo Famatiniano, que en niveles profundos desencadenaría el desarrollo de gneises y migmatitas, que por inestabilidad gravitacional tenderían a ascender, dando lugar al desarrollo de domos térmicos. En el mismo

ambiente, pero a mayor profundidad y relacionado probablemente con un período transtensivo, que generaría fundidos anatéticos (granitoides sin-tectónicos) por ascenso de fundidos básicos de origen mantélico que perforarían a las rocas metamórficas, dando lugar a los plutones tonalítico-trondhjemíticos, que durante los fenómenos de cristalización fraccionada forman los magmas granodiorítico-graníticos de carácter tardío-tectónico, que a su vez generan aureolas de metamorfismo térmico, con desarrollo de esquistos y filitas con nódulos de cordierita, biotita y clorita, las cuales pasan gradualmente a las pizarras de la Formación Puncoviscana.

Esta interpretación se ajusta con las dataciones realizadas en la zona de La Angostura, donde Sola *et al.* (2006) establecen una edad U-Pb en circones de 466,5+/-3 Ma, en el granito sin-tectónico anatético Pumayaco que forma parte de las migmatitas, mientras que el granito post-tectónico La Angostura que fue datado por Lork *et al.* (1989, 1990) en 453+25/-27 Ma, en circones. Dicho valor es coherente con la edad de la monacita de 462+/-1 Ma, poniendo evidencia que el proceso metamórfico-magmático responde a un evento único desarrollado en el Ordovícico.

En la generación magmática habría participación de magma tholeítico como lo propone Galliski *et al.* (1983, 1990), que estaría relacionado genéticamente con zonas distensivas de un retro-arco primitivo, como parecen indicarlo la per-aluminosidad y localmente la abundancia de sodio. Méndez *et al.* (2006) sostienen que el origen del magma trondhjemítico se asociaría con un probable cambio del ángulo la zona de subducción activa durante la evolución de arco Famatiniano, que favorecería los altos contenidos en sodio, debido a la fusión de la corteza baja o a la subducción de corteza oceánica. Lo que queda sin aclarar es la asociación de intrusivos cálcicos, calco-alcalinos y alcalino-cálcicos (Brown *et al.*, 1984; Frost *et al.*, 2001), que en conjunto tienen volúmenes relativamente restrin-

gidos en relación con la extensión de las rocas migmatíticas del Complejo La Paya.

Los circones de la Formación Puncoviscana, asimilados por los fundidos anatócticos, sólo se han disuelto parcialmente, debido al tiempo de residencia muy corto en el fundido, pero que se ajustan parcialmente, en algunos casos, a las edades de los intrusivos.

## Conclusiones

Las rocas ígneas de la Cordillera Oriental constituyen dos grupos estrechamente relacionados en el campo y con caracteres petrográficos que les son particulares, los cuales se relacionan con sus correspondientes ambientes de formación y su evolución genética particular acaecida durante el ascenso en la corteza.

El grupo de las T-T, son bajas en potasio mostrando relaciones  $K_2O/Na_2O < 1$  y contenidos promedio de  $Na_2O + K_2O = 8,26\%$ . Por su parte el grupo de las G-G son altas en potasio con relaciones  $K_2O/Na_2O > 1$  y contenidos promedio de  $Na_2O + K_2O = 6,01\%$ .

La investigación de los circones contenidos en la Formación Puncoviscana, permite reconocer al menos dos agrupaciones, una de origen claramente detrítico, con formas redondeadas por abrasión, provenientes de terrenos erosionados más antiguos. Mientras, que los volcanogénicos, tienen formas prismáticas y la zona de caída en la cuenca no debe estar a no más de 200 km, lo que evidencia la actividad piroclástica en la cuenca de deposición. Ambos grupos, que se reconocen en las corneanas y migmatitas del Complejo La Paya, mantienen gran parte de sus caracteres morfológicos originales.

En el norte de Argentina el complejo intrusivo de Santa Rosa de Tastil muestra edades según las fases, entre 541 y 513 Ma (Bachmann *et al.*, 1987; Hauser, 2011; Augustsson *et al.*, 2010), que corresponden a la culminación del Ciclo Pampeano, mientras que los intrusivos de las sierras de Cachi, Palermo y Molinos las edades ya corresponden al Ciclo Famatinia-

no, los cuales fueron datados con monacitas ígneas y circones detríticos que incluyen a: las granodioritas de Tacuil y Brealito con 470 Ma; la trondhjemita de La Paya con 468 Ma. El leuco-granito sin-tectónico de Pumayaco, en la zona migmatítica de La Angostura da 466,5+/-3 Ma en circones (Sola *et al.*, 2010); así como el granito post-tectónico en la misma zona en monacitas da 462 +/-1Ma y con circones 457+/-27 Ma Lork *et al.* (1989). El granito Aguas Calientes dio en monacitas 478 Ma y las trondhjemitas Tres Tetras 481 Ma y Vallecito 467,5 Ma. En la trondhjemita de El Vallecito se obtuvo con circones homogéneos 488+14/-16 Ma, valores que entran en la elipse de error de edad de las monacitas (Figura 16). Por su parte el Granito Incauca da mediante Rb-Sr, 479+/-1 Ma, (Lork, inédito).

Las edades obtenidas evidencian que la actividad magmática en las sierras estudiadas, se habría desarrollado como un evento magmático, con edades entre 488 y 453 Ma, correspondientes al Ciclo Famatiniano.

Asimismo, en el valle de Río Blanco en las proximidades de Finca Colomé aflora rocas basálticas volcánicas/sub-volcánicas con una edad U-Pb en circones de 496+/-3 Ma (Hauser, 2011), que por todas las evidencias sería predecesor del magmatismo plutónico de las Sierras de Palermo, Cachi y Molinos, ya que rocas basálticas habrían participado en la génesis de las trondhjemitas, como lo sostienen Galliski y Miller (1989).

La distribución regional de los intrusivos y sus edades ordovícicas, se muestra en el esquema geológico de la figura 20 y en la Tabla 4.

Datos indirectos de la edad de la intrusión del álcali-granito de La Paya y el Granito Las Pampitas, se obtuvieron mediante circones detríticos marrones contenidos en las corneanas y migmatitas, que dan 468 Ma, que concuerdan con la edad de las monacitas ígneas del granito de 467 Ma (Figura 17A).

Las determinaciones en circones relícticos heredados, se limitan generalmente a las proximidades de los contactos de los intrusivos. Estas zonas de asimilación tienen alta contami-

nación, mientras que en el caso de la trondhjemita El Vallecito presenta circones heredados y son los únicos circones geológica e isotópicamente significativos, con una edad de  $488 \pm 14/-16$  Ma (Figura 16).

Las relaciones iniciales  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y dataciones  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  mediante isócronas de estos intrusivos, no siempre dan resultados confiables, debido a las incertidumbres en su homogenización isotópica.

Los intrusivos G-G tienen relaciones iniciales  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  más bajas que la Formación Puncoviscana, lo que apoyaría su génesis por anatexis de los meta-sedimentos que la forman; mientras que en tanto las T-T tienen valores que indicarían la participación de material básico.

Las edades de cristalización de las monacitas en las rocas migmatíticas que rodean a las trondhjemitas de Las Pampitas y el Puesto El Alto, son coincidentes. Esto no significa que las migmatitas se hayan formado por metamorfismo de contacto, sino que responden a un evento de ascenso de domo térmico, relacionado con los intrusivos. En general las trondhjemitas están rodeadas por las migmatitas que como se expresa, no corresponden genéticamente a las aureolas de contacto, con sus caracteres texturales y su amplio desarrollo regional.

## Referencias

- Abdel-Fattah, Z. A. y Assal, E. M. 2016. Bioerosion Aceñolaza, F.G., y Toselli, A.J., 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del noroeste argentino. *II Congreso Latinoamericano de Geología Venezuela*, 2: 741-754.
- Aceñolaza F y Toselli A, 1981. Geología del Noroeste Argentino. Universidad Nacional de Tucumán, 212 p., Tucumán.
- Adams, Ch., Miller, H., y Toselli, A.J. 1989. New K-Ar ages on the metamorphic history of the Puncoviscana Formation and equivalents, NW Argentina. *Zentralblatt Geologie und Paläontologisch*. Teil I (5-6): 987-997.
- Adams, Ch., Miller, H., y Toselli, A.J. 1990. Nuevas edades de metamorfismo por el método K-Ar de la Formación Puncoviscana y equivalentes, NW Argentina. In: Aceñolaza, F.G., Miller, H., y Toselli, A.J. (eds.). *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*. *Serie Correlación Geológica*, 4: 209-219. Tucumán.
- Arth, J.G., Barker, F., Peterman, Z.E., y Friedman, I. 1978. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. *Journal of Petrology*, 19: 289-316.
- Augustsson, C., Rüsing, T., Adams, C., Zimmermann, U., Chmiel, H., Kocabayoglu, M., Büld, M., Berndt, J. and Kooijman, E., 2010. Revealing provenance of quartz-rich sandstones using detrital Quartz and zircon as source rock indicators: an example for the Cambrian of NW Argentina. *Geophysical Research Abstracts*, 12: EGU-3934-1.
- Bachmann, G., Grauert, G., Kramm, U., Lork, A., y Miller, H. 1987. El magmatismo del Cámbrico Medio/Cámbrico Superior en el basamento del Noroeste Argentino: Investigaciones isotópicas y geochronológicas sobre los granitoides de los complejos intrusivos de Santa Rosa de Tastil y Cañaní. *Actas X Congreso Geológico Argentino*, 4:125-127. Tucumán.
- Barker, F., y Arth, J.G. 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suite. *Geology*, 4: 596-600.
- Blasco, G., y Zappettini, E. 1995. Hoja Geológica San Antonio de los Cobres, Jujuy. SEGEMAR. *Boletín* 217, 126 pp.
- Borello, A.V. 1969. Los geosinclinales en la Argentina. *Dirección Nacional de Geología, Anales* 14, 189 pp.
- Borello, A.V. 1971. The Cambrian of South America. In: Holland, C.E. (ed.): *Cambrian of the New World*, 385-438. *Interscience*, London.
- Brown, G.C., Thorpe, R.S., y Webb, P.C. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of Geological Society of London*, 141: 423-426.
- Campbell, I.H., y Turner, J.S. 1987. A laboratory investigation of assimilation at the top of a basaltic magma chamber. *Journal Geology*, 85(2): 155-172.
- Cisterna, C. 1986. Contribución al conocimiento geológico de la región comprendida en la localidad de La Angostura, departamento San Carlos, Cordillera Oriental, Provincia de Salta. *Trabajo Final de licenciatura*. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán (inédito).
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., Ramos, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews* 18: 303-332.
- Damm, K.W., Pichowiak, S., y Todt, W. 1986. Geochemie, Petrologie und Geochronologie der Plutonite und des metamorphen Grundgebirges in Nordchile. *Berliner Geowissenschaften Abhandlungen*. (A) 66: 73-146.
- 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.

- Escayola, M.P., van Staal, C.R., Davis, W.J. 2011. The age and tectonic setting of the the Puncoviscana Formation in northwestern Argentina: An accretionary complex related to Early Cambrian closure of the Puncoviscana Ocean and accretion of the Arequipa-Antofalla block. *Journal of South American Earth Sciences*. 32: 438-459.
- Faure, G. 1986. Principles of isotope geology. 2 Aufl, XV, 589 pp. Wiley & Sons, New York.
- Faure, G., y Powell, J.L. 1972. Strontium isotope geology. In: *Minerals, Rocks and Inorganic Materials*, vol. 5: 188 pp. Springer, Berlin.
- 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.
- Galliski, M.A. 1983. Distrito minero El Quemado, departamento La Poma y Cachi, provincia de Salta. I: El basamento del tramo septentrional de la Sierra de Cachi. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38(2): 209-224.
- Galliski, M.A., Toselli, a.J., Saavedra, J. 1990. Petrology and geochemistry of the Cachi high-alumina trondhjemites, northwestern Argentina. In: Kay, M. S., y Rapela, C.W. (eds.). Plutonism from Antarctica to Alaska. *Geological Society of America, Special Paper* 241: 91-100.
- Galliski, M. A. y Miller C. F. 1989. Petrogénesis de las trondhjemitas de Cachi: condicionamientos impuestos por elementos de tierras raras e implicancias tectónicas. *Reunión Geotranssectas de América del sur* Actas 58-62, Mar del Plata.
- Grauert, B., Hännny, R., y Soptrajanova, G. 1974. Geochronology of a polymetamorphic and anatectic gneiss región: The Moldanubicum of the area Lam-Deggendorf, Eastern Bavaria, Germany. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 45: 37-63.
- Halliday, A.N., y Stephens, W.E. 1984. Crustal controls on the genesis of the 400 Ma old Caledonian granites. *Physical Earth Planetary International*. 35: 89-104.
- Halpern, M., y Latorre, C.O. 1973. Estudio geocronológico inicial de rocas del Noroeste de la República Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 28: 195-205.
- Hauser, N. 2011. Petrología y geología isotópica de las rocas ígneas y estudios de proveniencia (U-Pb y Lu-Hf) de las rocas meta-sedimentarias del basamento del Paleozoico inferior en las áreas de Tástil, Niño Muerto, Río Blanco y Río Grande, Cordillera Oriental, Noroeste Argentino. *Tesis Doctoral* (inédita). 248 p. Universidad Nacional de Salta.
- Hongn, F.D., y Seggiaro, R.E. 2001. Hoja Geológica 2566-III, Cachi. Provincias de Salta y Catamarca. *Boletín* 248, 93 pp. SEGEMAR. Buenos Aires.
- Huppert, H.E., y Sparks, R.S.J. 1988. Melting the roof of a chamber containing a hot turbulently convecting fluid. *Journal Fluids Mechanical*, 188: 107-131.
- Ježek, P, A.P. Willner, A.P., Aceñolaza, F.G., y Miller, H. 1985. The Puncoviscana trough - a large basin of Late Precambrian to Early Cambrian age on the Pacific edge of the Brazilian shield. *Geologische Rundschau* 74: 573-584.
- Ježek, P. 1990. Análisis sedimentológico de la Formación Puncoviscana entre Tucumán y Salta. In: Aceñolaza, F.G., Miller, H., y Toselli, A.J. (Eds). El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. *Serie Correlación Geológica* 4: 9-35.
- Langmuir, C.H., Vocke, R.D., Hanson, G.N., y Hart, S.R. 1978. A general mixing equation with applications to Iceland basalts. *Earth Planetary Sciences Letters*, 37: 380-392.
- Lork, A., Grauert, B., Kramm, U., y Miller, H. 1991. U-Pb-investigations of monazite and polyphase zircon: implications for age and petrogenesis of trondhjemites of the southern Cordillera Oriental, NW-Argentina. *6° Congreso Chileno Actas*, 1: 398-402. Viña del Mar.
- Lork, A., y Bahlburg, H. 1993. Precise U-Pb ages of monazite from the Faja Eruptiva de la Puna Oriental and the Cordillera Oriental, NW Argentina. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Acta 4: 1-6. Mendoza.
- Lork, A., Miller, H., y Kramm, U. 1989. U-Pb zircon and monazite ages of the La Angostura granite and the orogenic history of the northwest Argentine basement. *Journal of South American Earth Sciences*, 2/2: 147-153.
- Lork, A., Miller, H., Kramm, U., y Grauert, B. 1990. Sistemática U-Pb de corcones detríticos de la Fm. Puncoviscana y su significado para la edad máxima de sedimentación en la Sierra de Cachi (prov. de Salta, Argentina). In: Aceñolaza, F.G., Miller, H., y Toselli, A.J. (eds.). El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. *Serie Correlación Geológica*, 4: 199-208. Tucumán.
- Maniar, P.D., and Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*. 101: 635-643.
- Méndez, V., Nullo, F.E., Otamendi, J. 2006. Geoquímica de las Formaciones Puncoviscana y Cachi, Sierra de Cachi, Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(2): 256-268.
- Mon, R., y Hongn, F. 1988. Caracterización estructural de la Formación Puncoviscana dentro del basamento del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43: 124-127.
- Mon, R., y Hongn, F. 1996. Estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(1): 1-10.
- Mon, R., Gutiérrez, A.A., y Cisterna, C.E. 2017. Estructura de los Andes del Norte Argentina y su entorno regional, 181 pp. *Editorial Académica Española*.

- Morimoto, M. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine* 52: 535-550.
- Moya, C. y Salfity, J., 1982. Los Ciclos Magmáticos en el Noroeste Argentino. *Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología*, III:523-526.
- Omarini, R.H., y Alonso, N.R. 1987. Lavas en la Formación Puncoviscana, Río Blanco, Salta, Argentina. *X Congreso Geológico Argentino*. Tucumán. Actas 4: 292-295.
- Pasteels, P. 1970. Uranium-Lead radioactive ages, of monazite and zircon from the Ville Carolles Granite (Normandy). A case of zircon-monazite discrepancy. *Eclogae geologiae Helvetique*, 63(1): 231-237.
- 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.
- Peterman, Z.E. 1979. Strontium isotope geochemistry of Late Archean to Late Cretaceous tonalities and trondhjemites, In: Barker, F. (ed.). Trondhjemites, dacites, and related rocks. *Developments in Petrology*, 6: 133-147. Amsterdam, Elsevier.
- Rudnick, R.L., y Gao, S. 2003. The Crust. In: Davis, A.M., Holland, H.D., y Turekian, K.K. (eds.). *Treatise on Geochemistry*, vol. 3: 569-659.
- Salfity, J.A., Omarini, R.H., Baldis, B., y Gutierrez, W. 1975. Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y Paleozoico del norte argentino. *II Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, 4: 341-361. Buenos Aires.
- Schärer, U., y Allègre, C.J. 1982. Uranium-lead system in fragments of a single zircon grain. *Nature*, 295: 585-587.
- Schön, C. 1991. Magmentwicklung und Intrusionssgeschichte im Südtel der Sierra de Cachi, NW – Argentinien. *Inaugural-Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Geowissenschaftlichen Fakultät der Ludwig-Maximilians-Universität München*. (Tesis Doctoral).
- Schön, C., y Miller, H. 1990. The evolution of the lower Paleozoic trondhjemite-granite suites SW of Cachi, NW, Argentina. *Symposium International Geodinamique Andine. Colloques et Séminaires*, Grenoble, France, 363-366.
- Smith, D.L. 1982. Review of the tectonic history of the Florida basement. *Tectonophysics*, 88(1-2): 1-22.
- Sola, A.M., Becchio, R.A., y Pimentel, M.M. 2010. Leucogranito Pumayaco: anatexis cortical durante el ciclo orogénico Famatiniano en el extremo norte de la sierra de Molinos, provincia de Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66 (1-2): 206-224.
- Toselli, A.J. y Rossi de Toselli, J.N. 1990. Metamorfismo de baja presión en las Sierras Pampeanas y Cordillera Oriental, en el NW de Argentina. Relaciones con el plutonismo granítico. *XI Congreso Geológico Argentino*, Acta 1: 174 177. San Juan.
- Toselli, A., y Rossi de Toselli, J. N. 1990. Metamorfismo de la Formación Puncoviscana en las provincias de Salta y Tucumán, Argentina. *V Congreso Latinoamericano de Geología*, Acta II: 37 52. Argentina.
- Turner, J.C. 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 42:77-126.
- Turner, J.C., 1961. Estratigrafía del Nevado de Cachi y sector oeste (Salta). *Acta Geológica Lilloana*, 3: 191-226. Tucumán.
- Turner, J.C. 1972. Cordillera Oriental. In: Leanza, A.F. (ed.). *Geología Regional Argentina*. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 117-142.
- Turner, J.C., y Mon, R. 1979. Cordillera Oriental. In: Turner, J.C. (Ed.). *Geología Regional Argentina*. *Publicación Especial. Academia Nacional de Ciencias en Córdoba*, 1: 57-94.
- Winchester, J.A., y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.
- Yoder, H.S., Stewart, D.B.Jr., y Smith, J.R. 1957. Ternary feldspars. *Carnegie Institute Washington. Yearbook* 56: 206-214.

**Recibido:** 05 de Junio 2019

**Aceptado:** 26 de Julio 2019

## Apendice

Tabla 1

	T088	T197	T214	T215	T216	T278	T437	T450	T457	T557	T562	T585	T590	T596	T610	T614	T616	T632
	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T
SiO <sub>2</sub>	71,57	72,22	71,19	72,03	71,96	72,89	73,24	73,80	72,46	70,32	72,17	69,12	71,68	72,14	73,35	72,73	72,54	72,67
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,13	0,13	0,10	0,28	0,20	0,18	0,10	0,16	0,18	0,14	0,32	0,23	0,18	0,26	0,17	0,26	0,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,13	17,37	17,34	17,05	16,21	15,00	15,57	15,84	16,32	16,92	16,84	16,86	16,96	16,92	16,54	17,17	17,13	16,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,20	1,15	1,32	1,05	1,61	2,03	1,76	1,03	1,66	1,86	1,33	3,03	1,43	1,98	1,60	1,21	1,34	1,39
FeO	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
MnO	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02
MgO	0,31	0,41	0,34	0,13	0,49	0,65	0,70	0,48	0,53	0,92	0,53	1,44	0,28	0,46	0,43	0,41	0,46	0,55
CaO	2,42	3,02	1,34	2,48	2,80	1,81	2,77	2,15	2,58	3,44	2,40	2,37	2,82	2,11	1,18	1,76	4,53	1,64
Na <sub>2</sub> O	5,14	5,24	5,89	5,71	5,35	4,79	5,11	5,01	5,13	4,89	5,21	4,48	4,70	5,09	5,04	5,29	5,23	5,19
K <sub>2</sub> O	0,90	0,86	0,62	1,11	0,60	1,05	0,69	0,54	0,92	0,79	0,97	1,40	1,10	0,86	1,35	0,56	0,65	0,98
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,60	0,08	0,04	0,06	0,05	0,07	0,06	0,05	0,06	0,06	0,07	0,06	0,08	0,07	0,06	0,05	0,05	0,11
LOI	0,50	0,29	0,24	0,66	0,33	0,59	0,06	0,38	0,63	0,55	0,50	0,47	0,60	0,44	0,52	0,44	0,55	0,36
Total	99,40	100,79	99,72	99,39	99,55	99,12	100,50	99,40	100,48	99,95	100,18	99,59	99,90	100,28	100,35	99,81	99,75	100,18
Ba		60						70				149		90	71			
Rb	96	49	33	56	31	68	37	33	45	47	46	48	101	45	57	40	53	49
Sr	550	596	625	502	826	682	560	568	551	680	610	618	717	536	566	641	763	602
Y	21	14	14	15	15	15	16	15	13	16	19	20	15	21	16	17	83	16
Zr	145	136	135	133	169	165	152	168	134	160	138	153	193	138	134	143	162	129
Pb																		
Ga																		
Zn																		
Cu						16	10											
Ni									10	14		15						
V																		
Cr	11	14	10	9	12	26	13	15	16	20	14	40	24	12	18	17	19	20
Co	28	31	35	20	17	21	22	14	20	29	20	22	30	23	28	29	20	25

**Tabla 1.** Contenidos de elementos mayores menores y trazas de los intrusivos. / **Table 1.** Contents of minor major elements and traces of the intrusive.

	TM11	TM12	TM13	T022	TO111	TO112	TO113	TO114	TO115	TO118	TO119	G003	G005	G008	G044	G045	G048	G053
	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	G-G						
SiO <sub>2</sub>	70,38	70,06	69,13	73,37	74,73	73,34	75,29	73,30	75,36	74,77	74,98	75,39	72,50	73,57	73,96	75,82	75,11	76,08
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,18	0,15	0,16	0,13	0,15	0,15	0,16	0,12	0,16	0,15	0,03	0,07	0,05	0,05	0,02	0,06	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,33	18,07	18,64	14,17	12,69	14,19	12,26	13,82	14,99	14,73	14,75	12,69	14,31	14,57	15,10	14,15	13,69	13,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,67	1,35	1,52	1,11	1,02	1,02	1,10	1,06	0,91	0,96	1,02	0,82	1,00	0,90	0,93	0,76	0,90	0,55
FeO	-	--	--	0,63	0,17	0,16	0,21	0,20	0,12	0,14	0,20	0,10	0,16	0,13	0,11	0,07	0,13	0,04
MnO	0,02	0,03	0,02	0,24	0,05	0,01	0,06	0,04	0,10	0,01	0,10	0,06	0,04	0,05	0,04	0,07	0,03	0,01
MgO	0,62	0,64	0,53	0,82	0,41	0,36	0,53	0,55	0,30	0,34	0,65	0,27	0,42	0,36	0,17	0,10	0,41	0,25
CaO	2,93	3,16	2,87	3,71	3,64	3,54	3,71	3,82	2,38	2,79	2,50	0,87	0,90	0,64	0,42	0,38	0,62	0,63
Na <sub>2</sub> O	5,56	5,00	6,41	4,79	5,85	5,47	5,47	5,68	4,69	4,06	4,78	4,57	4,44	4,41	4,48	4,28	4,23	3,73
K <sub>2</sub> O	0,80	0,91	0,80	1,01	1,05	0,68	1,03	0,92	0,94	1,24	1,01	4,51	5,51	4,77	4,20	3,93	4,45	4,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,07	0,09	0,10	0,06	0,05	0,06	0,07	0,09	0,13	0,08	0,17	0,21	0,23	0,35	0,28	0,26	0,22
LOI	0,28	0,44	0,66	0,44	0,52	0,30	0,35	0,52	0,76	0,71	0,30	0,81	0,80	0,85	0,86	0,64	0,79	0,93
Total	99,85	99,91	100,82	100,57	100,32	99,27	100,22	100,14	100,76	100,04	100,52	100,29	100,36	100,53	100,67	100,50	100,68	100,38
Ba	51	47	45	42	56	33	59	54	51	53	52	275	63	159	329	413	281	220
Rb	770	615	721	725	577	682	606	649	471	509	620	80	267	76	38	49	76	161
Sr	17	16	16	95	112	81	99	92	97	100	101	111	140	89	71	61	96	84
Y	169	144	164	104	99	108	160	143	20	71	152	39	104	71	19	22	85	85
Zr																		
Pb																		
Ga																		
Zn																		
Cu																		
Ni																		
V																		
Cr	19	16	18	11	79	21	52	4	10	9	17	14	1	24	33	14	36	28
Co	23	27	20	4	25	6	6	3	44	7					33	38	18	2

T-T: Tonalita-trondhjemita. G-G: Granodiorita-granito.

	G054	G055	G056	G059	G065	G121	G173	G188	TV25	TV27	TV28	TV33	TV87	TV88	TV91	TV94	TV96	TV98
	G-G	G-G	G-G	G-G	G-G	G-G	G-G	G-G	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T
SiO2	75.64	73.87	71.49	75.94	75.19	74.89	75.16	74.97	74.00	73.51	73.56	74.45	74.87	76.66	74.53	78.68	74.54	74.51
TiO2	0.07	0.10	0.08	0.05	0.09	0.04	0.08	0.07	0.10	0.17	0.12	0.10	0.08	0.06	0.06	0.03	0.07	0.06
Al2O3	13.69	15.17	16.50	13.27	14.43	12.50	14.86	13.48	14.16	14.14	15.90	14.95	14.00	14.26	15.12	12.28	13.20	12.60
Fe2O3	0.90	1.0	1.10	0.85	0.93	0.77	0.77	0.98	0.88	1.25	0.96	0.75	0.78	0.89	0.72	0.81	0.90	0.76
FeO	0.11	0.15	0.18	0.10	0.14	0.09	0.09	0.14	0.12	0.29	0.18	0.08	0.08	0.11	0.07	0.08	0.12	0.08
MnO	0.02	0.01	0.01	0.05	0.01	0.05	0.01	0.05	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.03	0.05
MgO	0.26	0.32	0.36	0.22	0.40	0.34	0.36	0.29	0.36	0.63	0.61	0.22	0.17	0.20	0.27	0.12	0.29	0.23
CaO	0.46	0.40	0.39	0.47	0.42	1.12	0.31	0.63	3.43	3.41	2.89	3.28	3.36	2.21	2.93	2.15	4.09	4.24
Na2O	3.50	3.43	3.80	4.07	2.92	4.50	3.46	4.13	5.93	5.03	4.45	4.72	5.12	4.90	4.83	5.41	5.15	6.15
K2O	4.76	4.50	5.35	4.52	4.91	4.58	4.51	4.81	0.69	1.04	0.59	0.43	0.66	0.56	0.64	0.65	0.52	0.53
P2O5	0.20	0.33	0.39	0.27	0.41	0.15	0.27	0.25	0.06	0.08	0.09	0.07	0.06	0.08	0.06	0.05	0.05	0.04
LOI	1.02	0.92	1.16	0.89	0.78	0.78	0.88	0.85	0.41	0.88	0.39	0.50	0.68	0.54	0.48	0.45	0.35	0.50
Total	100.63	100.20	100.81	100.70	100.63	99.81	100.76	100.65	100.17	100.46	99.75	99.56	99.87	100.48	99.72	100.75	99.31	99.75
Ba	909	511	214	871	1069	1020	811	1033	615	1261	863	1180	1381	127	582	1463	1640	320
Rb	155	249	302	357	391	191	210	270	34	63	32	23	32	27	146	26	34	33
Sr	472	89	79	68	49	178	186	77	597	554	680	89	673	519	380	347	648	612
Y	84	122	58	76	66	104	93	109	95	96	118	122	58	92	111	180	117	91
Zr	115	27	21	34	47	43	96	65	84	170	129	117	156	73	73	108	188	77
Pb	26	17	14	7	11	41	16	22	35	45	30	46	50	27	32	58	34	30
Ga	10	6	15	11	13	9	10	6	17	11	12	13	11	17	11	11	16	12
Zn	161	179	130	39	141	177	87	160	179	163	190	211	247	167	198	245	180	167
Cu	32	40	17	26	24	43	26	35	40	43	49	53	58	40	49	57	37	43
Ni	15	20	13	15	14	16	8	16	12	7	14	14	17	11	14	14	12	14
V	165	2	200	54	90	59	978	195	11	234	121	174	248	261	109	196	215	141
Cr	16	35	17	23	20	21	36	15	9	58	2	9	16	7	22	11	10	6
Co	14	98	12	17	14	36	2	19	5	2	10	8	14	8	39	11	2	7

	TV99	TV137	TV165	TV166	TV167	GR06	GR159	TVP24	TVP33	TVP168	TH81	TH176	TH177	TH178	TH191	TC069	TC101
	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	G	G-G	G-G	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T	T-T
SiO2	74,69	77,58	76,58	74,70	75,28	70,90	70,98	76,54	72,14	73,89	75,98	75,41	75,04	74,98	75,64	74,65	75,95
TiO2	0,08	0,06	0,07	0,07	0,13	0,59	0,58	0,10	0,22	0,10	0,10	0,16	0,13	0,20	0,04	0,10	0,09
Al2O3	14,27	12,62	12,27	14,52	15,26	14,17	14,33	14,55	15,53	13,64	12,75	13,67	12,09	13,18	12,30	14,65	14,58
Fe2O3	0,82	0,74	0,99	0,70	1,06	2,42	2,46	0,92	1,31	1,02	1,32	1,15	1,05	1,36	0,79	0,89	0,79
FeO	0,11	0,07	0,13	0,07	0,19	2,10	1,92	0,10	0,29	0,14	0,36	0,26	0,19	0,38	0,08	0,13	0,08
MnO	0,02	0,08	0,06	0,01	0,01	0,11	0,10	0,01	0,01	0,03	0,05	0,04	0,07	0,04	0,06	0,01	0
MgO	0,36	0,14	0,19	0,26	0,48	1,87	1,56	0,12	0,46	0,20	0,78	0,68	0,52	0,81	0,21	0,46	0,18
CaO	3,13	1,56	3,26	2,95	2,05	2,02	2,04	1,96	3,48	3,50	2,79	2,22	3,94	3,25	1,19	3,11	2,62
Na2O	5,44	6,78	5,14	6,26	5,22	2,51	2,32	4,21	4,58	5,61	4,67	4,80	5,23	4,26	4,17	4,85	4,51
K2O	0,68	0,70	0,80	0,41	0,62	3,99	3,92	1,01	0,86	1,01	1,14	1,43	0,97	1,20	4,34	0,54	0,66
P2O5	0,07	0,02	0,05	0,05	0,09	0,15	0,16	0,10	0,08	0,05	0,06	0,10	0,07	0,11	0,19	0,09	0,08
LOI	0,59	0,72	0,20	0,72	0,73	1,23	0,96	0,79	0,32	0,80	0,51	0,95	0,55	0,57	0,68	0,65	0,54
Total	100,26	101,07	99,74	100,72	101,12	102,06	101,33	100,40	99,28	99,99	100,60	100,87	99,85	100,34	99,69	100,13	100,08
Ba	1128	678	349	1185	200	534	765	1733	861	1077	1493	538	740	995	1076	391	1212
Rb	37	42	30	28	27	195	206	60	100	56	59	162	125	65	162	29	120
Sr	611	361	436	650	519	123	133	537	447	536	603	264	340	620	124	574	375
Y	113	165	109	128	106	95	101	217	87	124	138	113	97	113	120	75	99
Zr	137	118	53	126	64	145	171	183	76	116	192	72	93	158	222	74	129
Pb	24	33	28	47	6	23	20	42	17	32	51	30	21	39	22	23	16
Ga	17	14	13	13	7	14	16	14	22	15	16	10	14	5	12	18	14
Zn	168	258	193	214	133	176	178	280	106	202	231	195	147	166	217	32	153
Cu	33	62	48	53	27	12	8	61	44	46	48	45	24	47	41	20	29
Ni	14	14	13	13	20	11	11	17	4	12	10	14	13	12	8	13	14
V	89	59	134	141	174	37	28	250	1342	151	195	161	273	286	69	46	95
Cr	22	3	4	17	38	35	14	22	30	5	17	31	25	52	69	19	18
Co	5	85	23	7	53	60	66	39	5	23	17	21	14	10	105	5	4

	TC151	G1128	G1181	G1183	TM184	GRC16	GRC18	TO041	TO107	GRV09	GRV10	TO155	GA38	GA39	TO106	TVP32	TVP90
	T-T	G-G	G-G	G-G	G-G	G-G	G-G	T-T	T-T	G-G	G-G	T-T	G-G	G-G	T-T	T-T	T-T
SiO2	77.67	74.44	74.54	74.63	74.16	70.85	75.22	76.21	74.28	63.10	64.67	75.25	74.40	74.44	71.58	73.66	74.72
TiO2	0.10	0.06	0.09	0.04	0.06	0.58	0.10	0.19	0.16	0.73	0.76	0.13	0.14	0.22	0.25	0.15	0.18
Al2O3	12.67	12.76	14.55	13.45	15.13	15.37	12.37	13.51	13.73	13.86	14.47	14.23	13.47	13.84	13.74	14.88	13.50
Fe2O3	0.97	1.03	1.08	0.84	0.88	2.45	0.79	1.28	1.12	2.95	2.93	1.04	1.40	1.51	1.33	1.10	1.14
FeO	0.15	0.18	0.13	0.11	0.09	2.13	0.08	0.38	0.20	3.93	4.02	0.17	0.35	0.39	0.41	0.20	0.21
MnO	0.02	0.14	0.01	0.01	0.01	0.10	0.03	0.02	0.01	0.14	0.15	0.03	0.03	0.01	0.05	0.01	0.04
MgO	0.39	0.50	0.04	0.33	0.09	1.84	0.22	1.02	0.41	3.20	3.50	0.37	0.55	0.48	1.03	0.45	0.44
CaO	0.81	1.01	0.73	0.85	0.28	2.12	0.84	2.44	3.43	6.47	5.13	2.53	1.91	1.46	4.94	2.88	3.26
Na2O	3.83	2.38	3.42	4.02	3.97	2.59	3.79	3.72	4.26	2.44	2.10	5.42	3.23	3.22	5.10	4.92	4.56
K2O	3.94	6.14	5.24	4.94	4.99	4.11	5.59	1.37	1.45	2.56	3.05	0.87	3.78	3.99	0.78	1.32	1.34
P2O5	0.11	0.42	0.14	0.13	0.17	0.26	0.13	0.09	0.08	0.21	0.20	0.07	0.10	0.11	0.08	0.07	0.08
LOI	0.77	0.28	0.72	0.46	0.71	1.22	0.75	0.76	0.37	0.71	0.93	0.76	0.76	0.62	0.27	0.65	0.81
Total	100.43	99.34	100.69	99.81	100.54	103.62	99.91	100.99	99.50	100.30	101.91	100.87	100.12	100.29	99.56	100.29	100.28
Ba	257	745	1066	1086	488	612	1066	1284	1019	409	586	1061	879	756	1206	512	1203
Rb	87	253	180	192	275	227	213	103	56	101	147	37	118	150	42	116	55
Sr	258	191	78	94	89	55	87	568	705	292	285	592	157	99	815	180	401
Y	126	74	85	130	90	102	107	150	95	48	50	150	133	124	64	134	120
Zr	33	68	45	71	31	168	76	176	114	71	140	123	110	118	161	101	171
Pb	4	13	2	22	12	30	32	34	38	40	7	37	35	36	38	17	48
Ga	3	13	8	9	12	17	12	10	15	12	17	13	10	2	22	6	18
Zn	92	86	70	146	176	207	150	224	159	154	127	227	173	194	146	127	205
Cu	4	32	27	24	45	22	37	47	32	6	37	49	35	42	25	42	43
Ni	23	4	20	18	14	8	11	18	13	6	13	17	14	11	6	47	10
V	172	1079	220	177	264	60	52	251	169	24	25	135	88	71	133	971	111
Cr	62	18	58	35	9	53	6	15	9	104	18	21	13	10	14	46	13
Co	85	4	10	15	32	181	42	18	7	47	30	13	61	87	2	70	12

Tabla 2

Tierras Raras	22b	22c	22d	33a	42a	51	54a	55b	57a	57b	69a	81a
	I	I	I	I	I	II	II	II	II	II	II	I
La	5,474	5,405	2,010	2,761	2,482	0,227	0,338	1,405	0,960	1,264	2,452	6,048
Ce	12,020	12,970	3,759	4,758	6,171	1,092	0,745	4,418	1,995	2,532	6,756	14,930
Pr	1,405	1,455	-	-	0,564	0,200	0,100	0,550	0,356	0,395	0,781	2,167
Nd	6,041	6,351	2,323	2,582	3,172	0,553	0,560	1,342	0,999	1,979	2,735	7,786
Sm	1,763	1,246	0,439	0,368	0,425	-	0,129	0,417	0,412	0,292	-	1,818
Eu	0,360	0,376	0,158	0,134	0,255	0,025	0,042	0,086	0,060	0,089	0,179	0,372
Gd	1,307	1,141	0,520	0,564	-	0,178	0,257	0,839	0,505	0,513	0,532	1,823
Tb	---	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	1,028	0,733	0,236	0,148	0,959	0,178	0,121	0,751	0,729	0,842	0,317	1,297
Ho	---	0,162	-	-	-	0,093	0,112	0,228	-	0,275	0,074	-
Er	0,282	0,176	0,429	0,155	0,564	0,170	0,289	0,423	0,423	0,582	-	0,466
Tm	---	-	-	-	0,056	0,022	-	0,065	0,065	-	-	-
Yb	0,325	0,237	0,542	0,143	0,633	0,163	0,293	0,411	0,411	-	-	0,471
Lu	0,042	-	0,069	0,012	0,042	0,021	0,036	0,064	0,064	0,066	0,030	0,067
Total	30,047	30,252	10,485	11,625	15,323	2,922	3,022	10,999	6,729	8,829	13,856	37,245
(La/Lu) <sub>n</sub>	4,073	-	0,910	7,19	1,847	0,338	0,293	0,686	0,469	0,598	2,554	2,821
Eu/Eu*	0,694	0,947	1,009	1,921	-	-	0,692	0,436	0,402	0,697	-	0,618
Eu/Sm	0,204	0,302	0,360	0,364	0,6	-	0,326	0,206	0,146	0,305	-	0,205

Tierras Raras	81b	84a	86a	100a	106a	106b	110a	110b	112a	115a	133b	136b
	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	III	I
La	8,088	1,145	1,577	2,25	4,604	5,555	4,688	6,985	2,248	2,951	5,134	2,350
Ce	19,300	2,081	3,399	18,210	12,450	13,040	9,101	15,540	4,907	5,760	10,610	5,224
Pr	2,649	-	-	0,847	1,191	1,769	1,312	2,064	0,558	-	1,802	0,536
Nd	9,354	1,507	2,188	2,391	5,706	0,023	4,841	7,797	2,831	2,905	5,298	2,397
Sm	2,434	-	-	-	1,301	1,567	-	1,808	0,779	0,828	0,963	-
Eu	0,502	0,089	0,141	0,136	0,344	0,360	0,300	0,414	0,133	0,134	0,302	0,137
Gd	2,114	0,465	0,737	0,302	1,223	1,274	0,524	1,149	0,876	0,956	0,862	0,438
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	1,417	0,239	0,213	0,324	0,907	0,799	-	0,940	0,184	0,505	0,498	0,322
Ho	0,476	-	-	-	-	0,203	0,179	-	0,135	-	0,081	0,077
Er	0,897	0,279	0,174	0,271	0,332	0,285	0,210	0,416	0,163	0,326	0,215	0,169
Tm	-	-	-	-	-	-	0,025	-	-	-	-	-
Yb	0,810	0,337	0,222	0,175	0,360	0,290	0,280	0,308	0,158	0,372	0,208	0,198
Lu	0,044	0,038	0,042	0,038	0,038	0,014	0,014	0,053	0,034	0,050	0,013	0,014
Total	98,085	6,18	8,693	24,944	28,456	31,179	21,474	37,474	13,006	14,787	25,986	11,862
(La/Lu) <sub>n</sub>	5,744	0,942	1,173	1,850	3,786	12,40	10,464	4,119	2,066	1,844	12,341	5,246
Eu/Eu*	0,661	-	-	-	0,821	0,755	-	0,820	0,490	0,459	0,993	-
Eu/Sm	0,206	-	-	-	0,264	0,230	-	0,229	0,171	0,162	0,314	-

Tierras Raras	167a	176a	178a	181a	201a	201b	210a	210b	214a	214b	224a	224b
	I	I	I	II	I	I	III	III	III	III	I	I
La	2,783	4,012	5,062	1,146	3,713	6,042	2,039	3,037	3,087	3,689	3,170	2,697
Ce	7,234	7,639	10,920	2,588	8,869	13,750	4,146	7,704	5,638	8,211	6,714	5,775
Pr	0,298	0,814	1,055	0,303	1,542	-	0,632	0,851	0,635	1,601	1,300	1,451
Nd	3,229	3,654	5,097	1,304	5,282	7,377	2,151	3,714	2,557	3,828	2,858	2,493
Sm	0,610	0,486	1,606	0,393	1,055	1,797	0,650	1,479	0,656	1,189	0,937	0,415
Eu	0,198	0,283	0,314	0,050	0,271	0,391	0,130	0,245	0,35	0,285	0,219	0,189
Gd	0,939	1,024	1,723	0,154	0,923	1,192	0,387	0,794	0,467	0,770	0,415	0,246
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	0,205	0,314	0,817	0,436	0,737	0,644	0,650	0,647	0,675	0,727	0,652	0,310
Ho	-	0,152	0,227	0,183	-	-	-	0,156	-	0,170	-	-
Er	0,162	0,343	0,477	0,689	0,285	0,294	0,212	0,313	0,340	0,273	0,284	0,107
Tm	-	-	-	0,101	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	0,203	0,327	0,527	0,727	0,220	0,204	0,176	0,274	0,255	0,303	0,218	0,082
Lu	0,062	0,048	0,027	0,111	0,023	-	0,026	-	0,027	0,016	0,032	0,033
Total	15,923	19,086	27,852	8,185	22,92	31,691	11,199	19,214	14,687	21,062	16,799	13,798
(La/Lu) <sub>n</sub>	1,403	2,612	5,859	0,323	5,045	-	2,451	-	3,573	7,205	3,096	2,554
Eu/Eu*	0,835	0,196	0,573	0,520	0,821	0,768	0,731	0,624	1,84	0,853	0,927	1,667
Eu/Sm	0,325	0,582	0,196	0,127	0,257	0,218	0,20	0,166	0,534	0,240	0,234	0,455

Tabla 2. Contenidos de tierras raras en los intrusivos. / Table 2. Rare earth contents in the intrusive.

I: Trondhjemitas-tonalitas, II: Granodioritas-granitos, III: Granito pre-tectónico Incauca.

Tabla 3

Muestra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Monacita/circón (°) Edades (Ma)
<b>Trondhjemitas</b>					
1 PAY-2	27,4	608,2	0,131	0,70331	466+/-1
2 PAY-2	21,5	529,2	0,117	0,70341	468+/-1
3 PAY-2	21,8	470,7	0,134	0,70347	
4 PAY-2	20,9	665,4	0,091	0,70348	
5 PAY-2	26,0	516,8	0,146	0,70359	
7 AGCAL-1	20,1	487,8	0,119	0,70339	
8 INCA-1	21,4	515,3	0,120	0,70394	479+/-1
9 VALL-2	5,0	594,6	0,025	0,70326	
10 VALL-2	16,7	530,2	0,091	0,70327	467+/-1
11 VALL-2	8,5	556,5	0,044	0,70330	468+/-1
12 VALL-2	5,3	544,6	0,028	0,70328	
<b>Alcali-granitos?</b>					
14 PAY-3	281	46,5	17,68	0,71275	469
15 LACAB-1	208	56,8	10,66	0,71327	

Relaciones iniciales (RI)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de las trondhjemitas, calculadas de las edades monacita/circón (°).

Tabla 4

Intrusivo	Litología	Carácter	Mineral	Edad Ma	Autor
Las Cabritas	granito	intrusivo	¿?	¿?	-----
Cachi	Tonalita/trondhjemita	intrusivo	¿?	¿?	-----
La Paya	Álcali-granito	Intrusivo-corneana	monacita	468	Lork et al. 1990
El Alto	tonalita	intrusivo	monacita	468	Lork y Bahlburg (1993)
El Alto	tonalita	intrusivo	monacita	466	Lork y Bahlburg (1993)
Las Pampitas	trondhjemita	intrusivo	monacita	467?	Lork
El Vallecito	Trondhjemita	intrusivo	circón	488+14/-16	Lork
El Vallecito	trondhjemita	intrusivo	monacita	467.5	Lork
Aguas Calientes	trondhjemita	intrusivo	monacita	481	Lork (inédito)
Aguas Calientes	trondhjemita	intrusivo	monacita	479	Lork (inédito)
Tres Tetras	trondhjemita	intrusivo	monacita	478	Lork (inédito)
Brealito	granito	intrusivo	monacita	475	Lork y Bahlburg (1993)
Brealito	granito	intrusivo	monacita	472	Lork y Bahlburg (1993)
Tacuil	granito	intrusivo	monacita	472	Lork y Bahlburg (1993)
Incauca	Tonalita/trondhjemita	Pre-tectónico	Rb-Sr	479+/-1	Lork (inédito)
Pumayaco	leucogranito	Sin-tectónico	circón	466,5	Sola et al. 2006
La Angostura	granito	Post-tectónico	circón	453+/-25	Lork et al. (1989)
La Angostura	granito	Post-tectónico	monacita	462+/-1	Lork et al. (1989)
Rancagua	pizarra	contacto	K-Ar	472-451	Adams et al. 1990
Finca Colomé	basalto	subvolcánico	circón	496+/-3	Hauser, 2011

Tabla 5

N° en Figs. 17a,b	Frac. Gran.	Muestra	Peso mg	Concentraciones			Relaciones atómicas observadas			Relaciones atómicas corregidas para Pb común y blanco			Edades aparentes (Ma)						
				Ut ppm	Pbt ppm	$^{206}\text{Pb}/_{\text{Rad}}$ (mmol/g)	$^{206}\text{Pb}/_{^{204}\text{Pb}}$	$^{207}\text{Pb}/_{^{206}\text{Pb}}$	$^{206}\text{Pb}/_{^{206}\text{Pb}}$	$^{206}\text{Pb}/_{^{238}\text{U}}$	$^{207}\text{Pb}/_{^{235}\text{U}}$	$^{207}\text{Pb}/_{^{206}\text{Pb}}$	$^{206}\text{Pb}/_{^{238}\text{U}}$	$^{207}\text{Pb}/_{^{235}\text{U}}$	$^{207}\text{Pb}/_{^{206}\text{Pb}}$				
<b>PAYS-1</b>																			
1	90-100	ce,k	8,2	367	49	139	6531	0,08106	0,14323	0,12648	1,37588	0,07890	768	879	1170				
2	60-80	ce,k	3,33	433	59	232	5176	0,08089	0,14042	0,12870	1,38671	0,07815	781	883	1151				
3	40-50	ce,k	2,8	542	74	295	10229	0,08239	0,1339	0,13055	1,45819	0,08101	791	913	1222				
4	90-100	a,d,g,l	3,1	328	31	123	3653	0,06451	0,16738	0,09006	0,75186	0,06055	556	569	623				
5	60-80	a,d,g,l	1,59	389	37	146	5584	0,06265	0,16247	0,08961	0,74206	0,06006	553	564	606				
6	40-50	a,d,g,l	1,2	422	42	167	14525	0,06334	0,14566	0,09465	0,81365	0,06234	583	604	686				
7	90-100	c,f,h	1,9	1665	214	846	2531	0,08736	0,13193	0,10873	1,22608	0,08179	665	813	1240				
8	60-80	c,f,h	0,75	2191	231	903	2153	0,08252	0,13127	0,09873	1,03215	0,07582	607	720	1090				
9	40-50	c,f,h	0,6	2182	228	907	2466	0,08252	0,13127	0,09971	1,05522	0,07676	613	731	1115				
<b>BREAL-1</b>																			
1	100-125	a,b,c	9,2	439	40	166	5756	0,06773	0,10455	0,09063	0,81501	0,06522	559	605	782				
2	80-100	a,b,c	7,5	467	43	173	6907	0,06631	0,14108	0,08868	0,78528	0,06422	548	588	749				
3	60-80	a,b,c	3,5	509	43	180	6701	0,06569	0,09691	0,08507	0,74521	0,06353	526	565	726				
4	50-60	a,b,c	3,3	488	44	169	6592	0,06425	0,19448	0,08303	0,71044	0,06206	514	545	676				
5	40-50	a,b,c	2,6	557	50	186	6401	0,06324	0,23382	0,08008	0,37323	0,6097	497	523	638				

a: idiomorfos. b: claros. c: rosados. d: idiomorfos con débil redondeamiento. e: oscuros. f: anaranjados. g: marrón claro.

La Paya (PAYS-1 – Figura 17A). El Brealito (BREAL-1 – Figura 17B).