

Geoquímica de las rocas filonianas asociadas a la etapa tardía y post magmática del Granito Papachacra, Sierras Pampeanas, Catamarca, Argentina

Lazarte, José E.

Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Lillo, U.N.T. CONICET. Miguel Lillo 205, (4000) San Miguel de Tucumán. jelazar@csnat.unt.edu.ar

R E S U M E N — El Granito Papachacra (Sierras Pampeanas, Argentina) es un plutón evolucionado, peraluminoso con índice gpaítico creciente, post-tectónico, de probable edad Carbonífero. Posee altos valores de Rb, Y, E.T.R., Th, U. La relación Ba/Rb varía entre 0,05 y 0,01. Existe una vinculación genética entre el Granito Papachacra y las rocas de dique que tienen una tendencia evolutiva común que va desde el granito a los cuerpos pegmatíticos, posiblemente de tipo YNF, con topacio y fluorita. Se asocian a esta tendencia diques micrograníticos, el cuerpo porfírico de Altohuasi y cuerpos con esferulitas. Por otra parte, una tendencia menos definida incluye a los diques porfíricos del Alto de la Mina (DPM) y los diques pseudobandeados, éstos incluidos con reservas ya que su vínculo genético con el Granito Papachacra no está definido.

El pórfiro de Altohuasi es afín al granito y se diferencia de los DPM en los contenidos de Co, Ni y Ba. Los diques porfíricos del Alto de la Mina son una rama separada de la tendencia principal en las primeras etapas de la evolución del granito. Estas rocas concentran, respecto al granito, Th, U y La.

Se consideran de filiación dudosa los diques pseudobandeados, bajos en elementos típicos del granito y similitudes geoquímicas con las vetas, y los cuerpos porfíricos con esferulitas, similares al granito en Th, U y E.T.R.

Finalmente se desarrollan rocas tipo greissen, vetas wolframíferas (relacionadas genéticamente al granito) y vetas ricas en metales base.

PALABRAS CLAVE: Granito especializado, Sierras Pampeanas, geoquímica, diques, postmagmático.

A B S T R A C T — "Geochemistry of the hypabyssal rocks related to late and postmagmatic stage of Papachacra Granite, Pampean Ranges, Argentina". Papachacra Granite (Pampean Ranges, Argentina) is an evolved, peraluminous, post-tectonic pluton, correlated to other Devonian-Carboniferous granites from Pampean Ranges on the base of geology and geochemistry. It has high values of Rb, Y, REE, Th, and U, and Ba/Rb ratio which ranges from 0,05 to 0,01.

There are two trends of geochemistry evolution during late to postmagmatic stage: the main trend includes Papachacra Granite, microgranitic and pegmatitic dikes, Altohuasi porfiroic body, spherulitic bodies, and the other trend includes Alto de la Mina porfiroic dikes (DPM) and probably pseudobanded dikes.

CPA has strong geochemistry affinity with the granite and differs from DPM in the Co, Ni, and Ba contents. The DPM are a separated branch from the granitic trend.

At the end two rock types, one like the granite (greissen and tungsten veins) and the other base metals - bearing veins are developed.

KEYWORDS: Specialized granite, Pampean Ranges, geochemistry, hypabyssal rocks.

INTRODUCCIÓN

En el sector norte de Sierras Pampeanas, aproximadamente en el cuadrángulo 66°-67° de long. O y 26°30'-27°30' de lat. S, es frecuente la presencia de al menos dos tipos de granitoides, uno más antiguo, generalmente ortogneises y otro, de tipo evolucionado que

intruye al primero. Este conjunto se emplaza en un basamento metamórfico, por lo común, de bajo grado.

En el área de afloramientos de este granito se encuentran numerosas y variadas manifestaciones mineralizadas. Si bien algunas se pueden asociar a dicho plutón sin mayores inconvenientes (W-Sn, Lazarte 1991), otras

como las auríferas y de metales base no tienen una relación tan clara. Es por eso que resulta de interés estudiar los procesos finales de la cristalización de este granito como una primera aproximación a los procesos generadores de mineralización en este tipo de cuerpos.

Con este fin se ha seleccionado como objeto principal para este estudio, los numerosos cuerpos intrusivos de menor tamaño, principalmente diques leucocráticos que se asocian espacialmente al Granito Papachacra, como productos de la etapa tardía magmática o deutérica temprana. En este trabajo se procura, desde un punto de vista geoquímico, caracterizar los diques y relacionarlos con el granito. Por la diversidad de los tipos encontrados, se considera como hipótesis de partida que estos cuerpos son afines genéticamente con el Granito Papachacra, productos de una etapa compleja, con más de una rama evolutiva, a partir de las cuales se podría inferir las tendencias mineralizantes.

MÉTODOS

Se realizaron estudios petrográficos y calcográficos, las plagioclasas se determinaron por método Michel-Lévy. Las modas se calcularon por conteo de puntos (mínimo: 400 puntos por corte).

En análisis químicos, se analizaron 26 muestras por elementos mayoritarios y 45 muestras por elementos traza. Las muestras tomadas fueron de 1 a 2 kg según el tamaño de grano. Los análisis se realizaron en ACME Labs (Vancouver) por: espectrometría de masas con fuente de plasma inducido (ICP-MS y ES) para: elementos mayoritarios, Ag, Cu, Pb, Zn, Mo, Ni, Co, Cd, Bi, As, Sb, Fe, Mn, Ba, Cr, V, Al, Mg, Ca, Sr, Y, Ga, Li, Sn, Nb, Ti. Por activación neutrónica: W, E.T.R., Th, U, Ta, Rb y Zr. En este trabajo sólo se estudian los elementos formadores de mena de contenidos más significativos, lo que excluye elementos como Ag, Au o Mo, cuyos contenidos no superan los valores medios de rocas ácidas. Hay elementos que no se incluyen en los cuadros por motivos de espacio, pero se mencionan en el texto (p.e. Bi).

En los diagramas se incluyen además datos del Granito Papachacra y el Ortogneis Chango Real según Lazarte (1991), datos de

cuerpos esferulíticos de Lazarte y Ávila (2003) y de vetas de Lazarte y Horta (2005). Los valores promedio de rocas graníticas tomados de la bibliografía se usan sólo como referencia cuando ello representa un mayor esclarecimiento para el tema tratado.

ANTECEDENTES

El Granito Papachacra ha sido mencionado en diversos estudios. Turner (1962, 1973), Ruiz Huidobro (1975) lo incluyen en estudios de tipo regional. García *et al.* (1981, 1982), García *et al.* (1982) lo diferencian de los granitoides a nivel regional. Ávila y Velazco Robles (1983), Ávila y Papetti (1984) aportan nuevas descripciones. Lazarte (1991, 1992, 1994, 2002) estudia la geoquímica, Rosello *et al.* (2000) realizan dataciones K/Ar. Lazarte y Ávila (2003) y Lazarte y Horta (2005) estudian manifestaciones mineralizadas relacionadas.

GEOLOGÍA

El Granito Papachacra está constituido por un conjunto de cuerpos intrusivos de características macro y microscópicas muy similares. Los dos cuerpos principales son el stock de Altohuasi, que aflora frente a la localidad de Corral Quemado, en la vertiente oriental de la sierra de Altohuasi y el stock de El Portezuelo, aflorante entre la localidad de Papachacra y el Alto de la Mina. El conjunto está elongado en dirección ENE-OSO (véase figura 1, donde se utiliza una única rastra y se indican ambos stocks).

La roca de caja la constituyen metasedimentitas de la Formación Loma Corral y el ortogneis Chango Real. Con ambos encajantes, los contactos del Granito Papachacra son netos, con aporte metasomático sobre la roca de caja, generándose turmalina, topacio y fenoblastos de feldespato potásico.

La Formación Loma Corral (Turner 1962) está constituida por filitas, cuarcitas y esquistos verdosos o parduzcos, con esquistosidad orientada entre N y NE (rumbo dominante de esquistosidad: N320, inclinaciones variables con predominio de subvertical). Se intercalan concordantemente, las metabasitas La Cuesta y los Mármoles Totorillas. El metamorfismo regional es de bajo grado (paragénesis cz-bio-

mu), con un metamorfismo retrógrado que genera clorita. La edad asignada a esta formación es Precámbrico – Cámbrico inferior (García *et al.* 1981; Lazarte 1991), edad que correspondería al metamorfismo de bajo grado (Toselli *et al.*, 2003).

La Formación Chango Real (Turner 1962) es un ortogneis biotítico, pretectónico con respecto a los eventos deformacionales del ciclo orogénico Famatiniano. Tiene contacto intrusivo con las metamorfitas del basamento. Presenta grano mediano a grueso, textura porfiroide y foliación conspicua, ampliamente distribuida, con rumbo dominante entre N20 y 350, subver-

tical. Los componentes principales son cuarzo, feldespato potásico micropertítico, oligoclasaandesina, biotita, muscovita secundaria, epidoto, apatito, circón y minerales opacos. Predominan composiciones granodioríticas y monzograníticas. Químicamente, el ortogneis es peraluminoso, con contenidos de elementos mayores y trazas (K/Rb, Rb/Sr, Y y Zr) normales para la corteza (Lazarte, 1991).

GRANITO PAPACHACRA

El Granito Papachacra es una roca sin deformación interna, color rosado, granularidad de 0,5 a 5 mm y textura generalmente xeno-

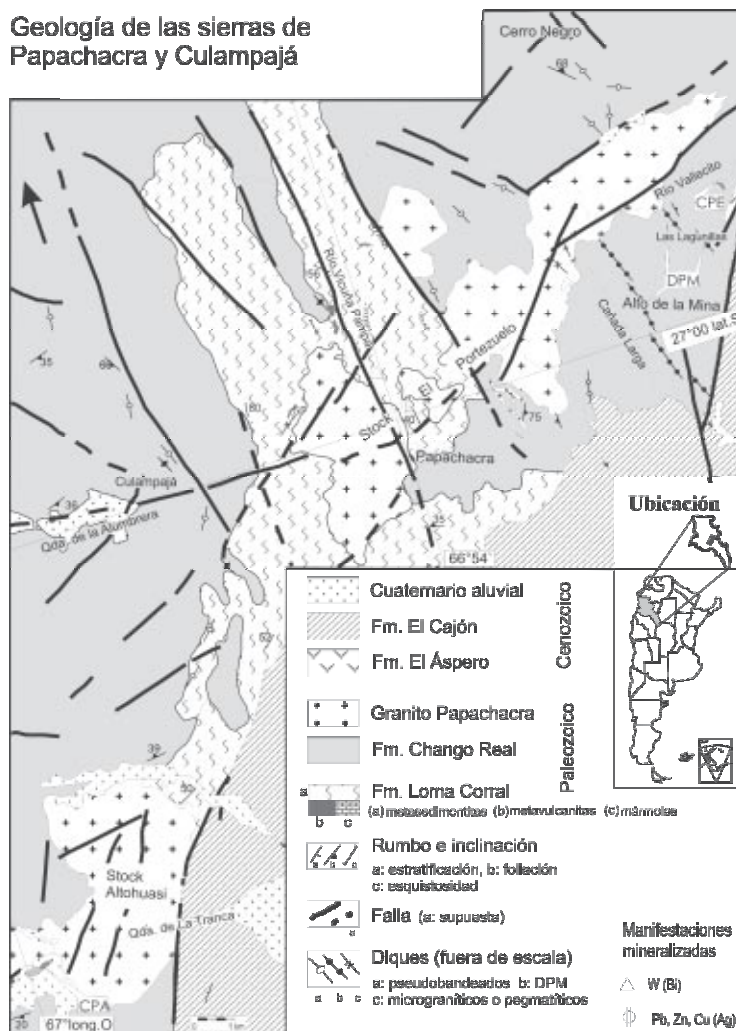


Figura 1. Mapa geológico de las serranías de Papachacra y Altohuasi – Culampajá (modificado de Lazarte, 1991). CPA: cuerpo de pórfiro riolítico de Altohuasi, DPM: diques de pórfiro riolítico del Alto de la Mina, CPE: cuerpo de pórfiro esferulítico.

mórfica. Lazarte (1991, 1994) lo caracteriza como un cuerpo tardío a postectónico, de tipo evolucionado, epizonal.

La composición general es de cuarzo, feldespato potásico, oligoclasa - albita, biotita, muscovita secundaria (salvo algunos casos en zona periférica), minerales opacos, circón, apatito, fluorita y topacio; escasos turmalina y allanita; anfíboles muy ocasionales (Lazarte, 1991, indica estos anfíboles como posiblemente alcalinos). Minerales secundarios: sericita, muscovita y epidoto.

En los cuerpos principales que conforman esta unidad, se reconocen cuatro facies principales, una subfacies en el Stock El Portezuelo, más las facies pegmatíticas y aplíticas que se mencionan en el apartado de rocas de dique.

La facies I (FI), periférica, es un monzogranito de grano fino (hasta 2 mm), equigranular, con halos limoníticos y cavidades miarolíticas. Se observa ocasionalmente, foliación paralela a los contactos, schlieren biotíticos y bordes de enfriamiento. Presenta una generación precoz de cuarzo en contacto con granos de la generación mayoritaria. En el feldespato potásico predominan las pertitas de reemplazo. En general, sericitización y caolinitización son más intensas que en otras facies. En algunos sectores se observa escasa muscovita probablemente primaria.

El contacto entre las facies FI y FII es transicional en el centenar de metros.

La facies II (FII) es la principal en ambos stocks. De textura porfiroide, tiene composición sienita y monzogranítica y representa más del 65% en superficie de afloramientos. El feldespato potásico es perfitico, de desmezcla y reemplazo. La subfacies IIa del Stock El Portezuelo es producto de feldespatización de la facies principal, con miarolas, venas y lentes de cuarzo y pistacita y algunos bolsones micáceos de grano fino constituidos por biotita y otras micas no identificadas, con hematita intersticial, los que pertenecerían a la etapa magmática tardía o pegmatítica temprana.

La facies IIIe (FIIIe) es un microleucogranito equigranular, que aflora en pequeños cuerpos que intruyen a FI o FII. El feldespato potásico presenta pertitas de desmezcla y reemplazo. La albita desarrolla en ocasiones textura tipo "tablero de ajedrez". En esta facies son más frecuentes topacio y fluorita.

La facies IIIp (FIIIp) presenta textura porfírica y similar composición a FIIIe, con enclaves micrograníticos. Se encuentra poco representada. Ambas facies III son monzograníticas.

Colombo *et al.* (2005) citan una sienita álcali feldespática relacionada al Stock El Portezuelo. La secuencia de alteraciones de feldespatización, muscovitización-sericitización, albitización, greisenización (Lazarte, 1994), ocurre luego del emplazamiento de la mayoría de los cuerpos estudiados.

ROCAS DE DIQUE

Según sus características texturales y composicionales, los tipos principales son: diques micrograníticos, diques aplíticos y pegmatíticos, cuerpos y diques de pórfiros riolíticos, cuerpos porfíricos con esferulitas, diques leucocráticos pseudobandeados y diques melano-cráticos, éstos fuera del tema de estudio.

1. Diques micrograníticos, aplíticos y pegmatíticos.— Los diques micrograníticos, por su textura y mineralogía, se consideran pertenecientes o relacionados a las facies III del Granito Papachacra. La mayoría intruye a las facies I y II del granito, con las que tienen contactos netos, sin efectos térmicos. Tienen espesores de 1 a 1,7 m, la misma textura y composición que el granito, pero con mayor grado de alteración y menor contenido de biotita (Moda: véase cuadro I).

Los cuerpos pegmatíticos pueden ser diques o bolsones en el cuerpo granítico o sus contactos. Pueden ser biotíticos o muscovíticos, con cuarzo (al menos dos generaciones) y microclino. Con respecto a su geometría, algunos presentan incipiente zonación, con mayor proporción de cuarzo y biotita ("paquetes" de hasta 5 cm) en la zona de piso, dos generaciones de microclino perfitico en el sector del núcleo, inclusiones micrograníticas y pequeños nódulos de magnetita relacionados a biotita. Una generación precoz de cuarzo subhedral se incluye en cuarzo mayoritario y plagioclasa. Se han observado cristales de cuarzo de hasta 30 cm, topacio de más de 10 mm y ocasionales cristales octaédricos de fluorita de hasta 10 mm. (Moda: véase cuadro I, sólo es indicativa de subfacies de grano menor a 5 mm y debe tomarse como dato general).

	Cuarzo	FK	Plagioclasa	Biotita	Muscovita - sericita	Otros
Diques micrograníticos (n=6)	35,4	29,4	30,9	1,3	0,7	Topacio: 0,3
Diques pegmatíticos * (n=5)	35,8	23,5	36,5	0,8	3	Topacio: 1 Turmalina: 0,5
CPA (n=4)	31(27-37)	40,5	14 (12-20)	2,5	4	Opacos: 3
DPM (n=5)	33,1	32,6	10,2	3,7	*	Opacos: 2
CPE (n=4)	21(16-24)	39(29-55)	7(2-14)	5	15	Opacos: 8,5
Diques pseudo bandeados (n=6)	39	27(16-43)	14(10-20)	0,8	11(8-15)	Turmalina: 0,5

Cuadro 1. Modas de los diferentes tipos de rocas. [*] Ver texto. Se incluyen límites de variación cuando éstos son importantes.

Ocasionalmente, en las reacciones con la caja, se observan caries parcialmente rellenas con cuarzo euhedral. Algunos de los diques son pegmatíticos en la zona de núcleo y aplíticos hacia los bordes.

Cerca del cuerpo de pórfiro riolítico de Altohuasi se observaron diques aplíticos de color blanco, emplazados en ortogneis Chango Real, compuestos de cuarzo, feldespato y muscovita secundaria escasa, mineralizados con magnetita-hematita (de hasta 20 mm) depositada en la etapa final de un evento que genera núcleos de unos 50 mm, de cuarzo y feldespato potásico (subhedrales) en el seno de la aplita.

En la Cañada Larga, al O del dique homónimo, aflora un dique de aplita rosado blanquecina emplazado en ortogneis, que penetra como cuña en un dique básico mineralizado. Los constituyentes son cuarzo, feldespato potásico y muscovita microgranulares, con muy escasos opacos. Por proximidad, estos diques podrían estar relacionados a los pórfiros riolíticos, lo que indicaría que éstos son posteriores a algunos de los diques básicos.

2. Pórfiros riolíticos.— Afloran en la sierra de Altohuasi y el Alto de la Mina, con diferentes caracteres. En todos los casos la caja es el ortogneis de la Formación Chango Real. Todos los cuerpos tienen composición de riolita según los parámetros QAP, confirmada por la composición química.

2.1. Cuerpo de Altohuasi (CPA).— Es un cuerpo de aproximadamente 150 x 80 m, que aflora en el médano de La Tranca, a unos 100 m del Stock de Altohuasi, con el que no se observan los contactos. Intruye al ortogneis Chango Real, en cuyo contacto se observa difusión de óxidos de Fe, inyección cuarzo - feldespática con nódulos de magnetita y fenoblastos de feldespato potásico.

El pórfiro riolítico es de color rosado fuerte, con fenocristales de hasta 20 mm, de feldespato potásico alterado, plagioclasa y cuarzo, en una matriz microgranular o afanítica, con cuarzo, feldespato, biotita subordinada y opacos aislados. La proporción de fenocristales respecto a la matriz es del 20-30 %, con cúmulos del orden del decímetro, en textura cúmulo-porfírica.

La textura microscópica es holocristalina e hipidiomórfica. Los fenocristales tienen reacciones moderadas con la pasta (corrosiones y pequeños engolfamientos) (Moda: véase cuadro 1).

El feldespato potásico se presenta caolinizado en grado moderado, en la pasta sólo se distingue por la macla tipo Carlsbad. La plagioclasa, en las pocas ocasiones en que se puede medir, es oligoclasa sódica, con alteración sericítica y/o caolinítica.

La biotita se presenta casi totalmente desferizada, con exsolución de óxidos, reemplazada por muscovita y clorita. Apatito y circón son muy escasos, casi siempre asociados a biotita. Los minerales opacos se presentan

como granos anhedrales o euhedros de magnetita diseminados en la pasta.

2.2. Diques del Alto de la Mina (DPM).— Son cuerpos de 6 a 12 m de potencia y varios kilómetros de corrida que afloran en el Alto de la Mina, con rumbo general submeridiano y posición subvertical.

Se emplazan en el ortogneis con contactos netos, produciendo, sobre la roca de caja, sericitización y silicificación masivas en un espesor aproximado de 70 cm. En el único lugar en que se puede observar una relación con el Stock El Portezuelo, el dique aparece afectado por la falla del contacto de la caja del granito (ortogneis Chango Real). Si bien no es concluyente, puede presumirse que sea anterior al granito.

La roca es de color gris claro, las texturas varían de porfíricas en zonas de núcleo a microgranulares y/o afáníticas en algunos bordes de cuerpos. La proporción de fenocristales es de unos 20-25% con fuertes variaciones locales. Los fenocristales son de cuarzo y feldespatos (2 a 4 mm). La pasta es microgranular, cuarzo-feldespática.

En la composición (cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, fluorita, apatito, circón, y minerales opacos), hasta un 15% puede estar constituido por minerales secundarios, principalmente muscovita, sericita y clorita, por alteración variable de micas y feldespatos.

El cuarzo es subhedral, con extinción normal, en granos redondeados con engolfamientos pequeños en los bordes por reacciones con la pasta. El feldespato potásico no identificado, maclado tipo Carlsbad, puede ser perfitico. Escaso como fenocristales, abundante en la pasta, presenta sericitización leve a moderada y caolinización ocasional. La plagioclasa se presenta como fenocristales de oligoclasa sódica sericitizada. La biotita se presenta casi totalmente desferizada, con exsolución de óxidos o alterando a muscovita. Se ha observado biotita secundaria en algunos sectores. Apatito, circón y fluorita son muy escasos.

Algunas particularidades que se observan en estos cuerpos. En el dique que aflora al este de la Cañada Larga (dique de la Cañada), se observan sectores casi desprovistos de fenocristales, con fuerte alteración de biotita. En el extremo

norte de este cuerpo, el contacto con una apófisis menor del Stock de El Portezuelo es neto, con alteración pervasiva de material cuarzo-feldespático en la roca de campo (ortogneis) y posterior depositación de minerales de Cu.

En el dique que aflora en Las Lagunillas (dique Las Lagunillas) se observan sectores con alteración potásica, con desarrollo de feldespato potásico en fenocristales y biotita secundaria microgranular en la pasta. Es mayor la proporción de plagioclasa sericitizada y de óxidos de Fe (goethita y hematita).

En este mismo dique, se desarrolla una zona de borde de 0,7 m de potencia, con la misma composición y textura que el dique, color gris verdoso a causa de biotita microgranular en proporción superior al 25% en la pasta (m 381). Este borde aparece en forma discontinua en ambos contactos. En general, los fenocristales se pueden agrupar en aquellos con mayor grado de alteración y mayores reacciones con la pasta, más redondeados en el caso del cuarzo, y aquellos con menor grado de alteración, euhédricos (especialmente los de feldespato potásico) y bordes más definidos. En ocasiones incluyen porciones micáceas (posibles restos de pasta). Se desarrollan capas delgadas de biotita alrededor de los fenocristales de cuarzo. También se observan algunos bordes con texturas de sobreenfriamiento, consistentes en desarrollo de cuarzo y feldespato potásico microcristalinos alrededor de plagioclasa, generalmente muy alterada. La secuencia de formación de fenocristales sería: plagioclasa-cuarzo-feldespato potásico. Se observa silicificación póstuma. Las reacciones en los bordes de los fenocristales varían de intensas, con engolfamientos profundos, a leves corrosiones sólo visibles con los mayores aumentos, considerando la media de penetraciones (0,12 mm en cristales de unos 3 mm), en una reacción de mediana intensidad, un 8% aprox. del diámetro del fenocristal está afectado por las corrosiones.

En la pasta se observan, en contacto neto, porciones discretas de hasta 3 cm, de diferente granulometría y mayor proporción de opacos, que podrían ser inclusiones redondeadas de la misma roca.

Se ha observado una zona de borde similar a la descrita, en el dique que aflora cerca del contacto granito/ortogneis del río Vallecito

(m 78). Este cuerpo presenta alteración intensa con sericitización de feldspatos, silicificación (reemplazo total de fenocristales por sílice microcristalina o amorfa) y las mencionadas texturas de sobreenfriamiento.

La intensa silicificación que acompañó o siguió al emplazamiento de los DPM dejó cuerpos de tamaños mucho menores a los diques (2 x 4m, aprox.), de textura aplítica sacaroides, de similar composición aunque más cuarzosos que aquellos.

3. *Cuerpos porfíricos con esferulitas (CPE)*.— Son cuerpos pequeños, de longitudes máximas de 70-80 m y espesores de 20-30 m, que intruyen al ortogneis Chango Real en el Alto de la Mina, en la quebrada del río Vallecito. Presentan textura esferulítica porfírica con fenocristales de 1 a 10 mm, de cuarzo hialino euédral y feldspatos muy alterados; en una pasta amarillo verdosa afanítica, cuarzo-feldespática, con micas y óxidos de Fe. Se observan esferulitas microscópicas formadas por coronas de feldespato alcalino sericitizado con disposición radial alrededor de los fenocristales de cuarzo y de feldespato. La pasta es holocristalina e hipidiomórfica.

La roca tiene en su seno hoquedades miarolíticas, parcialmente rellenas con cuarzo. Otras generaciones de cuarzo corresponden a la silicificación de la pasta y a la textura gráfica que ocasionalmente se observa. Venillas de hasta 10 cm de espesor, de cuarzo con turmalina marcan el final del proceso de cristalización. La proporción de fenocristales respecto a la matriz es menor al 20%.

El feldespato alcalino es aparentemente ortosa (en ningún caso se observó macla tipo microclino, variedad que muestra menor grado de alteración cuando está presente), con fuerte alteración (sericitización y caolinización). Una alteración potásica póstuma genera biotita secundaria. La plagioclasa se presenta muy alterada (sericitización y caolinización), en fenocristales de hábito tabular.

La muscovita es secundaria y la biotita está fuertemente desferrizada, con exsolución de óxidos. La sericitización masiva es posterior a la muscovitización de máficos. Se observan, además, “nidos” de una mica verde no identificada, biotita y muscovita, aparentemente póstumos. Los opacos se presentan

como impregnaciones en la pasta (pseudomorfos cúbicos, aislados, de goethita).

En el río Vallecito se observa un dique porfírico (dique V2), de unos 5 m de potencia que estructuralmente parece una prolongación de los cuerpos CPE, pero con escasas micas secundarias, biotita muscovitizada y silicificación masiva.

4. *Diques leucocráticos “pseudobandeados”*.— Son cuerpos cuyos espesores varían entre 0,4 y 2 m y corridas del orden de la decena de metros en los mayores. Están emplazados y ampliamente distribuidos en el ortogneis Chango Real, ya sea paralelos a la dirección dominante de la foliación (aprox. N-S en el Cerro Negro) o, en sectores con cataclasis, sin orientación preferencial, como en la sierra de Altohuasi - Culampajá.

Son de color blanco, estructura pseudobandeada por orientación planar de las micas, paralelas a los contactos del dique. Los componentes son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, muscovita, turmalina, óxidos de Fe y topacio ocasional. La textura es holocristalina, inequigranular y xenomórfica, el tamaño de grano general es de 0,7 a 3 mm.

El cuarzo es anhedral y de extinción ondulosa, con escasos subhedros de extinción normal incluidos en feldespato potásico. Una generación tardía la constituyen venillas discordantes.

Ortosa subhedral o microclino anhedral intergranular, presentan moderada sericitización-muscovitización y caolinización. La presencia poco usual de dos tipos de feldespato potásico deberá ser confirmada con estudios de mayor detalle, ya que podría tratarse de dos generaciones diferentes o bien un solo tipo, con macla enmascarada. Deer *et al.* (1963) citan casos de presencia de dos feldspatos de K en otras localidades del mundo.

La muscovita es secundaria, la biotita se presenta desferrizada y muscovitizada, con algunas flexuras. El topacio es anhedral, de distribución irregular. Turmalina como agregados radiales de hasta 2 cm de diámetro, o en cristales aislados de hasta 3 cm, yaciendo con el eje c sobre el plano de bandeo, sin orientación preferencial.

Algunos diques de tipo granofírico, presentan porciones discretas, similares a inclusiones, con textura gráfica, de cuarzo y micro-

clino pertítico con parches y venillas de albíta, rodeadas por material félsico. El material félsico entre las porciones gráficas está compuesto, en orden de cristalización, por: topacio en pequeños cristales redondeados subhedrales, cuarzo con extinción ondulosa (que engloba albíta de hábito tabular) y muscovita aparentemente primaria y minerales opacos en venillas y espacios intergranulares.

5. *Otros diques.*— Diques melanocráticos: En general hay tres tipos: a) Diques lamprofíricos (emplazados en Granito Papachacra); b) Diques diabásicos y c) Diques con fuerte alteración hidrotermal y asociados a mineralización (emplazados en ortogneis Chango Real). Dado que no constituyen el objeto de estudio de este trabajo no se tratan con detalle ya que no se relacionan a la etapa post magmática del Granito Papachacra.

VETAS Y OTRAS MANIFESTACIONES MINERALIZADAS

En general son vetas de cuarzo, con mineralización de wolframita y/o sulfuros, normalmente alojadas en ortogneis o metamorfitas, cerca de los contactos con el Granito Papachacra. Otros minerales de ganga pueden ser turmalina, fluorita, biotita o muscovita cerca o en las salbandas, y carbonatos no identificados.

En el sector de Papachacra se desarrolla un greissen de magnetita – fluorita nombrado como roca “ribbon” (García *et al.*, 1982) cuyos datos geoquímicos se incluyen en este trabajo. Otras rocas tipo greissen están compuestas por cuarzo, micas, fluorita (topacio).

Los sulfuros presentes como mineralización específica son galena, blenda, pirita y calcopirita. García y Rosello (1984) mencionan galena argentífera. Velazco Robles (1982) cita también presencia de minerales de Bi en vetas de la zona de Culampajá.

En el sector del Alto de la Mina, además de los sulfuros mencionados, se citan covellina, digenita, bornita, goethita, cerusita, anglesita y pirolusita (Lazarte, 1991).

Las manifestaciones auríferas de Culampajá son vetas de cuarzo con oro libre. Su vinculación con el granito está en estudio, si bien la alteración alrededor de las vetas es consistente con posibles aportes metasomáticos desde el plutón (Lazarte, 1990).

GEOQUÍMICA

Aclaraciones sobre el uso de términos. *Evolucionado*: se utiliza en el sentido del progreso de la cristalización a partir del magma madre. El calificativo designa al Granito Papachacra como producto de cristalización de un magma granítico altamente diferenciado. En el análisis de los diagramas, la hipótesis de trabajo es que los diques son expresiones de diferentes etapas de la evolución, que quedarían expresados en las diferentes tendencias de los diagramas. *Especializado*: se utiliza en el sentido de Tischendorff (1977), como granitos fértiles o capaces de dar mineralización.

En los diagramas se marca el campo del Granito Papachacra con datos de Lazarte (1994) y muestras nuevas, analizadas para este trabajo. Se incluyen datos de vetas de Lazarte y Horta (2005). Primero se procurará caracterizar por sus contenidos a los diferentes cuerpos, luego se analizarán las tendencias evolutivas.

1. *Caracterización geoquímica.*— Los datos analíticos se presentan en los cuadros 2 a, b, c y d. En el Granito Papachacra, los stocks de El Portezuelo y Altohuasi tienen medias altas de SiO₂ con estrechos márgenes de variación, por lo que es necesario usar en los diagramas de variación, un índice que refleje mejor las tendencias y que incluya además, elementos importantes del sistema granito. Se considera más adecuado el índice de Larsen (IL) = $1/3 \text{ SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} - (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO})$.

Según los índices de Shand (1927), diagrama de Maniar y Piccoli (1989), el Granito Papachacra presenta una tendencia desde el campo peraluminoso hacia el peralcalino (figura 2a). Muestras de las facies III tienen acmita normativa o metasilicato de Na (Lazarte, 1994). El corindón normativo es de 2,47% en Altohuasi y 2,03% en El Portezuelo, con mayor proporción en sectores periféricos. Estas tendencias de peraluminoso y peralcalino también se observan en otros cuerpos como el granito Mole (Australia), (Schaltegger *et al.*, 2006).

Según los índices de Shand, casi todos los diques son peraluminosos y dan “K alto” (en el sentido de Le Maitre *et al.*, 1989) al igual que el Granito Papachacra, si bien los diques mi-

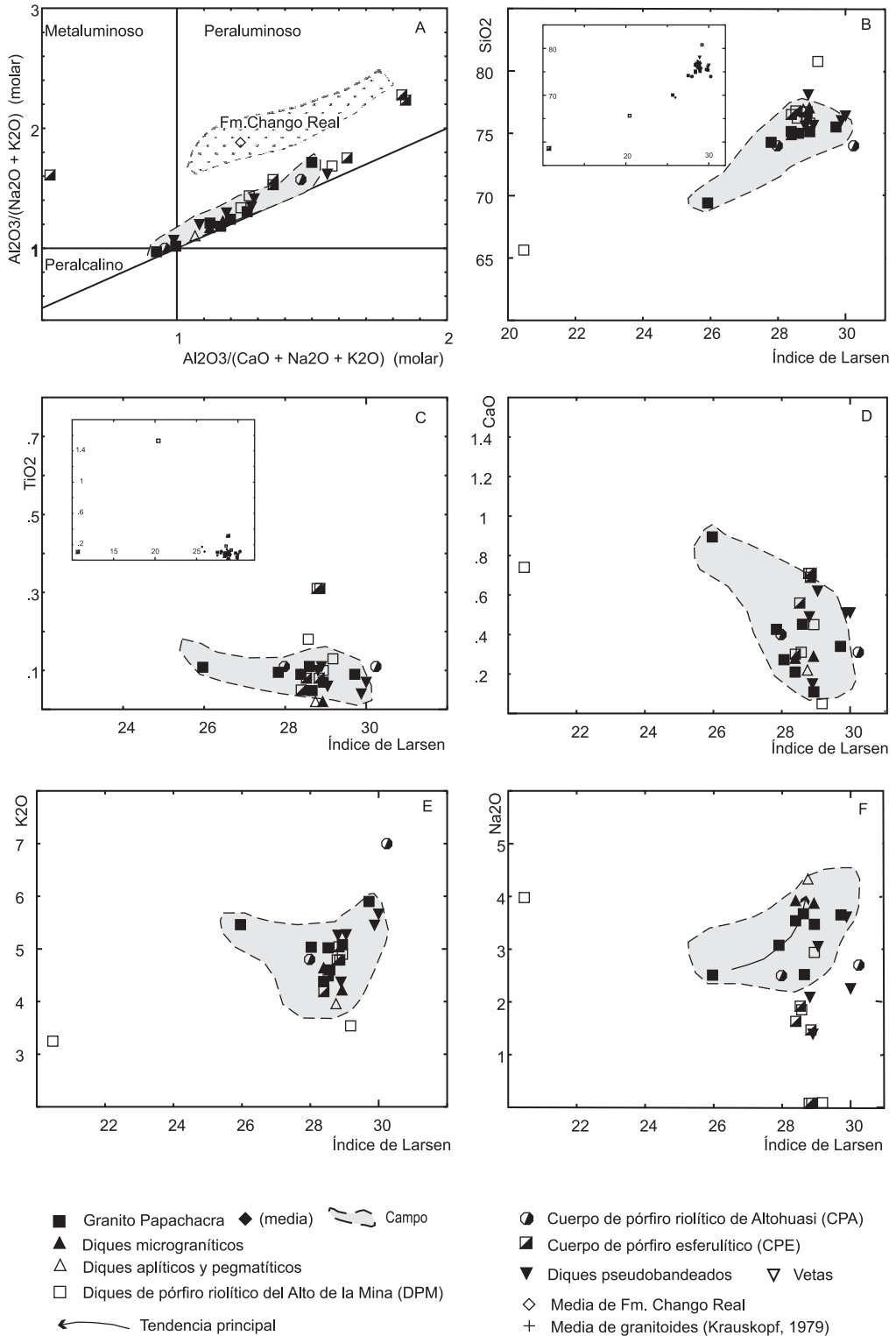


Figura 2. Diagramas de elementos mayoritarios. En 2a, según Maniar y Piccoli (1989). Índice de Larsen (IL)= $1/3 SiO_2 + K_2O - (FeO + MgO + CaO)$.

Roca	Granito Papachacra						Diques micrograníticos y pegmatíticos						
	Muestra	68	69	79	111	144	153	24	18	19	175	20	22
SiO ₂	75,14	75,74	75,12	74,00	69,50	75,50	75,20	76,92				74,89	77,03
TiO ₂	0,09	0,08	0,07	0,09	0,11	0,09	0,05	0,02				0,09	0,02
Al ₂ O ₃	13,79	12,75	13,26	12,00	17,83	12,02	13,10	12,60				13,44	13,41
Fe ₂ O ₃ (tot)	1,2	1,15	1,2	1,3	2,65	1,32	1,3	1,05				1,02	0,64
MnO	0,06	0,05	0,06	0,08	0,17	0,07	0,06	0,03				0,05	0,01
MgO	0,17	0,19	0,40	0,15	0,35	0,29	0,07	0,06				0,38	0,21
CaO	0,21	0,45	0,11	0,20	0,91	0,34	0,33	0,22				0,28	0,29
Na ₂ O	3,54	4,25	3,47	3,05	2,60	3,65	3,64	4,33				3,92	3,87
K ₂ O	4,38	4,66	5,08	4,30	5,50	5,90	4,62	3,96				4,64	4,22
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,04	< 0,01	0,04	0,14	0,12	0,09				0,06	0,02
PPC	0,85	0,52	0,35	0,73	1,23	0,44	0,76	0,80				0,61	0,90
Sum	99,5	99,8	99,2	96	100	99,8	99,3	100,1				99,4	100
Cr	56	44	39	35					243	96	109		
Ni	19				17	7			10	7	7		3
Co	27	35	26	24	37	26			2	1	1		13
V					14	4			3	1	5		< 5
Cu					13	3	23	11	9	9	13		10
Pb					75	24	22	15	14	40	26		18
Zn	< 1	< 1	< 1	< 1	109	23	< 1	17	14	21			5
Sn	4,0	5,0	50,0		11,0	13,0							37,0
W	16,0	17,0	8,0				15,0	7,0	12,0	15,0	15,0		20,0
Rb	1040	1040	1050	1040	376	688	785	600				760	846
Ba	120	< 0,05	89	110	250	1		4	5	7	< 0,05		7
Sr	30	30	36		59	2	30	4	4	2	36		7
Ta	20,0	19,0	24,0	21,0	9,1	18,5							35,8
Nb					44,2	105,8							60,5
Zr	115	94	106	< 5	239	193	112	94				110	46
Ti	540	480	420	540	659	540	300	120	< 100	< 100	540		120
Y	170	190	87		53	109	95	145				67	59
Th	48,3	37,5	44,2	43,4	57,6	63,6		43,0	33,0	20,0			20,0
U	10,0	79	11,0	10,0	8,3	11,5				11,0			6,6
La	36,0	27,0	15,0	22,0	67,2	21,1		40,0	30,0	18,0			23,1
Ce	99,0	110,0	50,0	52,0	131,2	57,0							63,3
Pr					13,8	7,9							7,1
Nd					50,0	31,5							22,7
Sm	11,9	13,2	4,4	5,4	8,5	8,6							6,8
Eu	< 0,05	4,0	< 0,05	2,0	0,8	< 0,05							< 0,05
Gd					7,1	8,9							5,3
Tb	2,5	3,5	1,2	1,3	1,5	2,1							1,6
Dy					8,3	13,2							10,1
Ho					1,6	2,7							2,6
Er					5,1	9,6							8,4
Tm					0,8	1,6							2,0
Yb	12,0	17,0	7,0	6,0	6,6	13,5							14,1
Lu	2,3	3,0	1,2	1,1	0,9	1,8							2,1

Cuadro 2a. Datos analíticos. Espacios en blanco: sin datos.

Roca	CPA		Diques de pórfiro del Alto de la Mina (DPM)									
	Muestra	147	148	78	355	364	359	381bde	361	362	363	365a
SiO ₂	74,55	74,00		75,82	80,76	76,21	65,64					
TiO ₂	0,11	0,11		0,10	0,13	0,18	1,53					
Al ₂ O ₃	14,64	12,02		13,56	11,22	13,52	14,47					
Fe ₂ O ₃	1,48	1,30		1,1	1,9	1,6	6,71					
MnO	0,07	0,08		0,02	0,02	0,03	0,02					
MgO	0,20	0,58		0,28	0,27	0,30	0,28					
CaO	0,40	0,31		0,45	0,05	0,31	0,74					
Na ₂ O	2,50	2,70		2,94	0,09	1,85	3,98					
K ₂ O	4,80	7,00		4,90	3,54	4,60	3,25					
P ₂ O ₅	0,06	0,20		0,18	0,03	0,13	0,26					
PPC	1,40	1,21		0,89	1,57	1,30	3,00					
Suma	99,7	99,2		100,1	99,6	100	99,97					
Cr			18	63	35	44		49	33	34	77	
Ni	28	9	5	4	7	11	10	2	7	7	2	
Co	40	35	9	1	3	2	8	< 1	1	2	4	
V	8	7	98	3	2	8	133	3	1	3	5	
Cu	27	21	2	164	76	30	11	155	210	1444	80	
Pb	44	75	14	396	23	323	19	30	30	53	16	
Zn	39	34	46	103	88	29	40	19	18	32	14	
Sn	6,0	5,0			162,0	12,0	21,0				37,0	
W			5,0		10,0	11,0	24,0	5,0	5,0	5,0	5,0	
Rb	402	432			240	200	257					
Ba	160	164	46	5	12	14	205	13	18	16	23	
Sr	30	33	30	1	2	3	76	2	4	8	4	
Li			18	6	1	4		3	2	6	2	
Ta	6,3	6,4			5,6	1,1	4,7					
Nb	45,4	41,0	7,0		2,0	0,0	53,7	8,0	7,0	b.l.	3,0	
Zr	247	200	13	2	12	2	217	25	23	2	12	
Ti	659	659	800	600	779	1079	9172	< 100	< 100	< 100	< 100	
Y	56	46	29	5	26	5	85	33	38	17	22	
Th	80,9	82,3			63,1	5,0	56,1					
U	9,1	6,6			15,0	1,6	15,0					
La	93,4	71,2	21,0	5,0	62,0	9,0	40,2	51,0	156,0	13,0	48,0	
Ce	159,7	138,7			160,0	22,0	122,8					
Pr	14,7	11,2					8,9					
Nd	45,1	34,0					33,0					
Sm	8,8	6,6			12,0	2,3	9,2					
Eu	0,7	0,5			2,0		0,9					
Gd	6,7	4,5					9,4					
Tb	1,3	1,0			2,5	0,6	2,0					
Dy	7,5	6,3					12,6					
Ho	1,6	1,5					2,9					
Er	5,0	4,3					9,0					
Tm	0,9	0,8					1,6					
Yb	5,8	5,1			7,0		10,1					
Lu	0,8	0,7			0,9	0,4	1,4					

Cuadro 2b. Datos analíticos. Espacios en blanco: sin datos.

Roca	Cuerpos de pórfiros esferulíticos (CPE)					Diques pseudobandeados						
	Muestra	388	390	397	391	398	25	26	36	58	61	97
SiO ₂		76,51	76,79	76,22	58,54	76,40	75,58	75,63	78,09	76,02	74,00	
TiO ₂		0,05	0,08	0,08	0,11	0,07	0,10	0,06	0,11	0,04	0,02	
Al ₂ O ₃		12,65	12,26	12,38	10,42	12,73	12,89	12,84	11,35	12,62	14,48	
Fe ₂ O ₃		1,64	1,72	1,57	3,36	0,83	1,6	1,2	1,87	0,59	1,35	
MnO		0,02	0,04	0,04	0,06	0,01	0,16	0,03	0,02	0,02	0,09	
MgO		0,10	0,06	0,07	3,26	0,17	0,29	0,16	0,34	0,08	0,07	
CaO		0,30	0,56	0,69	7,25	0,51	0,49	0,62	0,15	0,51	0,32	
Na ₂ O		1,63	1,92	1,47	1,65	2,25	2,09	3,05	1,39	3,61	2,84	
K ₂ O		4,19	4,49	5,04	3,47	5,66	5,26	5,27	4,37	5,45	5,63	
P ₂ O ₅		< 0,01	0,02	<0,01	< 0,01	0,12	0,06	0,09	0,05	0,16	0,31	
PPC		2,80	2,00	2,30	11,80	1,20	1,40	0,97	2,10	0,72	0,70	
Suma		99,97	100,01	99,93	100	100	100,01	99,99	99,90	99,90	99,74	
Cr	121			59	30			146	83			
Ni	7	7	6	5	13	6	10	7	7		12	
Co	1	2	1	1	7	3	2	2	1		2	
V	3	0	5	4	18	7	17	4	8		19	
Cu	10	7	4	10	13	12	11	83	17	16	9	
Pb	36	32	37	59	18	9	10	27	7	17	14	
Zn	19	14	26	36	46	7	10	10	12	< 1	15	
Sn		60,0	29,0			4,0	3,0				4,0	
W	3,0	9,0	8,0	4,0	3,0	7,0	14,0	10,0	2,0		8,4	
Rb		552	617			180	187	200		325	325	
Ba	17	43	50	17	12	115	160	4	126	< 1	42	
Sr	4	13	15	4	40	33	42	3	15	57	20	
Ta		9,1	8,5			1,3	1,7				4,0	
Nb		63,8	63,3			5,8	8,4		12,0		15,1	
Zr		121	129			36	24	57	74	< 5	14	
Ti		300	480			420	600	360	659	240	< 100	
Y		170	154			20	10	17	26	15	2	
Th	74,0	87,6	89,1	77,0	54,0	3,3	2,1	3,0	6,0		0,1	
U	12,0	19,1	21,9			1,8	0,6				1,3	
La	53,0	51,3	38,5	43,0	35,0	6,3	3,9	4,0	8,0		1,2	
Ce		120,9	114,0			12,5	7,9				2,3	
Pr		14,4	10,0			1,6	0,9				0,3	
Nd		51,3	36,5			5,9	4,2				1,2	
Sm		16,7	10,4			2,1	0,9				0,4	
Eu		0,1	0,1			0,3	0,2				< 0,05	
Gd		17,4	12,8			2,1	1,1				0,4	
Tb		3,9	3,1			0,5	0,3				0,1	
Dy		23,3	20,5			3,1	1,5				0,4	
Ho		5,3	4,6			0,7	0,4				0,1	
Er		16,3	14,4			2,0	1,1				0,2	
Tm		2,8	2,4			0,4	0,2				< 0,1	
Yb		16,4	15,3			2,5	1,3				0,3	
Lu		2,3	2,2			0,4	0,2				< 0,1	

Cuadro 2c. Datos analíticos. Espacios en blanco: sin datos. M 398: dique V2, río Vallecito.

crograníticos y pegmatíticos presentan menor contenido de K_2O y mayor de Na_2O , respecto del granito (figuras 2e y 2f).

Los diques porfíricos del Alto de la Mina (DPM), si bien se caracterizan por su variabilidad composicional, presentan similitudes con el Granito Papachacra. Poseen el menor contenido de Na_2O y K_2O (figuras 2e y 2f) y los más altos contenidos de sílice (> 80%, fi-

gura 2b) de todo el conjunto estudiado.

Los cuerpos porfíricos con esferulitas (CPE) tienen mayor CaO que el conjunto principal, junto a los diques pseudobandeados, pero sin salir del campo del granito (fig. 2d). Se empobrecen en Na_2O sin ganar K_2O (figs. 2e y 2f).

Los diques pseudobandeados tienen K_2O creciente con leve pérdida de Na_2O (figuras 2e-f).

Muestra	150a	151a	151b	10	403	29v	91v	157v	176v	360v	365b
Mn					4400						
P					500						
Cr	151	88	259		61	137	102	195	131		74
Ni	37	7	16	6	2	15	8	38	14		9
Co	25	1	2	2	10	7	2	31	16		3
V	26	3	8		8	33	5	418	86		18
Cu	42	8	28	5	10	8607	161	11	1503		9
Pb	26	21	156	19	11	22780	1120	5	680		7
Zn	177	19	18	5	2271	2866	63	99	219		14
Sn				20,0	504,4						
W	10,0	5,0	2,0	361,0	202,0	4,0	b.l.	22,0	95,0		5,0
Rb				182	59						
Ba	115	20	31	15	24	34	46	204	76	165	38
Sr	21	3	3	5	58	34	5	13	29	5	2
Li					71					1	32
Ta				31,4						2	
Nb				51,3	2,0					28	1,0
Zr	< 5	< 5	< 5	6	5					91	2
Ti					120					100	< 100
Y	58,0	32,0	2,0	10	3						10
Th				1,5	1,6	2,0	2,0	< 1	7,0		
U	10,0	1,0	5,0	2,3	3,1	9,0					
La				5,1	5,6	7,0	5,0	10,0	130	17	24,0
Ce				5,6	13,0					2	
Pr				1,4						1	
Nd				6,0							
Sm				2,2							
Eu				< 0,05						1	
Gd				2,1						< 0,5	
Tb				0,4						5	
Dy				2,1							
Ho				0,4							
Er				1,2						2,0	
Tm				0,2							
Yb				1,0							
Lu				0,1							

Cuadro 2d. Datos analíticos de manifestaciones mineralizadas. Espacios en blanco: sin datos. M 10: bolsón micáceo, M 403: greissen, 151a: aplita en zona de contacto de CPA.

La alteración presente en varios de los cuerpos estudiados es responsable de mayor dispersión de valores de los índices de Shand (figura 2a) en los CPE respecto al conjunto del granito. El notorio empobrecimiento en Na₂O de los DPM y CPE también podría relacionarse parcialmente a la sericitización de plagioclasa sódica.

Si bien son escasos los datos y la idea tiene carácter de hipótesis, en los elementos mayoritarios, los puntos de menor evolución o más primitivos parecen ser los del borde de los DPM y el dique V2 con bajos valores del índice de Larsen. Esto se observa especialmente para SiO₂ (figura 2b). El borde de los DPM tiene CaO y MgO bajos, similares al granito y valores de TiO₂ notablemente altos (>1,5%), reflejo de su riqueza en biotita y posiblemente un óxido no identificado hasta ahora (figuras

2c y d). Se aclara que las tendencias que se marcan en los diagramas con elementos mayoritarios son de carácter hipotético, luego se testea con los elementos traza.

El Granito Papachacra tiene valores K/Rb medios de 90 (entre 58,9 y 121,2), inferiores a los valores corticales señalados por Shaw (1968). Los valores menores se dan en la FIIIe; lo que, en términos de Tischendorf (1977), lo sitúa entre los cuerpos especializados, por sus altos valores de Rb, SiO₂ y K₂O (figuras 3a y b). Presenta altos valores de Y, con bajos contenidos relativos de Sr, respecto a los valores medios de granitos y corteza (seg. Krauskopf 1979).

Se observa un descenso de la relación Ba/Rb (diag. Rb vs. Ba, figura 3c) desde 0,05 en promedio en el Granito Papachacra (media de granitos aprox. =5) hacia menos de 0,01 en tér-

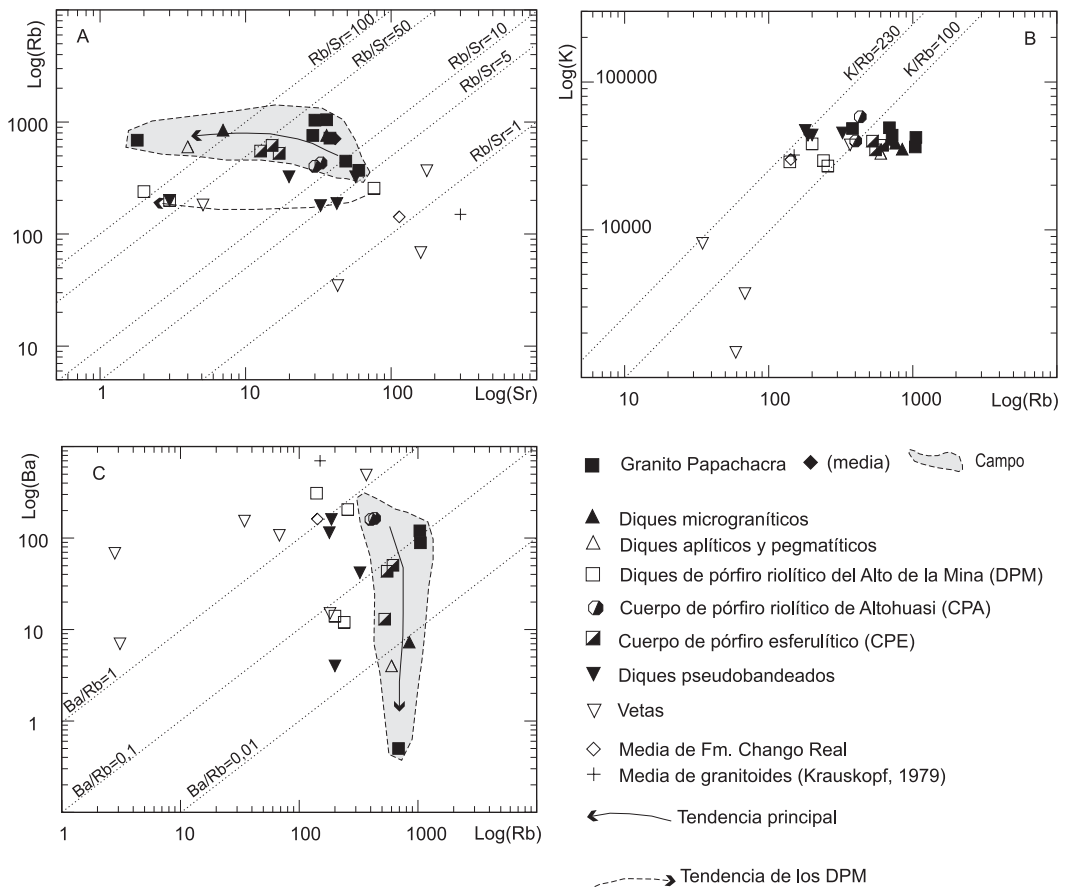


Figura 3. Diagramas con elementos traza. En 3a se utilizan valores normalizados según Taylor y McLennan (1985). Diagrama 3c según Shaw (1968).

minos evolucionados, por lo que resulta útil para discriminar los términos más “primitivos”.

El pórfiro de Altohuasi (CPA) presenta similitudes con los pórfiros DPM, los CPE y el Granito Papachacra por los altos valores de Cs, Rb, Th, U, Nb, Ce y bajos valores de Sr y Ti.

El Th se enriquece en este cuerpo (>20 p.p.m.) respecto al granito, con valores de la relación Th/U entre 5 y 10 (la media de los granitos, de 3,5-6 según Rogers y Adams, 1974). El contenido de U, si bien supera la media de granitoides (4 a 10 ppm), no es mayor al del Granito Papachacra.

Los diques porfíricos se distinguen del CPA por los contenidos de Sr (menos de 30 ppm en DPM contra más de 30 ppm en CPA).

En los DPM se observa una caída de la relación Ba/Rb desde 0,9 en la zona de borde (valor comparable a la FII del Granito Papachacra) hacia 0,05 en el núcleo de los diques mayores. La roca de la zona de borde, tiene contenidos similares al Granito Papachacra en Y, Th, U, Eu, Tb, Yb, Lu, Ni. Respecto al núcleo del dique, el borde tiene más Nb, Ti y V.

Los cuerpos porfíricos con esferulitas (CPE) tienen la relación Ba/Rb entre 0,1 y 0,02 (figura 3c).

Los diques pseudobandeados tienen menores contenidos de Rb, Th, U, Nb, E.T.R., Sn que el granito. La relación Ba/Rb está comprendida entre 0,9 y 0,02 (figura 3c). El empobrecimiento en La que manifiestan estos cuerpos se observa también en varias vetas y términos silíceos relacionados a los DPM, y sería característica de una etapa predominantemente acuosa.

Las vetas presentan una caída de Th y Nb respecto al granito y altos valores de Bi, destacándose los DPM y algunas vetas con valores por encima de 10 ppm.

A pesar de que se cita la presencia de tantalita-columbita en zona de contacto del Granito Papachacra (Ávila y Porto, 1982) la geoquímica no revela enriquecimiento en Nb-Ta en los términos finales. Los diques micrograníticos, CPE, CPA y granito tienen, en general, Nb >30 p.p.m., y los diques pseudo-bandeados, los DPM y algunas vetas, quedan por debajo de 20 ppm. La relación Nb/Ta se mantiene en un rango entre 4 y 7.

En general, todo el sistema es pobre en Li pero, en zonas de alteración hidrotermal

como el dique del Vallecito y algunos CPE, hay valores entre 10 y 30 ppm.

2. Evolución geoquímica.— En los diagramas de variación se configura una tendencia que se considera principal (TP) y que involucra al Granito Papachacra y muchos de los cuerpos menores, y que podría reflejar buena parte de la etapa de fraccionamiento. Una segunda tendencia parece reflejar especialmente la evolución de los DPM.

En el diagrama Rb vs. Sr (figura 3a), el granito tiene los valores máximos de Rb. La tendencia principal (TP) indica Rb aproximadamente constante con Sr decreciente, con aumento de la relación Rb/Sr desde 20 (prom. Granito Papachacra) a más de 100 en los términos más evolucionados que reúnen a FIIIe y diques micrograníticos. Los CPE y CPA se ubican en el campo del granito. Por otra parte, en la otra tendencia se alinean los diques pseudobandeados y los DPM, con trazado subparalelo a la TP, con Sr decreciente y valores de la relación Rb/Sr entre 5 (el menor valor de los pseudobandeados) y 100 (núcleo de DPM). Este diseño sugiere un cambio en la distribución del Rb y Sr en la etapa tardía, que se discute más adelante.

En el diagrama K vs. Rb (figura 3b), según Shaw (1968), el Granito Papachacra y la mayoría de los cuerpos aplíticos y pegmatíticos presentan valores K/Rb <90, como términos más evolucionados, mientras que las muestras de DPM y pseudobandeados se ubican con valores de K/Rb >100, como tramos menos evolucionados.

En el diagrama Y vs. Sr (figura 4a) la tendencia principal también involucra al granito, diques aplo-pegmatíticos y micrograníticos e incluye a los CPE. Por otro lado, DPM y, en menor medida, diques pseudobandeados, conforman otra línea de tendencia. Se observa que la muestra de la zona de borde de un DPM (381) se encuentra en la línea de la tendencia general, y podría representar el inicio de la tendencia de estos diques.

Zirconio y Ti son elementos “inmóviles” que pasan a la fase cristalina en etapas tempranas de la evolución magmática granítica. El diagrama Ti-Zr (figura 4b) muestra una tendencia general decreciente para ambos valores. Vetas del sector de Papachacra (Lazarte

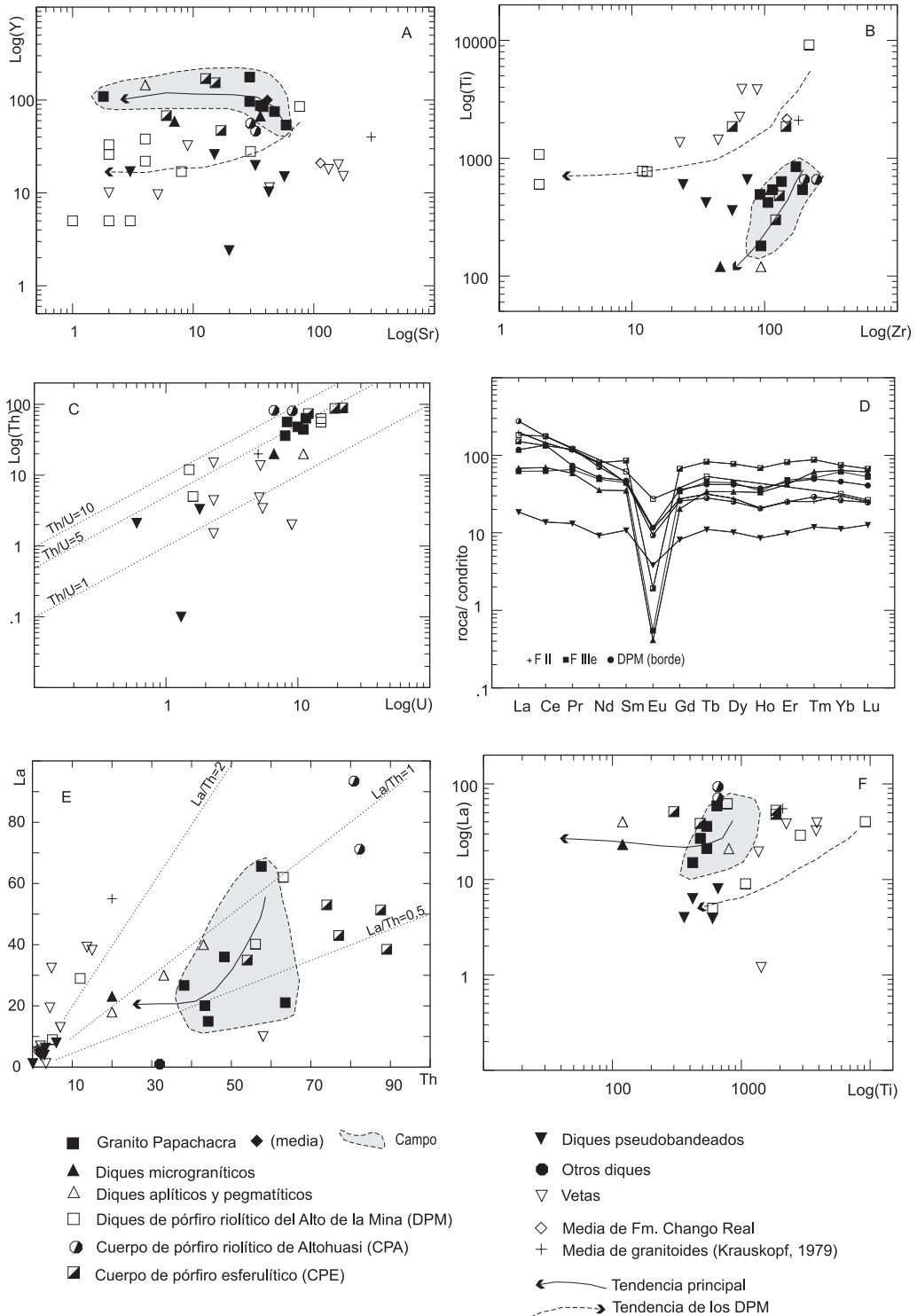


Figura 4. Diagramas con elementos traza. En 4d se utilizan valores normalizados según Wakita *et al.* (1971). Diagrama 4e según Nabelek y Glascock (1995).

y Horta, 2005, no figuran en los cuadros 2 a-d) y CPE tienen más de 1000 ppm de Ti lo que podría significar un aporte externo o una redistribución por soluciones póstumadas. Los DPM presentan menor contenido de Zr y mayor de Ti que la TP. Los diques pseudobandeados aparecen separados de ambas tendencias con menor Ti respecto a los DPM.

La relación Th/U es de aprox. 5 en el Granito Papachacra, levemente mayor al granito promedio (figura 4c). Aparentemente hay un descenso de los contenidos de Th, con U aproximadamente constante, desde el Granito Papachacra hacia los diques pegmatíticos. Los CPE tienen valores mayores de ambos elementos, conservando la proporción. Los diques pseudobandeados constituyen, con las vetas, un grupo separado del conjunto principal, con menores contenidos en ambos elementos y valores de Th/U entre 1 y 3.

El diagrama para los elementos de tierras raras (E.T.R.), normalizado a valores condriticos (Wakita *et al.*, 1971), con muestras representativas de los diferentes tipos de rocas en estudio (figura 4d), muestra un paralelismo entre todas las muestras. Para los elementos de tierras raras livianas (E.T.R.L.) el diseño general es de una pendiente negativa moderada, indicio de fraccionamiento. Para los elementos de tierras raras pesadas (E.T.R.P.) el diseño es subhorizontal o levemente cóncavo, indicio de leve enriquecimiento. El dique pseudobandeado se muestra separado del conjunto con contenidos menores en E.T.R.

Las relaciones La/Lu (cn), Eu/Sm (cn) y Eu/Eu* (cuadro 3) indican la pendiente del conjunto y la profundidad de la anomalía de Eu. Eu/Sm sirve a los efectos de comparar con datos de la bibliografía.

Se observa en general, que la pendiente del diagrama de E.T.R. tiende a disminuir con

el grado de evolución ("evolución" a la tendencia desde el G. Papachacra a los diques micrograníticos), con la posible excepción de los DPM que tienen valores La/Lu(cn) que varían entre 6,8 en el núcleo de diques mayores a 2,7 en el borde. El pórfiro CPA tiene la relación La/Lu (n) más elevada de todo el conjunto en estudio, si bien se muestra como el más afín al Granito Papachacra en el diseño del diagrama de E.T.R. En los cuerpos CPE y diques pseudobandeados, la relación La/Lu (n) corresponde a una baja pendiente en el diagrama.

Cullers y Graf (1984) consideran que valores Eu/Sm (cn) entre 0,09 y 0,23 corresponden a una anomalía pequeña a moderada y valores entre 0,0009 y 0,074 corresponden a una anomalía moderada a grande. Se calculó también la relación Eu/Eu* (media geométrica en Rollinson, 1993). Los valores obtenidos se corresponden perfectamente con los de Eu/Sm. De este modo, la anomalía negativa de Eu tiende a hacerse más pronunciada en los términos más evolucionados y los CPE, media en DPM, CPA y pseudo-bandeados. En el Granito Papachacra varía de media en FII a marcada en FIIIe. En el dique de Las Lagunillas se observa que la zona de borde tiene una coincidencia muy marcada con el Granito Papachacra. La composición de la zona de núcleo se enriquece en E.T.R.L y se empobrece en elementos pesados (Tm, Yb, Lu). La anomalía de Eu es menos pronunciada en el núcleo que en el borde.

En el diagrama La vs. Th, Nabelek y Glascock (1995), (figura 4e) se observa una caída en Th y leve decrecimiento de La, desde el campo del granito hacia los términos más evolucionados. La tendencia de los DPM no queda claramente definida, el CPA y los CPE son picos con mayores valores en ambos ele-

	G.P.FII (144)	G.P.FIII (153)	Dq.microg. (22)	CPA (147)	DPM bde. (381)	DPM núc. (364)	Pseudo- band. (25)	CPE (290)
La/Lu(n)	7,14	1,15	1,17	12,08	2,75	6,79	1,73	2,05
Eu/Sm(n)	0,21	0,012	0,011	0,23	0,21	0,46	0,38	0,022
Eu/Eu*	0,27	0,014	0,014	0,30	0,25	0,60	0,44	0,025

Cuadro 3. Relaciones en E.T.R. de cada tipo de roca. G.P.: Granito Papachacra (facies II y IIIe), diques micrograníticos, CPA: cuerpo porfírico de Altohuasi, DPM (borde y núcleo): diques porfíricos del Alto de la Mina, diques pseudobandeados, CPE: cuerpos porfíricos con esferulitas. Eu/Eu* se calcula según media geométrica (Rollinson, 1993).

mentos. Los términos de la tendencia hidrotermal se sitúan en el extremo más empobrecido en ambos elementos junto con diques pseudo-bandeados. Picos de Th (entre 30 y 60 ppm) se observan en algunos diques y vetas que corresponden a zona de contacto con el CPA, por lo que podría relacionarse a los altos contenidos de este cuerpo. En el diagrama La vs. Ti (figura 4f), CPA y CPE se sitúan por encima del campo del granito con mayor contenido de La los DPM muestran una tendencia con La decreciente.

Se observa que Co y Ni se comportan como elementos compatibles si se plotean respecto de SiO₂ (figura 5a y 5b), de modo similar al Ba. La tendencia principal (TP) implica al campo del Granito Papachacra y al CPA con valores mayores de Co y Ni. La tendencia de los DPM tiene como términos más primitivos a la muestra de borde del DPM de Laguni-

llas y el dique V2 del río Vallecito. Los diques pseudobandeados se separan de la TP por contenidos bajos de Co. En el diagrama Co vs. Ba (figura 5c) la tendencia principal muestra un fuerte empobrecimiento en Co (evidentemente queda en la etapa magmática) en los cuerpos pegmatíticos y aplíticos, los cuales se separan de los micrograníticos.

Elementos de mena.— Lazarte (2002) y Lazarte y Horta (2005), mencionan dos tipos de manifestaciones mineralizadas, las que geológicamente serían más afines al granito tienen bajos valores de Sr y mayor contenido de Zr (cuerpos de greissen, bolsones micáceos, vetas wolframíferas), que aquellos que exhiben mayores contenidos de elementos base, cuya vinculación, desde el punto de vista geológico no está definido. Algunas vetas muestran mayor contenido de Ni y Co respecto al granito.

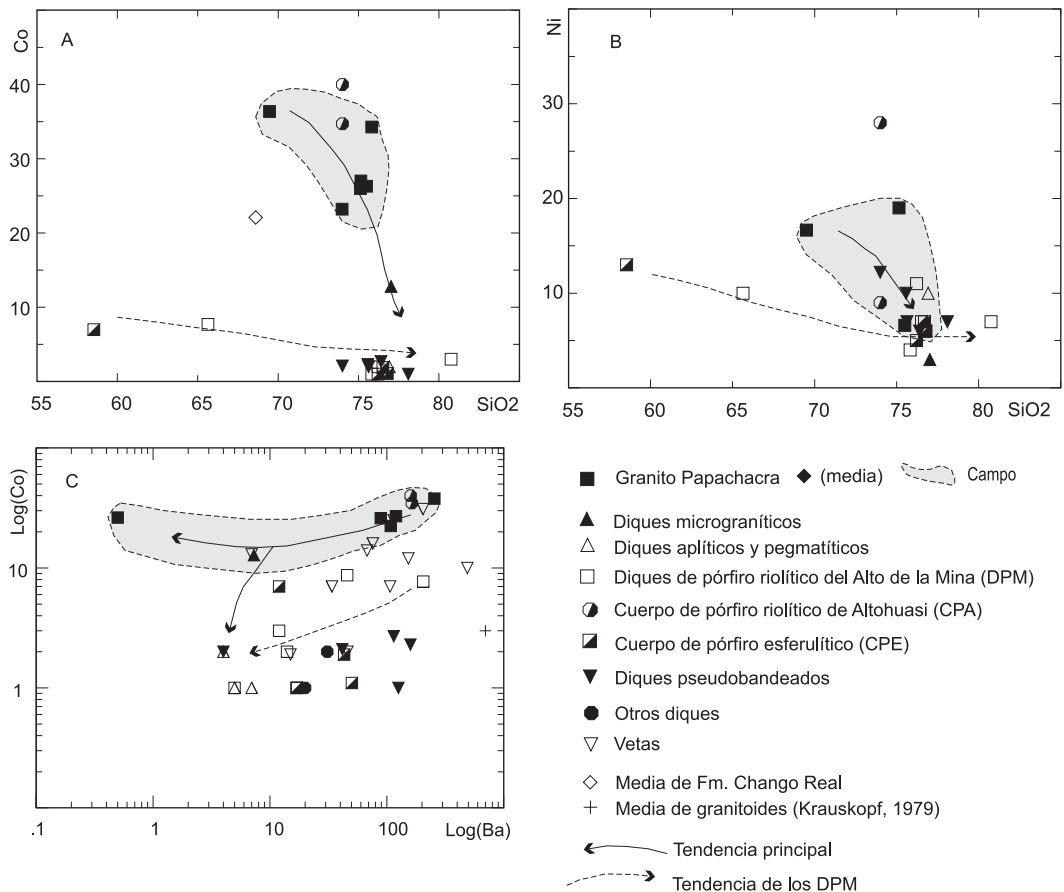


Figura 5. Diagramas con elementos traza. Diagramas con Ni - Ba - Co según Martin (1987).

Los pocos valores de Sn disponibles para el Granito Papachacra, si bien superan el promedio de rocas graníticas (3 ppm), no superan la media de granitos especializados, aunque en algunos casos alcanza el entorno de 30 ± 20 ppm definido por Tischendorf (1977). Esto no indica esterilidad, ya que se conocen cuerpos mineralizados con 10 ppm promedio de Sn (Smith *et al.*, 1982). Los diques pseudo-bandeados y CPA son los de menores contenidos de este elemento (3 a 6 ppm). Los términos evolucionados, los DPM, CPE más algunas vetas superan claramente el límite de Tischendorf (véase cuadro 2).

En los DPM, los valores de Sn van de 12 a más de 160 ppm. Además éstos tienen 16 a 25 ppm de B y entre 1.100 y 3.500 ppm de F superando las medias de los granitos (15 y 800 ppm respectivamente), elementos relacionados a la mineralización tungsteno - stannífera (Lazarte y Ávila, 2003).

Los pórfiros en general, no tienen mineralización de elementos base, sin embargo, los DPM tienen mayor Cu, Zn y Pb que los términos evolucionados del Granito Papachacra.

DISCUSIÓN

El Granito Papachacra ha sido caracterizado como un cuerpo evolucionado, peraluminoso que se habría emplazado en un ambiente post-tectónico en el sentido de Rogers y Greenberg (1990), en niveles altos de la corteza. Los sectores periféricos de los plutones tienen, en general, menor contenido de álcalis, mayor de Ca, altos Zr y Sr, que los sectores de núcleo (Lazarte, 1994). La edad del Granito Papachacra ha sido medida por el método K-Ar, como carbonífera (Rosello *et al.*, 2000). Por sus caracteres geológicos y geoquímicos ha sido correlacionado con otros cuerpos del ciclo Carbonífero, como el plutón Los Ratones, datado con método U-Pb por Grissom (1991), donde también se observan diversos diques riolíticos (Morello y Rubinstein, 2000). Lazarte *et al.* (2006) lo relacionan, por geoquímica, a los granitos Quimivil y El Salto.

Los datos obtenidos para este trabajo confirman los altos valores de Y a los que se agregan Th, U y E.T.R.. En términos de Tischendorf (1977) el Granito Papachacra, si bien es rico en Rb como los plumasícticos, se podría

clasificar como agpaítico por su riqueza en elementos HFS, pese a no ser rico en Li (al menos con los datos disponibles para este trabajo). Esto apoya la hipótesis de una mezcla de aportes (aporte profundo sobre rocas netamente corticales) tal como se dan en muchos cuerpos especializados (Sillitoe, 1996; Breiter *et al.*, 1991).

Los diques micrograníticos y pegmatíticos muestran claras afinidades geoquímicas con los términos más evolucionados del Granito Papachacra (FIIIe).

Se ha observado que la facies más evolucionada (FIIIe) presenta mayores contenidos de K, Rb, Th y U que los diques micrograníticos y aplopegmatíticos, lo que indicaría que el enriquecimiento en K y Rb alcanza un máximo hacia el final de la etapa netamente magmática, para decaer hacia etapas posteriores. La caída de los valores de Rb se registra desde las facies principales del stock El Portezuelo, acentuándose hacia las rocas de greissen y vetas. La ausencia de términos finales de la etapa hidrotermal enriquecidos en Rb, indicaría que éste se consume en la etapa tardía magmática. Th y U pasan a la fracción riolítica.

La presencia de F, que se refleja en los análisis químicos de algunos términos (Lazarte y Ávila, 2003) y en la ocurrencia de topacio en diques micrograníticos, habría causado la prolongación de la etapa magmática al bajar la temperatura de cristalización (Manning, 1982).

Veksler y Thomas (2002) consideran que el topacio puede cristalizar a temperaturas relativamente altas (más de 800°C) y otros autores mencionan topacio magmático en granitos del SO de Inglaterra (Rock y Hunter, 1987), lo que indicaría que la riqueza en F que este mineral implica, sería un rasgo magmático.

El cuerpo porfírico de Altohuasi (CPA) presenta respecto al granito, similitudes mineralógicas y geoquímicas marcadas, además de valores parecidos a los cuerpos DPM y CPE en elementos HFS. La diferencia con los diques porfíricos del Alto de la Mina (DPM) se observa en el sistema Co-Ni-Ba, ubicándose en diferentes líneas evolutivas. De los diagramas se desprende que Th-U se concentran en los pórfiros más que en los otros cuerpos.

En los diques porfíricos del Alto de la Mina (DPM), los bordes redondeados de los fenocristales indican que interactuaron fuertemen-

te con el fundido, por lo que se infiere que, en parte, se habrían formado antes de la intrusión. Las inclusiones redondeadas de pasta observadas en fenocristales de cuarzo y de feldespato potásico indican que siguieron creciendo después del emplazamiento, mientras ocurría la solidificación de la pasta, en un ambiente de alta inestabilidad termodinámica. Del mismo modo se pueden interpretar las coronas de reacción (biotita alrededor de cuarzo y feldespato potásico). Una segunda generación de biotita representaría la alteración póstuma.

La mayor ocurrencia de texturas de desequilibrio en el borde de diques mayores no se corresponde con variaciones de K (aproximadamente constante) por lo que la alteración potásica habría sido aproximadamente isoquímica, similar a lo que se ve en los cuerpos principales del granito (Lazarte, 1994).

Desde el punto de vista geoquímico, los DPM presentan pobreza en álcalis y riqueza en sílice, en comparación con el conjunto en general. Si bien los álcalis pueden movilizarse durante un proceso de alteración, los indicios de campo y petrográficos no muestran la intensidad y amplitud de extensión que explique este rasgo. Las similitudes con el Granito Papachacra en elementos traza se dan respecto a muestras de FII o FI, especialmente si se consideran el dique del Vallecito y el borde del dique Lagunillas.

Algunas facies con textura aplítica mencionadas más arriba, presentan un patrón de distribución de elementos traza que indicaría que pertenecen a las etapas finales de formación de los D.P.M., por sus bajos valores de Ba, Sr, Y, Zr y La. La silicificación masiva no aporta metales tal como se ve en la muestra 365B (esta silicificación se infiere del estudio petrográfico, no por análisis químico de SiO_2) y si bien tienen mayores contenidos de Li, estos términos aplíticos y cuarzosos de los DPM no tienen rasgos geoquímicos comunes con las vetas mineralizadas por lo que no se consideran expresiones de la etapa hidrotermal que generó mineralización en otros sectores.

Los contenidos de B y F (Lazarte y Ávila, 2003) superan la media de los granitos y a aquellos precursores de mineralización (810 ppm de F según Tischendorff, 1977), situándose cerca de los especializados propiamente

dichos (3700 ppm de F, Tischendorff, 1977). En presencia de B, el Na tiende a pasar a la fase fluida, quedando el K enriquecido junto a alúmina, en el fundido (Pichavant, 1981). Esto podría explicar el alto K inicial (Lazarte, 1994), e implicaría que el B (al igual que el F) son propios del magma en el momento inicial de la evolución y no un aporte llegado con la alteración tardía de muscovita-sericita.

El sector de borde del dique de Las Lagunillas presenta el problema de que parece haber sufrido efectos de alteración (potásica y silíceas) por lo que se toman sólo datos de elementos considerados inmóviles o escasamente afectados en la etapa hidrotermal, tales como Zr o Ti. Hecha esta reserva, el borde podría representar el primer fundido riolítico, altamente emparentado con el granito y al mismo tiempo "primitivo" con respecto al dique, que se separa en etapas tempranas de la evolución. El alto contenido de TiO_2 no podría ser explicado por asimilación desde la roca de caja.

Las diferencias que se observan de este borde respecto a la tendencia principal como ser el nivel "deprimido" en Co (figura 5a) o el alto valor en Ti, se podrían explicar como un proceso de diferenciación por una estratificación en la cámara magmática que empobrece en Co (o enriquece en Ti) el magma riolítico, tomándose esto como hipótesis para nuevos estudios. La alternativa sería un aporte desde fuera del sistema. También se ha observado alto contenido de V (entre 90 y 135 ppm) que estaría ligado también a la biotita. Deer *et al.* (1963) sostienen que este elemento decrece en biotitas de rocas ígneas, junto con Cr, Ni y Co, desde las etapas tempranas a las tardías, lo que es coherente con una composición "primitiva" del borde de estos diques.

Otro punto a dilucidar en el futuro sería la diferencia entre ambos pórfiros riolíticos (DPM y CPA) que posiblemente se relacionen a las diferencias que se observan de un stock a otro del G. Papachacra. Ambos, CPA y DPM, desarrollaron una facies aplítica que sólo se distingue de otras por geoquímica (Th en CPA, Co y Ba en DPM).

La separación del fundido riolítico a partir del magma granítico se habría dado antes o durante el emplazamiento del stock. En este sentido, en el complejo de Yellowstone por

ejemplo, el magma se genera y se diferencia por episodios de separación cristal-líquido, proceso que se sostiene por "inputs" termal (Vazquez y Reid, 2002), lo que produce la separación de las riolitas antes del emplazamiento. Thomas *et al.* (2002) encuentran dos fundidos coexistentes, uno rico y otro pobre en H₂O en granitos de Erzgebirge, esquema que podría aplicarse a la hipótesis de una evolución paralela. Estos autores, además, asignan al B un origen magmático.

Los cuerpos con esferulitas (CPE) muestran similares contenidos al Granito Papachacra en casi todos los elementos analizados (especialmente Th y U), con empobrecimiento en Na, que en este caso sí se corresponde a un proceso de alteración extendido observable en el campo y al microscopio. Para producirse esta alteración (muscovitización-sericitización) es necesaria la presencia de H₂O. La roca original no puede observarse pero habría tenido textura porfírica por lo que podría tener una relación con los pórfiros como los DPM. Muy posiblemente turmalina y fluorita se habrían generado en etapas subsolvus, en el momento de la sericitización de los CPE, con mayores contenidos de H₂O y que también produce dispersión de valores de aluminosidad (figura 2a). El dique V2 del río Vallecito, con bajo SiO₂ y marcadas diferencias en CaO, MgO y TiO₂, se ve como una continuidad estructural de los CPE, y podría ser tomado como un precursor de los mismos, pero atento a los pocos datos y las diferencias señaladas, esto es una hipótesis de trabajo para futuras investigaciones.

La falta de pendiente en el diagrama E.T.R. indica que los CPE sufren poco o nulo fraccionamiento (criterio de Henderson, 1984) y se mantienen con los valores heredados del magma granítico.

Los diques pseudobandeados presentan algunas dificultades en su caracterización ya que suman rasgos del ortogneis (la textura, la extinción ondulosa del cuarzo y las flexuras en las micas) y del Granito Papachacra (carácter pertítico de los feldespatos, presencia de topacio y turmalina), Lazarte (1991). Los datos de este trabajo indican menores valores de elementos considerados típicos del granito (HFS, Sn, E.T.R.). Sin embargo, la presencia de topacio sigue siendo un dato fuerte de nexos con el Granito Papachacra.

En los diques con textura gráfica se da un evento de cristalización eutéctica a baja presión de cuarzo con feldespato potásico, indicio de cristalización epizonal del Stock de El Portezuelo. Esas "porciones" fueron incorporadas como inclusiones en los diques. Allí cristalizó topacio en los bordes de las venillas cuarzosas, lo que posiblemente captó la mayor parte del flúor disponible. Así disminuiría el F en el fluido, permitiendo luego cristalizar muscovita primaria junto con cuarzo.

Los valores de La y Lu de los diques pseudobandeados los diferencian del Granito Papachacra, sin embargo, en los términos más evolucionados de otros granitos especializados similares de la región (Granito Quimivil en la sierra de Zapata, Lazarte *et al.*, 1999) se observaron valores igualmente bajos respecto a su fuente.

De este modo, los diques pseudobandeados podrían haberse originado por la alta movilidad de un fundido/fluido rico en volátiles, en rocas cuya porosidad se vio incrementada por su estructura interna (ortogneis foliado).

La tendencia netamente hidrotermal involucra a vetas y otras manifestaciones silíceas. El valor de Ba/Rb que se presentaba como decreciente en la etapa magmática, tiende a aumentar en la etapa hidrotermal. El valor creciente desde términos de mayor temperatura (0,1-0,5) como rocas de greissen o bolsos micáceos del granito, a >1 en vetas (alcanza más de 20 en una veta de galena) plantea la posibilidad de un uso amplio de esta relación en el estudio geoquímico del hidrotermalismo. No se observa concentración de Y en los términos finales como en otros granitos mineralizados (Granito Quimivil, Lazarte *et al.*, 1999 o Granito Mole, Schaltegger *et al.*, 2006).

Se considera que los altos contenidos de Sn (p.e. >10 ppm) son indicativos de una relación de las rocas de dique con el Granito Papachacra.

La cristalización de los cuerpos y diques de pórfiros riolíticos (CPA y DPM), probablemente antes de la intrusión de la facies FIIIe, sustrae de la tendencia principal cantidades importantes de W (Sn), lo que restó concentración en las soluciones finales.

CONCLUSIONES

Del estudio de los datos geológicos y geoquímicos de las rocas de dique relacionadas al Granito Papachacra, se puede extraer lo siguiente: 1) se observa afinidad geoquímica entre las rocas objeto de estudio, 2) se definen dos tendencias de evolución geoquímica, especialmente para elementos traza, a partir de un magma rico en agua y volátiles del que cristalizó el Granito Papachacra, 3) la tendencia principal corresponde a la evolución del granito que pasa de la facies II principal, a la facies IIIe y luego a los diques micrograníticos y aplopegmatíticos, 4) la otra tendencia implica especialmente a los DPM, comenzando con las rocas de borde de los diques mayores, continuando con la zona de núcleo. Se considera que esta tendencia es un desprendimiento de la TP, pobre en agua, que evoluciona aparte, en algún momento antes o durante el emplazamiento de las facies principales del granito, el CPA se forma aparte de otros pórfiros, 5) elementos como Th, U y La se concentran en los pórfiros y muestran preferencia por términos pobres en agua, 6) los diques pseudo-bandeados representan una etapa pegmatítica tardía, con abundante agua, pero su origen resulta dudoso con los datos disponibles al presente, 7) las vetas con mineralización representan un episodio hidrotermal que comienza con manifestaciones de mayor temperatura como ser rocas tipo greissen. Las vetas ricas en elementos de metales base podrían representar un aporte externo al sistema.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea expresar su agradecimiento a las instituciones que contribuyeron con el financiamiento para este trabajo, ellas son: Universidad Nacional de Tucumán (Consejo de Investigaciones) y CONICET. También a los árbitros anónimos que realizaron importantes aportes para su mejoramiento.

BIBLIOGRAFÍA CITADA

- Ávila, J. C. y L. Velazco Robles. 1983. Relevamiento minero de la sierra Altohuasi-Culampajá, Belén, Catamarca. II Congreso Nacional de Geología Económica, San Juan, Actas 1, 11-27.
- Ávila, J. y L. Papetti. 1984. Geología y metalogénesis del Alto de la Mina, Belén, Catamarca. IX Congreso Geológico Argentino, Bariloche, Actas 5, 553-564.
- Ávila, J. C. y J. C. Porto. 1982. Presencia de topacio en el contacto granito-basamento del área de Papachacra, Catamarca. Acta geológica lilloana 16 (1), 215-220.
- Breiter, K.; M. Sokolová y A. Sokol. 1991. Geochemical specialization of the tin-bearing granitoid massif of NW Bohemia. Mineralium Deposita 26: 298-306.
- Colombo, F.; R. Lira y M. Dorais. 2005. Sienita álcali feldespática parcialmente fenitizada asociada al plutón de El Portezuelo occidental (granito Papachacra), Catamarca, Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, Actas 1: 521-524.
- Cullers, R. F. y J. L. Graf. 1984. REE in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks, ore petrogenesis. In: Henderson, P. (editor). REE geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 275-316.
- Deer, W. A.; R. A. Howie y J. Zussman. 1963. Rock forming minerals. Volumen 3. Ed. Longmans. Londres, 800 pp.
- García, H.; A. Masabié y E. Rossello. 1981. Contribución a la geología de La Cuesta, Belén, Catamarca. 8º Congreso Geológico Argentino, San Luis, Actas 4: 853-865.
- García, H.; A. Masabié y E. Rossello. 1982. El depósito Tiburcio. Ejemplo argentino de roca ribbon, Papachacra, Belén, Catamarca. V Congreso Latinoamericano de Geología Económica. Buenos Aires, Actas 2: 735-750.
- Grissom, G. 1991. Empirical constraints on thermal processes in the deep crust of magmatic areas: Sierra de Fiambalá, Northwestern Argentina. PhD. Thesis, Stanford University, 262 pp. (Inédito).
- Henderson, P. 1984. General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. In: Henderson, P. (editor), Rare earth element geochemistry, Elsevier Science Publishers, Amsterdam. 510 pp.
- Krauskopf, K. 1979. Introduction to Geochemistry. McGraw-Hill Co., Tokyo, 617 pp.
- Lazarte, J. E. 1990. Análisis preliminar de la alteración de la roca de caja de las vetas auríferas de Culampajá. 11º Congreso Geológico Argentino, San Juan, Actas 1: 332-335.
- Lazarte, J. E. 1991. Estudio petrológico y geoquímico de los granitoides de las sierras de Papachacra y Culampajá. Relaciones metalogénicas. Tesis Doctoral,

- Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, 270 pp. [Inédito].
- Lazarte, J. E. 1994. Geología y geoquímica del Granito Papachacra [¿Carbonífero?], Sierras Pampeanas, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (3-4): 337-352.
- Lazarte, J. E. 2002. Diques básicos mineralizados (Pb-Zn-Cu) en el Alto de la Mina, Catamarca. VI Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Buenos Aires, Actas 217-224.
- Lazarte, J. E. y Avila J. C. 2003. Geoquímica de las manifestaciones de Pb-Zn-Cu del cerro Alto de la Mina, Catamarca. *Acta Geológica Lilloana* 19 (1-2): 65-80.
- Lazarte, J.E. y L. R. Horta. 2005. Aspectos geoquímicos de las manifestaciones de W(Sn) asociadas al Granito Papachacra, Belén, Catamarca. XVI Congreso geológico Argentino, Actas 2: 673-680. La Plata.
- Lazarte, J. E.; J. L. Fernández Turiel; F. Guidi y M. E. Medina. 1999. Los granitos Río Rodeo y Quimivil: dos etapas del magmatismo paleozoico del norte de Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54 (4): 319-332.
- Lazarte, J. E.; J. C. Ávila; A. S. Fogliata y M. Gianfrancisco. 2006. Granitos evolucionados relacionados con mineralización estanno- wolframífera en las Sierras Pampeanas occidentales. Serie de Correlación Geológica 21: 75-104.
- Le Maitre, R.; P. Bateman; A. Dudek; J. Keller; M. Lameyre Le Bas; P. A. Sabine; R. Schmid; H. Sorensen; A. Streckeisen; A.R. Wooley y E. Zanettin. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Manning, D. A. 1982. An experimental study of the effects of fluorine on the crystallization of granitic melts. In: Evans, A.(editor): *Metallization Associated with Acid Magmatism* 6: 191-203, J. Wiley and Sons.
- Maniar, P. y P. Piccoli. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geologic Society of America Bulletin* 101: 635-643.
- Martin, H. 1987. Petrogenesis of Achaean trondhjemites, tonalities and granodiorites from eastern Finland; major and trace elements geochemistry. *Journal of Petrology* 28 (5): 921-953.
- Morello, O. y N. Rubinstein. 2000. Los diques alcalinos y subalcalinos del flanco occidental de la sierra de Fiambalá, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55 (3): 245-250.
- Nabelek, P. y M. Glascock. 1995. REE- depleted leucogranites, Black Hills, South Dakota: a consequence of disequilibrium melting of monazite-bearing schists. *Journal of Petrology* 36 (4): 1055-1071.
- Pichavant, M. 1981. An experimental study of the effect of boron on a water-saturated haplogarnite at 1 Kb pressure. *Geological applications. Contributions to Mineralogy and Petrology* 76: 430-439.
- Rock, N. M. y R. Hunter. 1987. Late Caledonian dyke-swarms of northern Britain: spatial and temporal intimacy between lamprophyric and granitic magmatism around the Ross of Mull pluton, Inner Hebrides. *Geologische Rundschau* 76: 805-826.
- Rogers, J. J. y J. Adams. 1974. Thorium (chap.90). Uranium (chap.92). In: Wedepohl, K. (editor), *Handbook of Geochemistry*, vol.II/4. Springer-Verlag, Berlin.
- Rogers, J. y J. Greenberg. 1990. Late-orogenic, post-orogenic and anorogenic granites: distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins. *Journal of Geology* 98: 291-309.
- Rosello, E. A.; M. López de Luchi y H. Osters. 2000. La Formación Papachacra (Belén, Catamarca, Argentina): edades K/Ar y significado tectónico y metalogenético. IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Chile, 1: 360-364.
- Ruiz Huidobro, O. 1975. Descripción geológica de la hoja 12c- Laguna Helada. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires, Bol. 146.
- Schaltegger, U.; A. Audetat; T. Pettke y C.A. Heinrich. 2006. Dating of magmatic and hydrothermal stages in a mineralized Sn-W granite. *Symposium PCM6, Physico-chemical Behaviour of Accessory Minerals, Wepo13*, pág. 681.
- Shand, S.J. 1927. *Eruptive Rocks*. Ed. Murby & Co., London, 360 pp.
- Shaw, D. 1968. A review of K-Rb fractionation trends of covariance analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 32: 573-601.
- Sillitoe, R. H. 1996. Granites and metal deposits. *Episodes* 19 (4): 126-133.
- Smith, T. E.; P. M. Miller y C. H. Huang. 1982. Solidification and crystallization of a stanniferous granitoid pluton, Nova Scotia, Canadá. En: Evans, A. (Ed.): *Metallization Associated with Acid Magmatism*, J. Wiley and Sons, 6: 301-319.
- Taylor, S. y S. McLennan. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Thomas, R.; H-J. Förster y W. Heinrich. 2002. The behaviour of boron in a peralumi-

- nous granite-pegmatite system and associated hydrothermal solutions: a melt and fluid inclusions study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144 (4): 457-472.
- Tischendorf, G. 1977. Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-elements mineralization. *Metallization Associated with Acid Magmatism* 2: 41-90.
- Toselli, A.; M. Basei; J. Rossi de Toselli y R. Dudas. 2003. Análisis geoquímico-geocronológico de rocas granulíticas y calcosilicáticas de Sierras Pampeanas Noroccidentales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (4): 629-642.
- Turner, J. C. 1962. Estratigrafía de la región al nacimiento de Laguna Blanca, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 17 (1-2):11-46.
- Turner, J. C. 1973. Descripción geológica de la hoja 11d-Laguna Blanca. Servicio Nacional Minero Geológico, Buenos Aires Bol.142, 72 pp.
- Vazquez, J. A. y M. R. Reid. 2002. Time scales of magma storage and differentiation of voluminous high-silica rhyolites at Yellowstone caldera, Wyoming. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144: 274-285.
- Veksler, I. V. y R. Thomas. 2002. An experimental study of B-, P- and F- rich synthetic granite pegmatite at 0.1 and 0.2 Gpa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143 (6): 673-683.
- Velazco Robles, L. 1982. Estudio geológico económico del sector suroriental de las sierras de Altohuasi-Culampajá entre las quebradas de La Tranca y La Alumbraera, Catamarca. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto M. Lillo, Universidad Nacional de Tucumán. Seminario (inédito). 78 pp.
- Wakita, H.; P. Rey y R. Schmitt. 1971. Abundances of 14 rare-earth elements and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils. *Proceedings 2nd Lunar Science Conference*, 1319-1329.