

Granitos Evolucionados Relacionados a Mineralización Estanno-Wolframífera en Sierras Pampeanas Occidentales

José E. LAZARTE^{1,2}, Julio C. ÁVILA^{1,2}, Ana S. FOGLIATA^{1,3} y Miguel GIANFRANCISCO¹

Abstract. *EVOLVED GRANITES RELATED TO TIN-TUNGSTEN MINERALIZATION IN THE WESTERN SIERRAS PAMPEANAS.* Geologic characteristics and the mineralization associated of La Quebrada, Quimivil, Papachacra and El Salto granites are reviewed. All of them are of evolved type, belonging to the igneous complex of the Western Sierras Pampeanas. Geochemical characters of this bodies are analyzed, in a comparative way. It is found that there are relationships among four features in the studied granites: evolution degree, Sn-W mineralization, aluminosity degree and tectonic setting. It is also observed that evolution degree and fertility are always related. It is concluded that, features like high contents of Y, Th and U are related to deep source of magma, characteristic of a post orogenic stage. Deep magmatism can contribute incompatible elements but it doesn't influence in the mean mineralization, although mineralizations of rare elements can also take place in the late stage.

Resumen. *GRANITOS EVOLUCIONADOS RELACIONADOS A MINERALIZACIÓN ESTANNO-WOLFRAMÍFERA EN SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES.* Se reseñan las características geológicas y la mineralización asociada de los granitos de La Quebrada, Quimivil, Papachacra y El Salto, todos de tipo evolucionado, pertenecientes al complejo ígneo de Sierras Pampeanas Occidentales. Se analizan los caracteres geoquímicos de dichos cuerpos, de modo comparativo. Se encuentra que hay relaciones entre cuatro rasgos en los granitos estudiados: grado de evolución, mineralización Sn-W, grado de aluminosidad y ambiente tectónico. También se observa que siempre se relacionan grado de evolución y fertilidad. Se concluye que, rasgos como la riqueza en Y, Th y U están relacionados a aportes profundos de magma, propios de una etapa post orogénica. El magmatismo profundo puede aportar elementos incompatibles pero no influye en la mineralización principal, si bien en la etapa tardía puede producir también mineralizaciones de elementos raros.

Key words: Catamarca. Sierras Pampeanas. Specialized granites. Tin-Tungsten.

Palabras clave: Catamarca. Sierras Pampeanas. Granitos especializados. Estaño. Wolframio

Introducción

Entre los granitoides paleozoicos de Sierras Pampeanas Occidentales (Ramos, 1999), en el Noroeste argentino, es frecuente observar la asociación con mineralizaciones de diferente tipo. Los llamados granitos especializados, suelen tener asociada mineralización estanno-wolframífera, tal es el caso de los cuerpos de La Quebrada, Quimivil, El Salto y Papachacra. Estos granitoides intruyen rocas metasedimentarias de bajo grado precámbrico - eocámbrico y granitoides paleozoicos (fig. 1).

El Granito La Quebrada, también conocido como Granito Nuevo en la antigua nomenclatura, aflora en la Sierra de Mazán, sector nororiental de la provincia de La Rioja. Intruye al Granito Mazán.

¹ Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, UNT. Miguel Lillo 205, Tucumán.

² CONICET.

³ Fundación Miguel Lillo.

E-mail: jelazar@csnat.unt.edu.ar

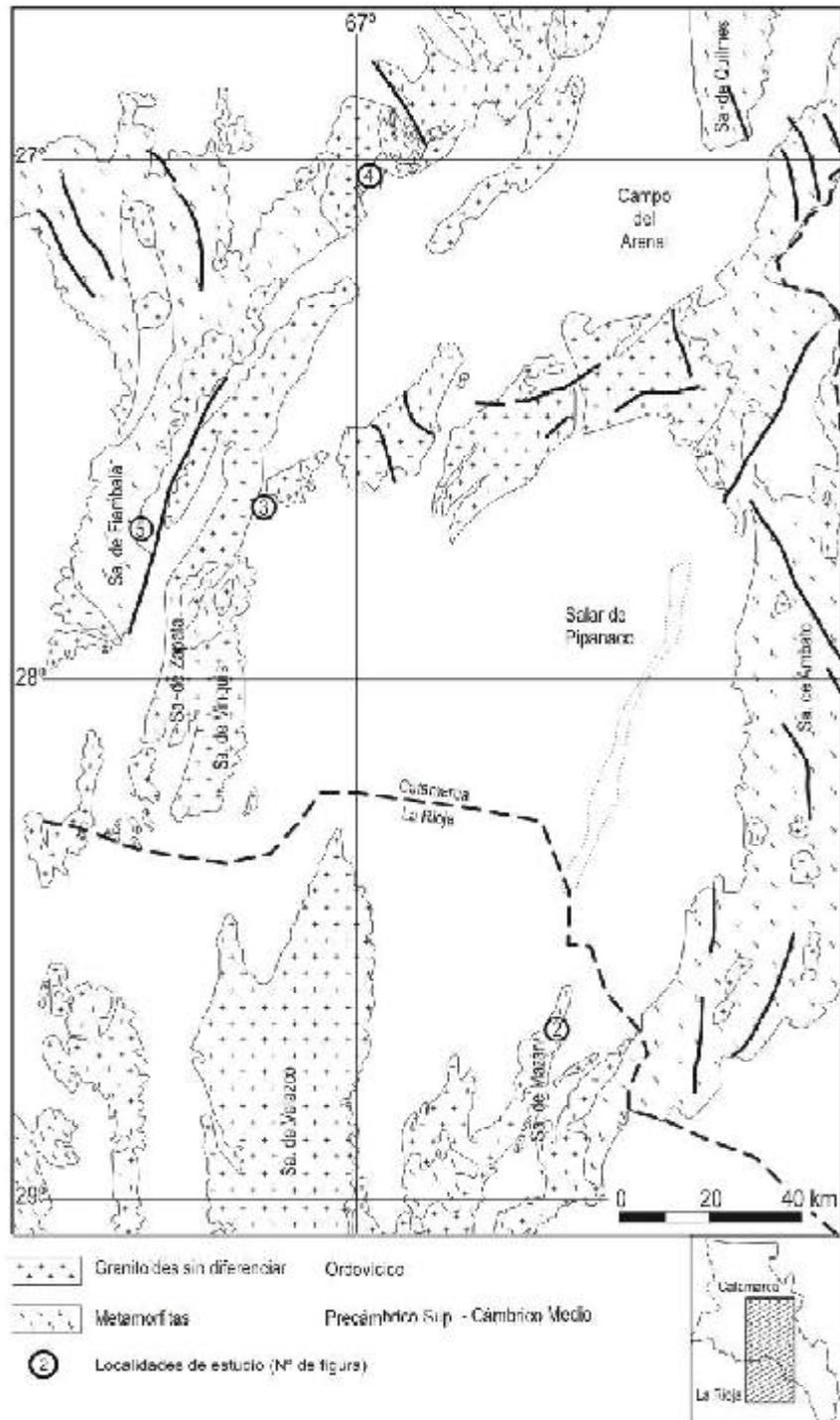


Fig. 1: Reseña regional del área de estudio.

El granito de Quimivil aflora en la mitad norte de la sierra de Zapata, sector suroriental del Cordón de los Colorados y suroccidental de la sierra de Belén, provincia de Catamarca. Se emplaza en rocas del basamento metamórfico, del Granito Belén y, posiblemente, intruye al Granito Río Rodeo.

El Granito Papachacra aflora en las sierras de Altohuasi y Papachacra, Catamarca. Intruye rocas metasedimentarias de bajo grado de la Fm. Loma Corral y al Ortogneis Chango Real.

El Granito El Salto aflora en el sector suroriental de la sierra de Fiambalá, Catamarca. Se emplaza en un conjunto complejo constituido por rocas básicas y ultrabásicas propias de arco volcánico (gabros noríticos principalmente, Grissom *et al.*, 1991) metamorizadas a facies anfibolita.

La capacidad de generar mineralizaciones estanno-wolframíferas en esta región, se observa en rocas de diversas características (Lazarte *et al.*, 2000) por lo que se plantea la necesidad de profundizar el estudio comparativo de los granitos especializados, con datos geoquímicos en procura de hallar patrones que sirvan para explicar esa diversidad que va, a primera vista, desde rasgos de fuerte peraluminosidad (por mineralogía) hasta rocas de apariencia alcalina.

El objeto de este trabajo es realizar un análisis comparativo de las características geológicas, petrográficas y geoquímicas de estos granitoides, cuyo rasgo común es tener una relación genética y espacial con depósitos hidrotermales de alta temperatura, con el propósito de elaborar criterios de prospección aplicables a diferentes unidades de Sierras Pampeanas.

Geología

Marco geológico regional

Las rocas objeto de nuestro estudio afloran en unidades orográficas de las llamadas Sierras Pampeanas occidentales (Ramos 1999), nombradas también como Sierras Pampeanas Noroccidentales (Caminos, 1979) o Sierras Pampeanas orientales, zona batolítica central (Rapela *et al.*, 1996). Son bloques limitados por fracturas inversas de alto ángulo de rumbo sub meridiano, ascendidos diferencialmente y volcados. El basculamiento al oeste fue medido en unos 30° en la sierra de Zapata (Lazarte *et al.*, 1999).

El basamento metamórfico de la región está constituido en general por metamorfitas de bajo grado con variaciones locales a grados medio y alto. Las unidades litoestratigráficas son las formaciones Loma Corral, Famabalasto (Turner, 1962), La Cébila (González Bonorino 1951) y diversas localidades aún sin nombre, de probable edad precámbrica-paleozoica inferior. En este tipo de rocas se emplazan los granitoides mencionados en este estudio.

En general, la litología es de filitas, cuarcitas y esquistos biotíticos de color gris, con cuarzo, biotita, muscovita, con esquistosidad predominantemente NNO, e inclinaciones al ONO o ESE en ángulos variables. La Fm. Famabalasto está constituida por filitas inyectadas o arteritas con venillas de cuarzo, feldespatos potásico y, ocasionalmente, granate de distribución errática que se atribuye a las intrusiones graníticas (Lazarte y Guidi, 1998).

En la sierra de Fiambalá, la caja de los granitoides está constituida por rocas básicas y ultrabásicas acompañadas por granitoides sintectónicos. Este conjunto luego fue metamorizado en un grado que alcanza la facies anfibolita.

Para los granitoides, numerosos autores (Rapela *et al.*, 1990; Lazarte, 1991; Grissom, 1991) distinguen tres eventos principales.

El primero, G1, de edad cámbrica, representado por ortogneises foliados, originados a partir de granitos biotíticos de tipo calcoalcalino. Son rocas de grano medio a grueso, color gris a rosado. El segundo evento, G2, corresponde a granitos de edad ordovícica-silúrica, también de composición calcoalcalina, peraluminosa. Son rocas de color rosado, grano medio a grueso, porfiroides en muchos casos. Los cuerpos del primer y segundo evento generalmente son de grandes dimensiones. El tercer

evento, G3, está compuesto por granitos evolucionados, enriquecidos en sílice y rubidio principalmente; que intruyen a los anteriores. Son cuerpos relativamente pequeños, emplazados en un ambiente posttectónico. Tienen color rosado a blanquecino, con texturas variadas, generalmente con varias facies. Es particularmente interesante la presencia, en estos cuerpos, de topacio, fluorita y zinnwaldita como minerales accesorios. Son también característicos los procesos postmagmáticos como feldespatización y albitización.

En la sierra de Mazán, Fogliata y Ávila (1997) denominan a las rocas graníticas como granito Mazán y granito La Quebrada en reemplazo de las designaciones de Keidel y Schiller (1913), de "granito viejo" y "granito más nuevo" respectivamente. Toselli *et al.*, (1998), denominan Formación Señor de La Peña a un conjunto de granitoides que se caracterizan por ser porfíricos y contener cordierita además de biotita y muscovita, granate, andalucita y sillimanita. El granito Mazán y La Quebrada quedan incluidos dentro de este nombre formacional.

Ramos (1988) menciona, para las Sierras Pampeanas Occidentales, un arco magmático originado durante el ciclo orogénico Famatiniano (465 a 385 Ma.).

Es frecuente observar que, con dirección N-S, con inclinaciones fuertes al oeste o subverticales, coinciden fallas, esquistosidad de las metamorfitas y foliación de los granitoides deformados. También, en aerofotogramas se destacan fracturas de rumbo noreste, que coinciden con la elongación de algunos de los cuerpos granitoides aquí estudiados.

Son numerosas las unidades de rocas cenozoicas de la zona de estudio, cuyas edades oscilan entre Paleógeno y Neógeno, representadas por sedimentitas continentales y vulcanitas.

Granitoides

Se encuentran tres tipos, no necesariamente relacionados genética o cronológicamente: a) granitoides antiguos, con y sin deformación interna (ortogneises de la Formación Chango Real y Granito Belén), b) granitoides de dos micas, intrusivos, sin deformación interna (Granito Río Rodeo y Granito Mazán) y c) granitoides posttectónicos de tipo evolucionado, especializados. Para este trabajo se han seleccionado cuatro localidades donde afloran granitos de tipo evolucionado, ellos son: granitos La Quebrada (muscovítico), Quimivil, Papachacra y El Salto (biotíticos), que intruyen al basamento metamórfico y/o a los granitoides mencionados.

Granitoides pretectónicos

En general son cuerpos de dimensiones batolíticas, foliados, con deformación interna, biotíticos, de composiciones entre monzogranitos y granodioritas, pretectónicos con respecto a un evento formacional desarrollado entre el Cámbrico superior y el Devónico en el NO de Sierras Pampeanas. Tienen contacto intrusivo con las metamorfitas del basamento.

Formación Chango Real (Turner, 1962): presenta grano mediano a grueso, textura porfiroide y foliación conspicua, ampliamente distribuida, con deformación y/o recristalización de cuarzo, micas y feldespatos. Los componentes principales son cuarzo, feldespato potásico micropertítico, oligoclasa-andesina, biotita, muscovita secundaria, epidoto, apatito, circón.

Granito Belén (Lazarte y Guidi, 1998): las facies con deformación interna son de grano grueso o fino y textura porfiroide. Los componentes principales son cuarzo, biotita, feldespato potásico, plagioclasa, con muscovita secundaria, epidoto secundario, circón y opacos. En facies finas se observa anfíbol muscovitizado, topacio, turmalina.

La deformación puede ser cataclasis masiva, ampliamente distribuida, con paso gradual a franjas milonitizadas orientadas al NNO (Lazarte y Guidi, 1998).

Hay pasaje gradual (en el orden de la decena de metros) a las facies sin deformación, de grano grueso y textura porfírica. Se observa cordierita como fenocristales con cloritización y muscovitización parcial.

Granitos tardío a postectónicos

Granito Río Rodeo (Guidi y Capuccino, 1987): Aflora en el sector suroccidental del Cordón de Los Colorados. Intruye al Granito Belén, por lo que resulta tardío o postectónico respecto a la deformación que afecta a éste.

Presenta una facies principal monzogranítica de dos micas y una facies periférica restringida a franjas delgadas monzogranítica biotítica.

La facies principal es de grano medio a grueso, textura equigranular, color gris rosado y está compuesto por cuarzo, feldespato potásico (microclino), plagioclasa (oligoclasa- albíta), biotita, muscovita (primaria y secundaria), opacos, circón, apatita, allanita. Topacio, fluorita y turmalina en sectores marginales.

Granito Mazán (Fogliata y Avila, 1997): Esta roca granítica es el equivalente al granito antiguo de Keidel y Schiller (1913) y aflora en la Sierra de Mazán, cordón montañoso ubicado en el sector nororiental de la provincia de La Rioja. Presenta un contacto tectónico con rocas metamórficas de la Formación La Cébila (González Bonorino, 1951) con el desarrollo de rocas cataclásticas en el sector sur de la sierra.

El Granito Mazán es una roca de grano medio a grueso (2 a 4 mm), de color pardo a pardo rojizo. Su textura es porfírica y está compuesto por megacrístales de feldespato potásico perítico rosados y una pasta compuesta por cuarzo, plagioclasa, biotita, muscovita y cordierita. Tiene inclusiones de xenolitos metamórficos cuyos tamaños oscilan entre 5 y 40 cm aproximadamente.

Microscópicamente se observa cuarzo, feldespato potásico (microclino), plagioclasa (albíta) y como accesorios biotita, muscovita, apatita, cordierita, circón y opacos.

Granitos postectónicos

Estos cuerpos especializados intruyen a las metamorfitas y los ortogneises con contactos netos, con inyección cuarzo- feldespática sobre el encajante. Es común una generación temprana de cuarzo. Todos estos cuerpos son epizonales.

Granito La Quebrada (Fogliata y Avila, 1997)

El granito La Quebrada aflora en la Sierra de Mazán (fig. 2). Sus principales afloramientos se observan en el sector norte de la Sierra (Cerro Mazán). El contacto entre ambos granitos es neto, aunque a veces el mismo está encubierto por una faja de alteración hidrotermal (greisen).

El granito La Quebrada es un monzogranito leucocrático de color rosado claro o gris amarillento y tamaño de grano de fino a medio (1 a 2 mm). Tiene textura inequigranular y está compuesto por cuarzo, feldespato potásico (microclino), plagioclasa (albíta), muscovita, turmalina, apatita y andalucita en mucha menor proporción, además de opacos como piritita y arsenopiritita. La biotita es escasa y solo aparece en las zonas cercanas al contacto con el Granito Mazán. Se menciona además la presencia de cordierita. Como minerales secundarios se observó sericita y escasa caolinita (Schalamuk *et al.*, 1989).

Geoquímicamente estas rocas son peraluminosas, calcoalcalinas con altos contenidos en potasio y bajos en calcio.

Rocas de dique relacionados a los granitos Mazán y La Quebrada

Existen numerosos diques que atraviesan a ambos granitos. Un grupo de ellos corresponde a diques de composición microgranítica con textura equigranular. No superan los 20 cm de espesor y están compuestos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y muscovita.

También existen diques aplíticos de composición granítica, en general angostos (entre 0,1 y 0,15 m) con rumbos ENE e inclinación al SE. Algunos de ellos presentan una diferenciación pegmatítica en su zona central.

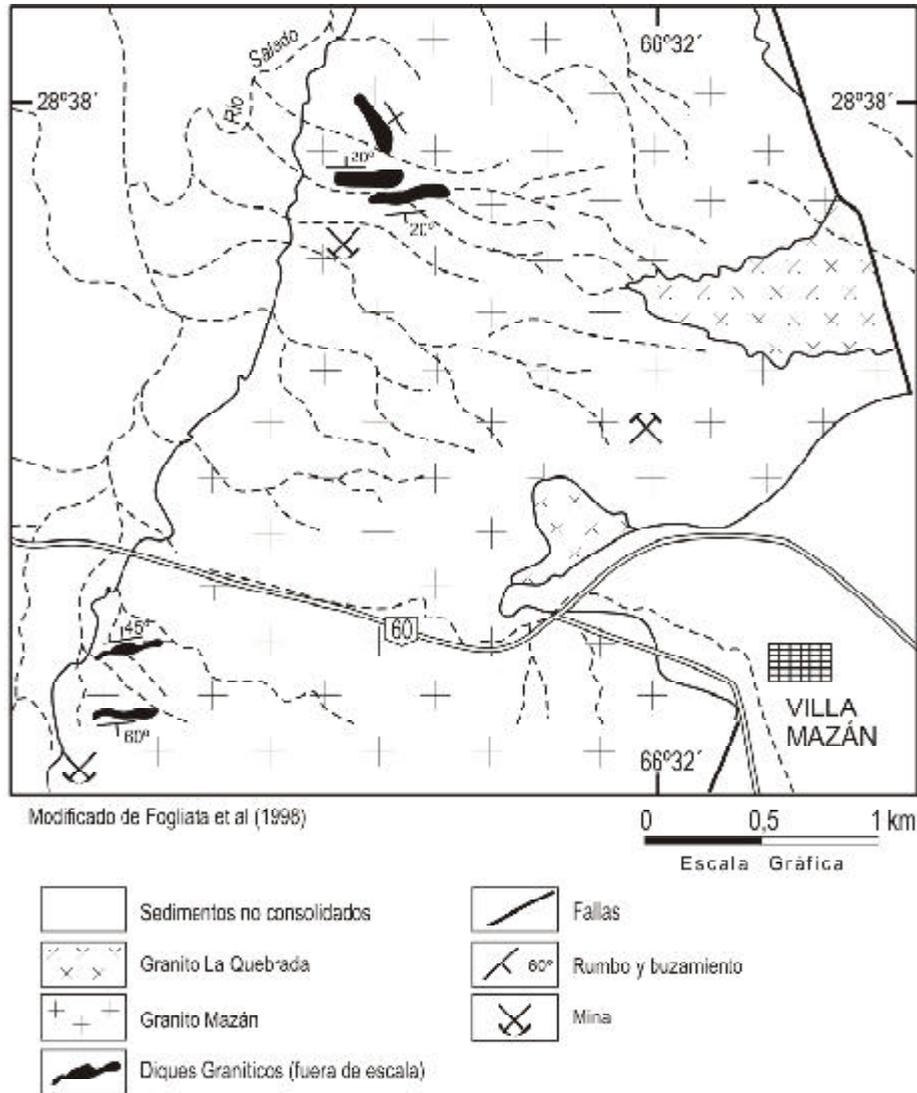


Fig. 2: Geología del Sector Norte de la Sa. Mazán

Asimismo en toda la sierra hay numerosos cuerpos pegmatíticos con zonación que intruyen al Granito Mazán. Están compuestos por cuarzo, microclino, plagioclasa, muscovita, turmalina, granate, andalucita e ilmenita.

También se observan diques de composición cuarzosa sin mineralización con potencias entre 1 y 4 m. En algunos sectores atraviesan a los diques de composición granítica.

Granito Quimivil (Guidi y Capuccino, 1987)

Aflora la sierra de Zapata y sector suroriental de la sierra de Belén (fig. 3). Intruye al Granito Belén y a metamorfitas del basamento metamórfico. Lazarte *et al.* (1999) consideran la posibilidad de que intruya también al Granito Río Rodeo.

Se reconocen cuatro facies según tamaños de grano y color. La composición de las facies varía entre sienogranito (FI y II) y monzogranito (F III). El tamaño de grano varía de medio a grueso con texturas porfíricas y equigranular según la facies.

La facies I (FI) se ubica en sectores periféricos del plutón. La facies II (FII), es un sienogranito de grano medio a grueso, color rosado, ocasionalmente con fenocristales de feldespato potásico y cuarzo. Esta es la facies de mayor superficie de afloramiento. La facies III (FIII) presenta contacto neto con FI. Son cuerpos monzograníticos pequeños (lentes o diques de espesores del orden del metro), de grano fino, textura porfírica, color blanco grisáceo o amarillento. Se observa una subfacie equigranular (F IIIe) blanquecina que intruye a FI o FII en forma de pequeños stocks. Se relaciona a las mineralizaciones de San Salvador (Lazarte, 1994a) y el Shincal (Lazarte y Gianfrancisco, 1995).

Las pegmatitas son escasas. Se observó una facies aplítica intruyendo al Granito Belén, que involucra procesos de sericitización- muscovitización, silicificación y escasa alteración potásica.

En cuanto a su mineralogía, el Granito Quimivil está compuesto por cuarzo, feldespato potásico (microclino peritítico), plagioclasa (oligoclasa), biotita con inclusiones de circón y allanita, topacio y fluorita. Además se citan la presencia de monacita, thorita y xenotima (Capuchino y Guidi, 1990; Gorustovich y Guidi, 1993). El cuarzo tiene inclusiones de plagioclasa y micas y se ha observado una

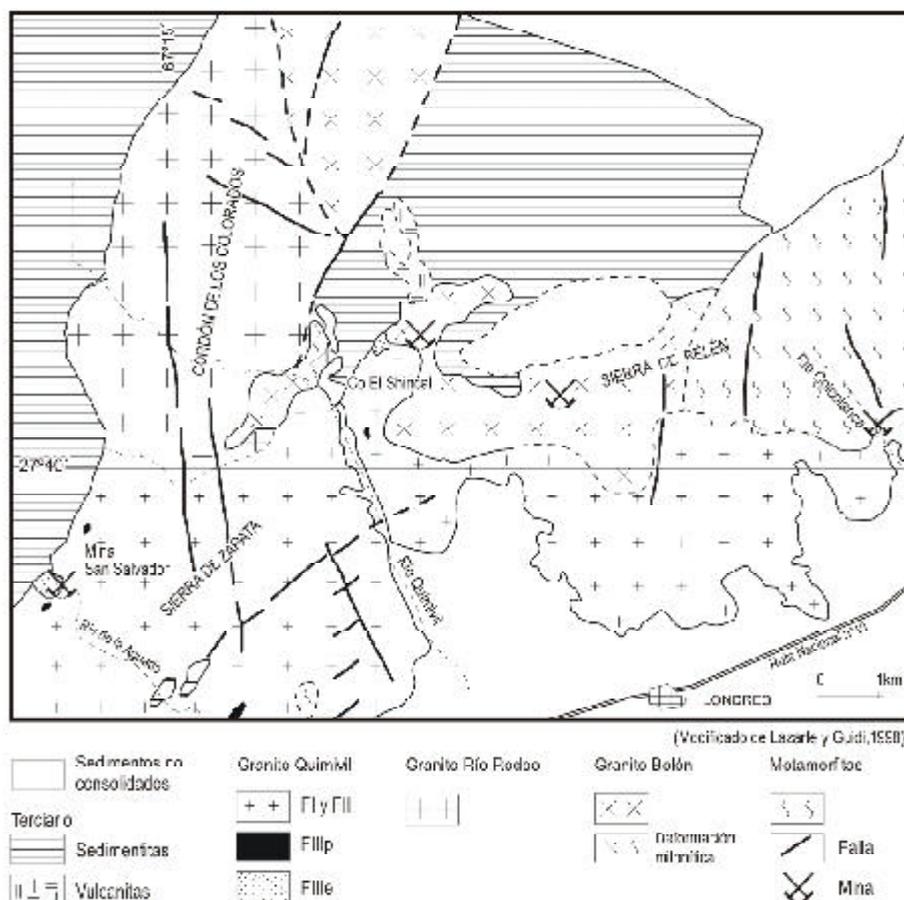


Fig. 3: Geología del sector Norte de la sierra de Zapata.

generación precoz (Lazarte *et al.*, 1999). El feldespato potásico es microclino peritítico con inclusiones de biotita, plagioclasa y cuarzo. Hay una primera generación tipo ortosa que puede tener inclusiones de fluorita. Oligoclasa (An12-16) puede estar incluida en biotita, y albita (An6-10) es de posible origen póstumo. La biotita se presenta desferrizada, alterando a muscovita. Tiene inclusiones de circón y allanita que dejan halo pleocroico. Se observa topacio asociado a muscovita, como inclusión en plagioclasa o en intersticios. La fluorita es menos frecuente, asociada a la desferrización de la biotita.

Las alteraciones observadas son caolinización y sericitización de plagioclasa, feldespatización con desarrollo ocasional de biotita.

Las pegmatitas son escasas y se observó una facies aplítica intruyendo al Granito Belén, que involucra procesos de sericitización- muscovitización, silicificación y algo de alteración potásica.

Granito Papachacra (García et al., 1981)

Son varios cuerpos polifaciales que intruyen al ortogneis Chango Real y al basamento metamórfico. Los principales son los stocks de Altohuasi y El Portezuelo (fig. 4).

Stock de Altohuasi (Velazco Robles, 1982): aflora en la sierra homónima frente a la localidad de Corral Quemado. Se reconocen al menos tres facies. La facies I tiene posición periférica, la facies II es la facies principal, en sector de núcleo; ambas sieno a monzograníticas.

La facies III y IIIe son monzograníticas, con contactos netos con I y II. La facies IIIe aflora en un cuerpo elíptico y en diques de hasta un metro de espesor. Hay pegmatitas muscovíticas en venas y venillas. Se asocian pegmatitas muscovíticas en forma de venas y venillas.

Stock de El Portezuelo (Avila y Papetti, 1984, Lazarte, 1991): El stock se divide en dos cuerpos principales que afloran entre los ríos Vicuña Pampa y Vallecito, siguiendo la dirección ENE-OSO, concordante con un importante juego de fracturas. Presenta facies similares al cuerpo de Altohuasi.

Tanto en el Granito Papachacra como en el Quimivil, las facies III equigranulares representan un nuevo pulso magmático (Lazarte, 1994b, Lazarte *et al.*, 1999).

En el cuerpo oriental hay una zona sienogranítica, de alteración potásica con abundante feldespato potásico y cuarzo tardío. Existe también cuerpos pegmatíticos cerca de los contactos del stock.

Ambos stocks presentan textura porfírica con fenocristales de feldespato potásico y cuarzo. Además están compuestos por plagioclasa (oligoclasa sódica), biotita y circón.

Se reconocen las siguientes etapas de alteración: feldespatización, muscovitización- sericitización, albitización, greisenización.

Rocas de dique relacionadas al Granito Papachacra.

El Granito Papachacra tiene asociados espacial y/o genéticamente un importante conjunto de cuerpos intrusivos menores:

Diques micrograníticos, aplíticos y pegmatíticos: Los diques micrograníticos se consideran relacionados a la facies III del Granito Papachacra, en cuya zona de contacto se emplazan, intruyendo a las facies I y II, con contactos netos. Tienen espesores de 1 a 1,7 m, textura de grano fino y composición granítica.

Los cuerpos pegmatíticos pueden ser diques o bolsones, son biotíticos o muscovíticos, con cuarzo y microclino y turmalina ocasional, topacio y fluorita. Algunos de los diques son pegmatíticos en la zona de núcleo y micrograníticos o aplíticos hacia los bordes.

Diques leucocráticos «pseudobandeados»: Se emplazan en el ortogneis Chango Real, son de color blanco, de hasta 2 m de espesor y presentan una estructura pseudo-bandeada dada por la orientación planar de las micas, paralelas a los contactos del dique. Los componentes son cuarzo, feldespatos, biotita, muscovita, turmalina, óxidos de Fe y topacio ocasional. La textura es holocristalina, inequigranular y xenomórfica, el tamaño de grano mediano a fino.

Algunos diques son de tipo granofírico, presentan porciones discretas con textura gráfica, de microclino perfitico y cuarzo, rodeadas por material félsico de cuarzo, muscovita y microclino.

Pórfiros riolíticos: En la sierra de Altohuasi y el Alto de la Mina, emplazados en el ortogneis Chango Real, afloran dos tipos de cuerpos de composición riolítica, según su modo de yacer. **Cuerpo de Altohuasi:** a unos 100 m del contacto sur del Stock de Altohuasi aflora un cuerpo elíptico de color rosado naranja a grisáceo, textura porfírica, holocristalina e hipidiomórfica, con fenocristales de hasta 20 mm, de FK alterado, cuarzo y plagioclasa, en una matriz microgranular o afanítica, con cuarzo, feldespato potásico parcialmente caolinizado, plagioclasa (oligoclasa ácida a albita), biotita casi totalmente desferrozada, alterada a muscovita y clorita. Además apatito, circón y magnetita. La proporción de fenocristales respecto a la matriz es del 20-30 %. Es ocasional la textura cúmulo-porfírica.

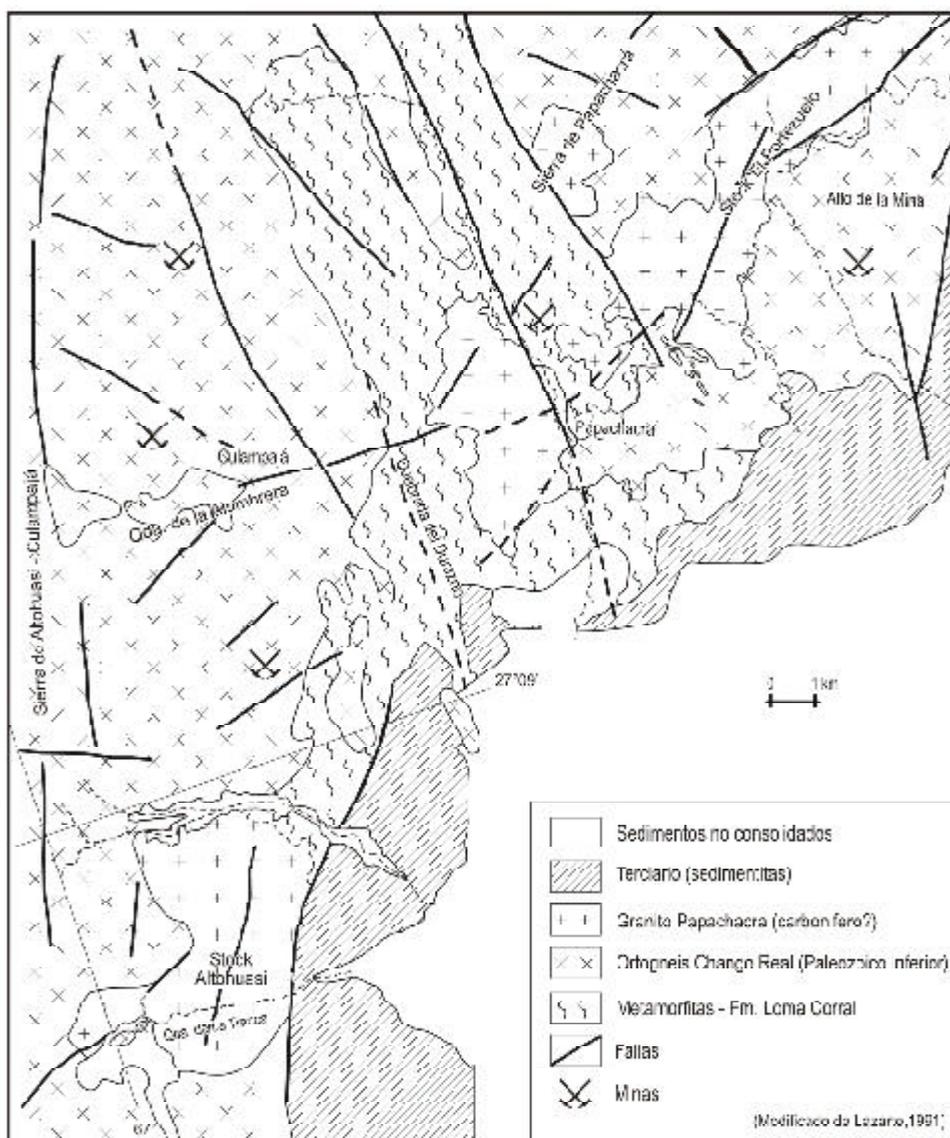


Fig. 4: Geología de la zona de Papachaca Culampajá

Diques del Alto de la Mina: Son cuerpos de 6 a 12m de potencia y kilómetros de corrida que afloran con rumbo general submeridiano y posición subvertical. Se emplazan en el ortogneis Chango Real con contactos netos. La roca es de color gris claro. Las texturas varían de porfíricas en zonas de núcleo a microgranulares y/o afaníticas en algunos bordes. La proporción de fenocristales es de unos 20-25% y puede variar fuertemente. Los fenocristales son de cuarzo y feldespatos (2 a 4 mm). La pasta microgranular está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, clorita secundaria, fluorita, muscovita secundaria, apatito, circón, sericita y opacos.

Cuerpos porfíricos con esferulitas: Son cuerpos pequeños, (70-80 m por 20-30 m), que intruyen al ortogneis Chango Real. Presentan textura esferulítica porfírica con fenocristales de 1 a 10 mm de cuarzo hialino euhedral, y feldespatos muy alterados; flotando en una pasta holocristalina e hipidiomórfica, cuarzo - feldespática afanítica sericitizada. Otros componentes son muscovita secundaria y sericitización masiva posterior a la muscovitización de máficos y fluorita muy escasa.

La proporción de fenocristales respecto a la matriz es menor al 20%.

Diques melanocráticos; Pueden ser de tres tipos: a) Diques lamprofíricos de tipo spessartítico, emplazados en el Granito Papachacra.

b) Diques microgabroides con textura holocristalina, inequigranular (matriz afanítica), hipidiomórfica a xenomórfica que intruyen al ortogneis Chango Real.

c) Diques mineralizados y con fuerte alteración: textura porfiroide (cristales de feldespato y clorita en pasta de grano fino), fuerte alteración hidrotermal y mineralización que se emplazan en el ortogneis Chango Real.

Granito El Salto

Corresponde a un stock de forma elongada que aflora en la ladera oriental de la Sierra de Fiambalá. Intruye con contacto neto a anfibolitas de la Gabro Fiambalá (Page *et al.*, 1992) que constituyen el basamento metamórfico de este sector de la sierra (fig. 5).

El Granito El Salto es una roca blanco amarillenta de tamaño de grano medio (1 a 3 mm) y textura equigranular. Está compuesto por cuarzo, plagioclasa (albita o andesina), ortosa y escasos accesorios como biotita, apatita y circón. Presenta texturas mirmequítica y gráfica.

Asociados se observa un dique aplítico estéril y un dique de composición granítica con mineralización. Este último corresponde a una roca color rojo, tamaño de grano medio y textura equigranular, que se desarrolla en el contacto entre las anfibolitas y el granito El Salto. En el dique es posible observar alteración hidrotermal del tipo albitización y greisenización (Fogliata y Ávila, 2004).

Manifestaciones mineralizadas de W y Sn

Sierra de Mazán

En ella se emplazan tres yacimientos, La Descubridora (estaño), Yanacoya (wolframio) y Perseverancia (wolframio).

La Descubridora se ubica en el extremo sudoriental del Cerro Mazán, en porción norte de la sierra homónima. Este yacimiento fue explotado subterráneamente en las primeras décadas del siglo pasado. Está emplazado en el Granito Mazán cerca del contacto con el Granito La Quebrada. La mineralización se ubica en diques de cuarzo acompañados por muscovita. La potencia oscila entre 0,3 y 3 m con rumbo general ONO-ESE e inclinaciones variables. La mena principal es casiterita, otros minerales primarios son pirita, arsenopirita, calcopirita, escasa wolframita e ilmenorutilo. Los mine-

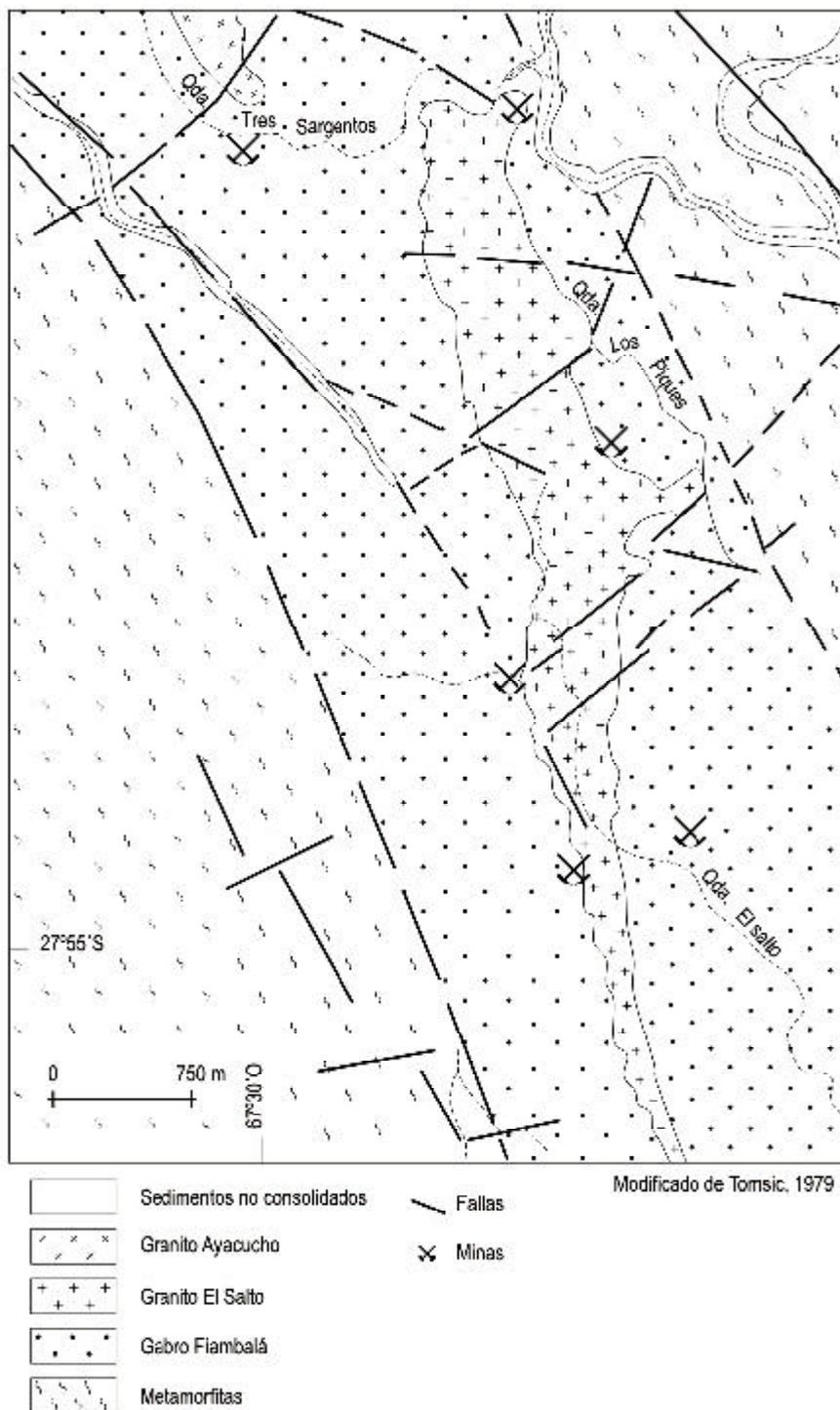


Fig. 5: Geología de la zona Sur Oriental de la Sierra de Fiambalá.

rales secundarios son: hematita, limonita, tungstita, sheelita, sericita, epidoto, clorita y yeso. En las salbandas se desarrolla un greisen de cuarzo y mica.

Se determinaron inclusiones fluidas de origen variable. Los resultados de los estudios termométricos indican una temperatura de homogeneización media de 328°C para las inclusiones primarias y pseudosecundarias, la que debe considerarse como temperatura mínima de entrapamiento (Fogliata, 2000).

El depósito Yanacoya está ubicado sobre el flanco occidental a unos 3 km del extremo norte del Cerro Mazán. La roca de caja es el granito Mazán. El depósito está conformado por dos vetas de cuarzo con muscovita subordinada. La veta norte tiene posición N265°/16°N y la veta sur N280°/20°S. Ambas tienen una potencia media de 2 m y se observa que fueron trabajadas a cielo abierto a lo largo de unos 100 m en su corrida.

La mena es wolframita y aparece acompañada por casiterita y escasa pirita (Fogliata *et al.*, 1998a). La wolframita, cuyo tamaño no excede los 4 cm, está siempre acompañada por muscovita. En las salbandas de las vetas se desarrolla un greisen de cuarzo y mica con turmalina y sheelita.

El estudio termométrico de las inclusiones fluidas determinó en 330°C la temperatura media para las inclusiones primarias-pseudosecundarias la cual se considera como la temperatura mínima de entrapamiento (Fogliata y González, 1998).

Perseverancia está ubicada sobre la ladera occidental de la Sierra de Mazán, al sur de la quebrada homónima. Existe una sola labor actualmente derrumbada. La roca de caja es el granito Mazán. Consiste en una zona de greisen de muscovita-topacio-turmalina y cuarzo subordinado, desarrollada a ambos lados de un dique de composición cuarzosa principalmente, con una potencia variable entre 1,5 y 2 m, con rumbo N50° y buzamiento 45° NO (Fogliata *et al.*, 1998). La mineralización es wolframita que se aloja en venillas cuarzosas. La temperatura de homogeneización media es de 338°C (correspondiente a inclusiones primarias y pseudosecundarias) se considera a esta temperatura como la mínima de entrapamiento (Fogliata, 2000).

Sierra de Fiambalá

En el Grupo Minero El Salto se incluyen los depósitos wolframíferos emplazados en el SE de la sierra de Fiambalá, 26 km al NNO de Tinogasta. Las principales manifestaciones son: El Salto, San Luciano, Agua Verde y Andacolla. Algunos depósitos (Tres Sargentos, Andacolla y Agua Verde) fueron intensamente trabajados por métodos subterráneos, otros se explotaron a cielo abierto.

Todos los yacimientos tungstíferos del sector se alojan en fracturas de las anfibolitas pertenecientes al Gabro Fiambalá, en las cercanías de los contactos con los stocks graníticos El Salto y Ayacucho. Son vetas de cuarzo con espesores que varían entre 0,05 y 0,30 m, portadoras de wolframita y escasa fluorita con las salbandas de biotita y zinnwaldita. Tienen rumbo principal NNO-SSE subverticales.

El yacimiento de estaño Vil Achay, que se encuentra en el mismo sector de la sierra, fue explotado subterráneamente de manera discontinua. En el mismo existe un dique granítico que intruye a las anfibolitas del Gabro Fiambalá, de rumbo NNO-SSE y buzamiento 60° O, subparalelo al contacto granito-anfibolita. Tiene un espesor entre 6 y 9 m y una corrida del orden del kilómetro. La mineralización se aloja en el dique. El mineral de mena más importante es casiterita que se presenta diseminado en el dique y formando stockworks en zonas limitadas por fracturas N-S con una potencia de hasta 3 m (Avila, 1982). Se observa magnetita, calcopirita, pirita, calcosina, covelina, escasa wolframita y oxidados de hierro y cobre. Los minerales de ganga son albita, cuarzo, fluorita, lepidolita, zinnwaldita y topacio. La alteración más importante relacionada con la mineralización es la albitización-greisenización. (Fogliata y Avila, 2004)

Sierras de Altohuasi – Culampajá

Las manifestaciones están ubicadas en el tramo medio del río La Mesada, sierra de Altohuasi-Culampajá, minas San Isidro y La Banda, (Ávila y Velazco Robles, 1983) y en los faldeos de las Lomas de Pachao.

En La Mesada, la roca de caja es un esquistos cuarzo-biotítico, con moderada inyección cuarzosa. Las vetas son de cuarzo, con wolframita en pequeños cristales y se agrupan en tres fajas bien definidas, de espesores variables. Están alojadas en fracturas de rumbo N-S y NE-SO e inclinaciones entre 20 y 30° E. La estructura de la caja tiene el mismo rumbo con inclinaciones al oeste. Acompañan al cuarzo, turmalina y muscovita cerca o en las salbandas. Además de la wolframita se observan pirita y óxidos de Fe y Mn. Aspilcueta (1959) menciona antimonita, bismutina y ocras de Bi.

En las lomas de Pachao, entre los ríos La Quebrada y Yanquenco, se encuentran vetas de cuarzo con escasa wolframita, de estructura y encajante similares a lo ya descrito, con esquistosidad orientada N226° inclinando 52° al N. Las vetas no tienen una orientación preferencial, variando sus rumbos entre N115 (labor Ana Rosa) y N20 (labor Julia Virginia), ambos subverticales, con espesores máximos de 0,05 metros.

Sierra de Papachacra

La manifestación de El Aragonés se ubica en la quebrada del río Vicuña Pampa, al N de la localidad de Papachacra, cerca del contacto granito-basamento. Se trata de vetas de cuarzo emplazadas concordantes en esquistos de posición 330°/subvertical, de hasta 0,15 m de espesor, acompañadas de venillas menores subparalelas.

La mineralización es de wolframita con escasos sulfuros (pirita y calcopirita), con presencia de malaquita y óxidos de Fe. García y Rosello (1984) mencionan presencia de scheelita.

Sobre la margen izquierda, a 1 km de la anterior, se encuentra la manifestación El Cristo, con características muy similares aunque de mucho menor desarrollo. Se observan escasos sulfuros y wolframita con oxidados de Cu. También se observaron otras manifestaciones menores con magnetita y escasa wolframita, en la zona de contacto (Lazarte, 1991). Soulier (1982) cita minerales de W y Bi con escasa tantalita en el sector de Piedra Calzada, cerca de Papachacra.

Se cita la presencia de casiterita en el depósito Tiburcio (García y Rosello, 1984) en un greisen de cuarzo – micas – fluorita que se desarrolló subparalelo a un greisen de magnetita – fluorita nombrado como «roca ribbon».

Cerro Alto de la Mina

Existen manifestaciones menores, portadoras de wolframita, bismutina y casiterita, con cuarzo y fluorita como minerales de ganga, y muscovitización en la roca de caja (Lazarte, 1991). Son vetas de menos de 0,1 m de espesor, con posición N-S /subverticales.

Sierra de Zapata

Grupo Minero del Valle: Las labores se denominan del Valle, Gloria y La Cuestionada. Son minas y manifestaciones ubicadas al sur de la sierra de Belén, 5 km al O de la localidad homónima. La más desarrollada es la mina del Valle, con laboreos subterráneos de más de 250 metros, que le da el nombre al conjunto.

En la Mina del Valle, las vetas de cuarzo, con espesores que varían entre 0,05 y 0,30 m, se alojan en fracturas de las metamorfitas cercanas al contacto con el granito Quimivil. Tienen rumbo principal NE-SO y fuertes buzamientos al NO hasta subverticales. Sus corridas varían entre 90 y 225 metros. El cuarzo es portador de wolframita, muy escasa calcopirita; otros minerales de ganga son fluorita,

topacio, biotita, muscovita y turmalina. En superficie se observa oxidados de hierro y cobre. Las vetas Gloria y La Cuestionada se alojan en granito gris biotítico (G. Belén).

La secuencia de depositación de minerales sería la siguiente: en primer lugar hay una alteración pervasiva de cuarzo-feldespatos potásico muy difundida arealmente, desarrollada tanto en el granito gnéisico como en las metasedimentitas. Sigue una etapa pegmatítica que desarrolla vetas y filones de hasta 0,5 m en el granito gnéisico y venillas de 2-5 cm en las metamorfitas. En una de estas etapas se forman fenoblastos de granate y topacio en las filitas y esquistos.

En la etapa hidrotermal continúa el metasomatismo sobre la roca de caja con silicificación. Luego se deposita casiterita y cuarzo I con escasas micas. Posteriormente ocurre una primera etapa de depositación de micas con biotita y muscovita, acompañadas en algunos casos por topacio y fluorita. En algunos sectores se desarrolla clorita. Con el cuarzo se deposita una primera generación de wolframita. La segunda generación se deposita con el cuarzo II, masivo. Finalmente, en las vetas emplazadas en metasedimentitas, ocurre una segunda etapa «micácea» con biotita y muscovita, la que termina con una sericitización generalizada.

Mina San Salvador (Zapata norte): Esta manifestación se encuentra en el centro-norte de la sierra de Zapata, 14 km. al O de la localidad de Londres (Angelelli, 1984 ; Avila y Papetti, 1987; Lazarte, 1994a).

El depósito se desarrolla en Granito Quimivil (facies III). Son vetas de cuarzo portadoras de casiterita y las fajas de greisen de sericita-cuarzo, topacio-sericita y bitotitización. Tienen rumbo principal NNO-SSE y buzan 60° al este. Además de casiterita se encuentra fluorita, topacio, sericita y micas. Los espesores varían de algunos centímetros hasta dos metros. Es común el hábito bolsoneo en las vetas y fajas de greisen, las que tienen corridas discontinuas. En todo el sector se han ejecutado trabajos a cielo abierto y subterráneos que alcanzan los 500 metros.

Mina San Cristóbal (Zapata sur): Sobre la ladera suroccidental de la Sierra de Zapata se encuentra la mina San Cristóbal. Son labores, explotados por métodos rudimentarios, sobre una veta de cuarzo orientadas 32-38° NE con una inclinación 64-76° SE, y una potencia media de 0,67 metros (Tezón, 1957). El cuarzo presenta oquedades rellenas por drusas de topacio y cuarzo. La mena es casiterita microgranular pardo oscura diseminada en el cuarzo. La roca de caja es un granito grueso porfirico color rosado con zonas con impregnación de hematita y carbonato de calcio. Las alteraciones que se observan son sericitización y caolinización intensa y fajas de greisen.

Otras manifestaciones metalíferas

En las proximidades algunos de los plutones estudiados, se han descrito manifestaciones metalíferas de diferente tipo. A continuación se hace una breve reseña.

Sierra de Altohuasi – Culampajá: se registran manifestaciones de Pb-Zn en las Lomas de Pachao donde la mineralización se aloja en una brecha de falla en esquistos de la Fm. Loma Corral, mineralizada con galena, blenda, piritita, calcopirita y minerales de plata, chispas de oro y minerales de Bi (Velazco Robles 1982). Los minerales secundarios son oxidados de Pb y Cu reemplazando a galena y calcopirita y pátinas de limonitas. El mismo autor cita pequeñas manifestaciones alojadas en ortogneis (mina La Valle), con mineralización de calcopirita con vestigios de oro.

Numerosas manifestaciones de Au afloran entre las quebradas de Lampacito y La Alumbreira. Se trata de vetas de cuarzo aurífero emplazadas en el ortogneis Chango Real, con oro nativo diseminado en cuarzo. Se observan escasos sulfuros y oxidados de cobre y hierro. (Avila y Velazco Robles, 1983).

Serranías de Papachacra: se observan manifestaciones de Pb-Zn como vetas de cuarzo o fracturas rellenas, portadoras de sulfuros (calcopirita, galena). La caja puede ser de calizas o metamorfitas. Son

frecuentes los oxidados de Pb y Cu junto a limonitas. Los depósitos fueron descriptos por Auriemma (1973), García y Rosello (1984) y Lazarte y Horta (2005).

Cerro Alto la Mina: Se registran manifestaciones de Pb-Zn como vetas cuarzosas, brechas de falla y en diques melanocráticos, emplazados en el ortogneis Chango Real. Los minerales de mena observados son: galena, blenda, calcopirita, pirita y hematita (primarios); covellina, digenita, bornita, goethita, cerusita, anglesita, pirolusita y wad? (secundarios), (Lazarte 1991, Lazarte y Avila 2003).

Geoquímica

Se consideran “granitoides estériles” a los ortogneises encajantes (Fm. Chango Real y Granito Belén), los granitos premineralización o no relacionados claramente a ella (granitos Río Rodeo y Mazán). Se consideran como “granitos fértiles” a los cuerpos de Papachacra, Quimivil, El Salto y La Quebrada, que presentan relación geológica y mineralógica con las mineralizaciones Sn-W de sus respectivas áreas. A éstos se los considera granitos especializados en el sentido de Tischendorf (1977), es decir, cuyos contenidos de SiO_2 , Sn, W, F, Rb y eventualmente Li (no se dispone de este dato en particular), superan ciertos límites aún por encima de la media de granitoides.

Caracterización y evolución geoquímica

Elementos mayoritarios

En general, los granitos fértiles presentan altos contenidos de sílice que varían entre 70 y 77 % (el G. Papachacra es el cuerpo con más amplio rango de variación, véase diagrama Al_2O_3 vs. SiO_2 fig. 6a), mientras que los granitos estériles muestran un rango de variación entre 65 y 74%. También se diferencian por los contenidos de CaO y MgO (figs. 6 c y d), ambos <1% en los granitos fértiles (salvo excepciones) y en mayores proporciones en los estériles (entre 0,5 y 3% de CaO y entre 0,2 y 2% de MgO).

En los álcalis, la discriminación es pobre, con elevada dispersión de valores, observada tanto para el conjunto como para cada cuerpo individualmente (Lazarte, 1994b, 1999, Fogliata, 1999, Fogliata y Ávila, 2004). Todos son de “K alto” y excepcionalmente se observan contenidos elevados de Na_2O . El G. La Quebrada tiene menos álcalis, en una proporción similar a la de los estériles, respecto a los otros plutones fértiles.

El contenido de TiO_2 (fig. 6b) se puede usar como discriminador ya que, en general, los granitos fértiles tienen valores <0,6% mientras que en los estériles se observan valores de hasta 0,8%. Sin embargo, no se observa un patrón definido en los granitoides de la Sierra de Mazán. En los granitos de El Salto y Papachacra la tendencia de los contenidos es descendente. El G. Río Rodeo puede ser considerado como un caso especial ya que, aparentemente, no desarrolla mineralización (Lazarte *et al.* 1999), sin embargo, en algunos óxidos como TiO_2 cae en el campo de granitos fértiles.

El P_2O_5 (fig. 6e) resulta importante como discriminador. Sheepers (2000) utiliza la curva de estabilidad de apatito a 1000°C en el diagrama tipo Harker. Según este autor los granitos tipo S tienden a ubicarse por encima de la curva mencionada, los de tipo I tienden a ajustarse a esa curva y los tipo A quedan por debajo o coincidiendo con la curva de apatito.

Los valores de los cuerpos que aquí se estudian se concentran principalmente por debajo de la curva de saturación de apatito con contenidos <0,1%, en coincidencia con los granitoides tipo A. En el caso del G. Quimivil, donde se observan valores más altos y mayor dispersión, aún puede ser calificado tipo A si se considera que la mayor densidad de muestras se ubica debajo de la mencionada curva. En el conjunto de los granitoides estériles hay mayores contenidos y mayor dispersión, y, en conjunto, se ubican por encima de dicha curva por lo que se clasificarían como granitoides tipo S.

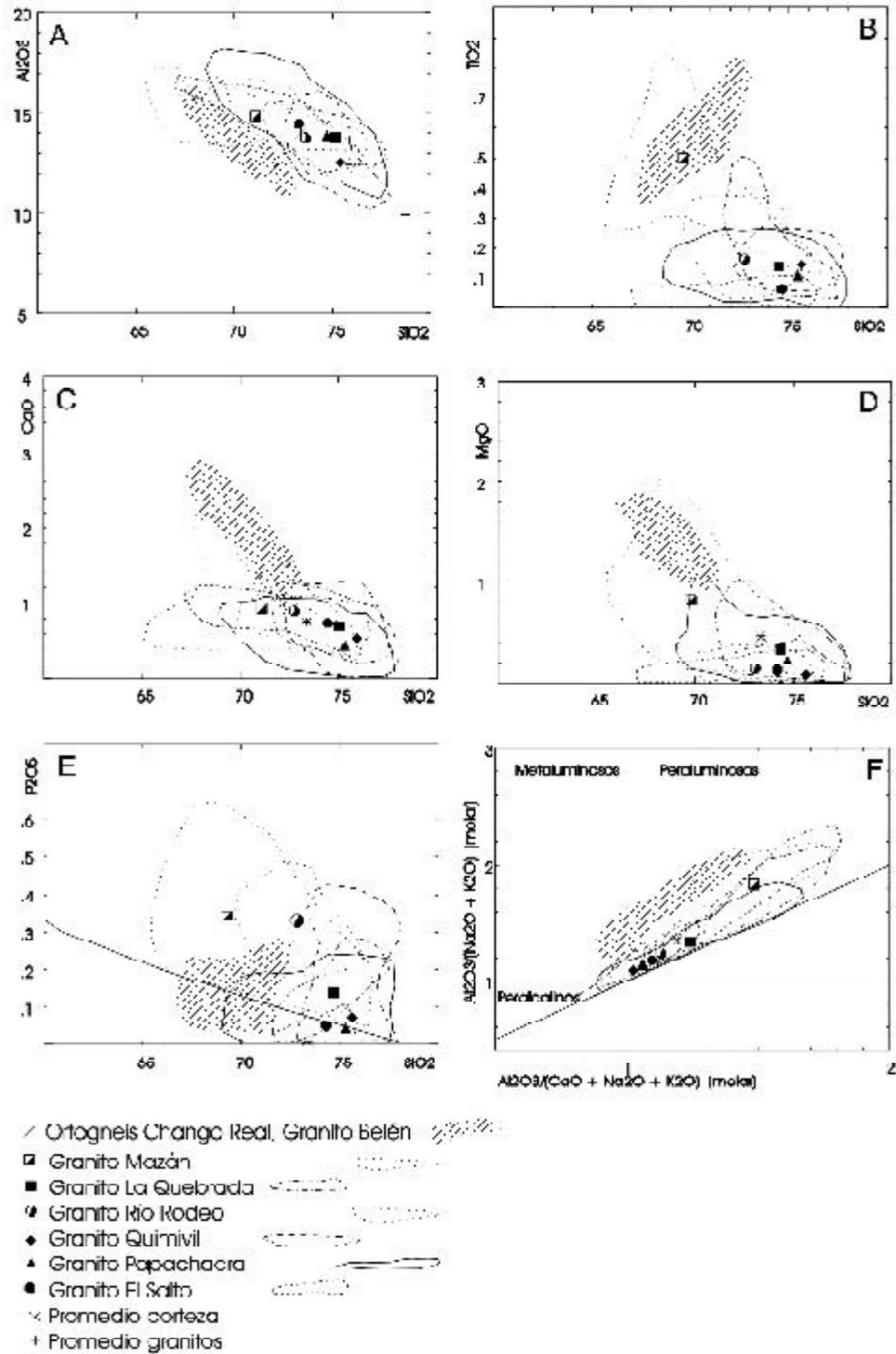


Fig. 6: Diagramas de elementos mayoritarios.

En el diagrama de índices de Shand (fig. 6f) queda claramente expresada la tendencia desde el campo peraluminoso al campo peralcalino de los granitos evolucionados. Tanto el G. La Quebrada como los granitoides estériles, tiende al campo peraluminoso. Algunos autores consideran que las relaciones $TiO_2/MgO K_2O/Na_2O$ crecientes son característica de los granitoides tipo A (Patiño Douce, 1997) pero en nuestro caso no se verifica dicho crecimiento.

Los pórfiros riolíticos relacionados a algunos de los cuerpos de granitos (granitos Papachacra y Quimivil) tienen una clara afinidad con el campo de los granitos fértiles.

Los greisen y otras expresiones tardío magmáticas presentan comportamientos dispares en elementos mayores y traza, según las diferentes localidades.

Elementos traza

Los elementos traza revelan importantes diferencias, especialmente en los cuerpos de la sierra de Mazán. Entre los elementos LIL, la relación Rb/Sr es un buen discriminador. Los granitoides estériles tienen valores <8 mientras que el rango de los granitos fértiles va entre 5 y más de 300. El G. La Quebrada constituye una excepción ya que sus valores entre 1,5 y algo más de 5 lo sitúan junto a los estériles. En este caso los valores Rb/Sr tienden a mantenerse estables, a diferencia de otros cuerpos de granitos evolucionados donde tiende a crecer, lo que se explica observando el diagrama Sr vs. Rb (fig. 7a) donde se evidencia que el G. La Quebrada tiene valores más altos de Sr (70 a 300 p.p.m.) mientras que otros cuerpos de tipo evolucionado tienen contenidos <80 p.p.m. y los contenidos de Rb son levemente más bajos en G. La Quebrada (200 a 600 p.p.m.) respecto a los otros cuerpos mineralizados que tienen entre 300 y >1000 p.p.m. con mayor concentración de puntos entre 600 y 1000 p.p.m. de Rb. El G. Río Rodeo se sitúa más cerca de cuerpos fértiles que de los estériles presentando valores “intermedios” de Rb (entre 500 y 700 ppm aproximadamente). En general se puede tomar el valor Rb/Sr= 10 para discriminar los dos grandes grupos, con la excepción señalada. Los mayores valores de la relación (20 a 60) se observan en el G. Papachacra.

En el diagrama Ba vs. Rb (fig. 7b) se ve una correlación inversa con valores de Ba decrecientes. El rango para los granitoides estériles es entre 1000 y 100 p.p.m. de Ba mientras que para los granitos fértiles el rango es entre 200 y <1 de Ba, resultando un buen discriminador. Los valores de la relación Ba/Rb para los fértiles se sitúan entre 0,2 y 0,005 (con valores extremos que exceden estos límites). El G. La Quebrada comparte algunos valores (rango entre 0,07 y 2) y los granitoides estériles presentan un rango entre 0,2 y >7 . El G. Río Rodeo mantiene valores intermedios (0,2 a 0,04). El valor Ba/Rb = 0,3 marca una separación y un punto de inflexión en el conjunto de datos trabajados.

La relación K/Rb (Shaw, 1968) separa los granitos fértiles, que se sitúan en la “tendencia pegmatita – ht” con valores <100 y cuya tendencia general es a un menor valor de la relación, de los estériles que se sitúan sobre la “tendencia principal” (230). En el conjunto de granitos fértiles, se discrimina levemente el G. La Quebrada, con menores contenidos de ambos elementos (fig. 7c).

En el sistema Nb-Ta se observa que los granitos Quimivil y Río Rodeo tiene menor contenido de ambos elementos que los otros cuerpos de granitos fértiles, coincidiendo con los estériles en valores promedio Nb/Ta=10 mientras que los cuerpos de Papachacra y El Salto tienden a valores de alrededor de 5 ó menos.

Vistas las tendencias evolutivas en el diagrama Ti vs. Zr (fig. 7d), se observa a los granitos Papachacra y El Salto ocupando un mismo campo, con correlación positiva entre ambos elementos, mientras que el G. Quimivil tiende a empobrecerse en Zr con Ti aproximadamente constante. El G. La Quebrada tiene similar tendencia evolutiva a los otros fértiles. El campo de los granitos estériles tiene mayor contenido de Ti (el valor discriminante de Ti es aproximadamente 1.500 p.p.m.), con similares valores de Zr a los fértiles.

La relación Th/U resulta útil como parámetro discriminador. En el diagrama Th vs. U (fig. 7e) donde el G. La Quebrada se discrimina con baja Th/U (<1) y bajos contenidos promedio de ambos elementos. El resto de los granitos fértiles se sitúa entre Th/U=2 y más de 10 con alta concentración de puntos alrededor de 5 (Th de 25 a 80 p.p.m. y U de 7 a 12 p.p.m.).

En el diagrama Th-U vs. Th+U (fig. 7f), Sheepers (2000) se marcan campos de granitoides fértiles y estériles. Los cuerpos estudiados tienen una distribución diversa: el G. Quimivil presenta una gran dispersión con extremos que tienden a granitos "fértiles tipo I-A" con mineralización de W-Mo-ETR por un lado y Sn-W por el otro extremo, con cierta porción de las muestras en los campos de granitoides estériles. El G. Papachacra se extiende desde el campo "estériles tipo S" hacia "fértiles tipo I-A". El Granito El Salto se ubica en el campo "fértiles tipo I-A" pero con mineralización W-Mo-ETR (no queda reflejada la mineralización puramente estannífera, que en este cuerpo resulta significativa). Finalmente el G. La Quebrada tiende al campo "fértiles tipo S" con mineralización de Sn-W. Todos los estériles van al campo "estériles tipo S" ajustándose muy bien a lo que muestra la mineralogía de estos cuerpos.

En diagramas con Y (fig. 8a, Y vs. Sr por ejemplo) se observa nuevamente la discriminación de los granitoides de la sierra de Mazán (tanto fértiles como estériles) con bajo Y y más altos valores de Sr. Hay una alta concentración de muestras de granitos fértiles entre 50 y 200 p.p.m. de Y. El conjunto G. Quimivil - G. Río Rodeo, a pesar de presentar términos finales con minerales raros de Y (xenotima, Gorustovich y Guidi, 1993) presentan contenidos por debajo de este rango y sólo una parte de las muestras del G. Quimivil tienen valores altos. Este bajo contenido de Y hace que los diagramas tectónicos basados en este elemento no se adapten a los granitoides de la sierra de Zapata.

Respecto a los ETR, en el diagrama normalizado de la fig. 9 (norma condrito, Wakita *et al.*, 1971) se observa que los granitos fértiles presentan diseños similares entre sí, distinguiéndose claramente de los ortogneises y granitos encajantes y del G. Río Rodeo. Los granitos estériles presentan una muy poco pronunciada (o nula como el caso del Chango Real) anomalía de Eu (valores Eu/Eu* de 0,4 a <1) con pendiente constante desde los ETRL a los ETRP (valores La/Lu cn, La/Sm cn y Sm/Lu cn de medios a altos, tabla 1). Esto vale tanto para ortogneises s.s. (Belén deformado, Chango Real) como para aquellas rocas de caja sin deformación (sectores del G. Belén, Granito Mazán). Los granitos fértiles tienen una pronunciada anomalía negativa de Eu (valores Eu/Eu* $<<0,5$) que se hace más pronunciada hacia las facies más evolucionadas (Lazarte, com. verb.) con lo que el GES podría representar un término más evolucionado de un conjunto mayor en la sierra de Fiambalá. Esto se observa en el diseño similar que presentan este cuerpo y el stock de Ayacucho (Fogliata *et al.*, 05).

Los plutones fértiles muestran un perfil aplanado o ligeramente cóncavo en los ETRP con alguna pendiente en ETRL (véase valores La/Sm y Sm/Lu). El G. La Quebrada presenta un diseño de bajo contenido general, aplanado, con una anomalía negativa de Eu moderada, lo que lo distingue de otros granitos fértiles. El G. Río Rodeo aparece en todos los diagramas con un diseño intermedio entre los cuerpos estériles y los fértiles, con pendiente de fraccionamiento general para todos los ETR y moderada anomalía de Eu. Es de notar que los pórfiros riolíticos que acompañan a los cuerpos de Quimivil y Papachacra se adaptan a los términos menos evolucionados de cada caso.

Si se observa el diagrama normalizado multielemental (fig. 6g) se ven las diferencias del G. La Quebrada con alto Cs y bajos La, Ce, Nd, Sm, Yb, Lu y Th respecto a los otros cuerpos.

El diagrama La vs. Th (fig. 8b) resulta útil para discriminar los granitoides estériles de los fértiles (los primeros con La/Th = 2 mientras que los segundos tienen valores = 1). Nuevamente el G. Quimivil muestra la mayor dispersión y algunas de sus muestras superan los valores de referencia.

Unidades estudiadas	Granito Quimivil	Granito Papachacra	Granito El Salto	Granito La Quebrada	Granito Río Rodeo	Granitoides ortogneises y estériles
Rb/Sr	75 (7-295)	40 (6-400)	70 (3-300)	3 (1,8-5,5)	36 (20-70)	3 (1,1-8)
Ba/Rb	0,05 (0,004-0,7)	0,021 (0,0008-0,08)	0,01 (0,006-0,08)	1,6 (1-3)	0,07 (0,04-0,11)	1,8 (0,4-7)
K/Rb	45 (7-101)	55 (34-101)	40 (3-60)	101 (40-201)	70 (51-90)	150 (80-300)
Nb/Ta	10 (6-30)	4 (1,5-7)	6 (4-10,7)	s.d.	10,2 (7,5-20)	5 (4,5-9)
Th/U	3,5 (1,9-10)	5 (3-11)	5 (2,9-7)	0,38 (0,2-0,9)	1,05 (0,9-1,5)	5 (3-8)
La/Yb	7 (3-19)	5 (1,9-10)	1,5 (0,9-3)	5 (3,5-7)	5,8 (5-10)	19 (10-30)
La/Th	1 (0,5-2)	0,8 (0,3-1,7)	0,55 (0,43-0,7)	1,8 (1,4-2,1)	1,4 (1,01-1,6)	2,4 (1,6-3,1)
La/Lu (cn)	2,21 (1,67-6)	4,1 (1,15-7,14)	1,29 (1,07-1,44)	(0,83-1,61)	5 (4,15-6,13)	(1,56-18,9 Belén) (7,72 Ch.R.) (6,09-6,82 Mz)
Eu/Eu*(cn)	(0,03-0,22)	(0,02-0,31)	(0,02-0,03)	(0,36-0,45)	(0,27-0,31)	(0,5-0,6 Belén) (0,81 Ch.R.) (0,4-0,44 Mz)
La/Sm (cn)	(0,43- 2,67)	(1,02- 5)	(1,2- 1,43)	(1,0-2,1)	(1,2- 1,43)	(3,3-3,6 Belén) (2,67 Ch.R.) (2,8-3 Mz)
Sm/Lu (cn)	(0,87- 1,43)	(0,66- 1,6)	(9,83- 1)	(0,45-0,83)	(1,33- 2,22)	(4,1-6 Belén) (2,14 Ch.R.) (2,17-2,27 Mz)

Ch.R.= Chango Real, Mz= Mazán.

Tabla 1: Relaciones más significativas entre elementos traza. Medias (límites de variación).

Los contenidos de ambos elementos en el G. La Quebrada son tan bajos que resulta difícil observarlo en el diagrama pero en una versión log se ve que La/Th en este cuerpo, es similar a los estériles. El granito RR, con valores La/Th bajos, se discrimina junto a los granitoides estériles.

La relación La/Yb (sin normalizar) en ETR muestra al G. Quimivil con valores levemente mayores al conjunto y a los granitos Papachacra y El Salto con valores similares entre 1,5 y 10. Los estériles tienen en general, valores mayores a 10 (límites: 1-2 (ES), 1,5-10 (Pch), 3-20 (Q), 3-30 (estériles), 5-10 (RR). Ploteado contra Th, se discriminan el G. La Quebrada y los estériles.

La greisenización y otras formas de alteración relacionadas a mineralización tienen el efecto de empobrecer en Rb. Se observa que los greisens de Fiambalá tienen Rb/Sr declinante, similar a lo visto en Papachacra (Lazarte, com. verb.). También se esboza una tendencia descendente en Th.

Elementos de mena

De los cuerpos fértiles, el único que presenta valores de Sn claramente superiores a los límites propuestos por Tischendorf (1977) es el Granito El Salto. En los demás cuerpos se observa que el enriquecimiento en Sn se alcanza en los términos finales de la evolución, lo que permite la existencia de yacimientos como los descritos más arriba (diagrama Rb/Sr vs. Sn, fig. 8c).

El Granito Papachacra tiene valores variables de Mo y al igual que el Granito El Salto, sólo en algunos picos supera la línea de valores altos de Tischendorf (1977). El Granito La Quebrada se discrimina como rico en Mo, rasgo que también presenta el G. Mazán, por lo que todo el sector de Mazán podría ser de mayor riqueza en este elemento.

En cuanto a los metales base, hay diferencias entre granitos fértiles, p.ej., se observa diferentes contenidos entre los cuerpos de G. Quimivil y G. Papachacra y, a su vez, de éstos con los ortogneises; cuando se consideran los plutones geográficamente relacionados (G. Quimivil con G. Río Rodeo y G. Mazán con G. La Quebrada) se observa que no hay diferencias por contenidos de metales base entre "fértiles" y "precursores" o "estériles".

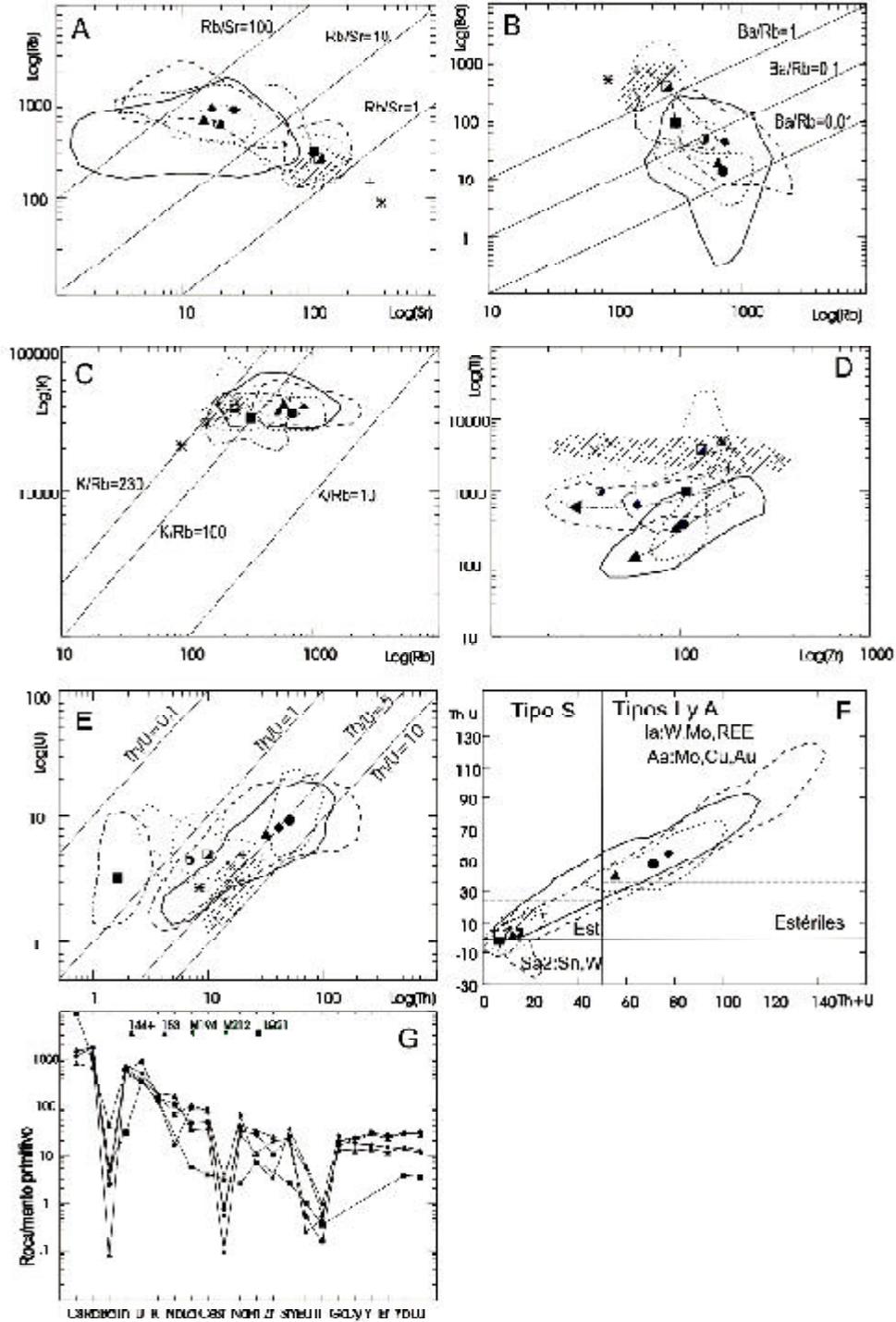


Fig. 7: (referencias como en fig. 6)

En los diagramas de Sheepers (2000), si bien queda registrado correctamente el carácter fértil de los cuerpos que se estudian, no se reflejan los casos en que están presentes los dos tipos de mineralización, por ejemplo, W en G. Quimivil o Mazán, o Sn en Granito El Salto, lo que marca una limitación en el uso de este tipo de diagramas.

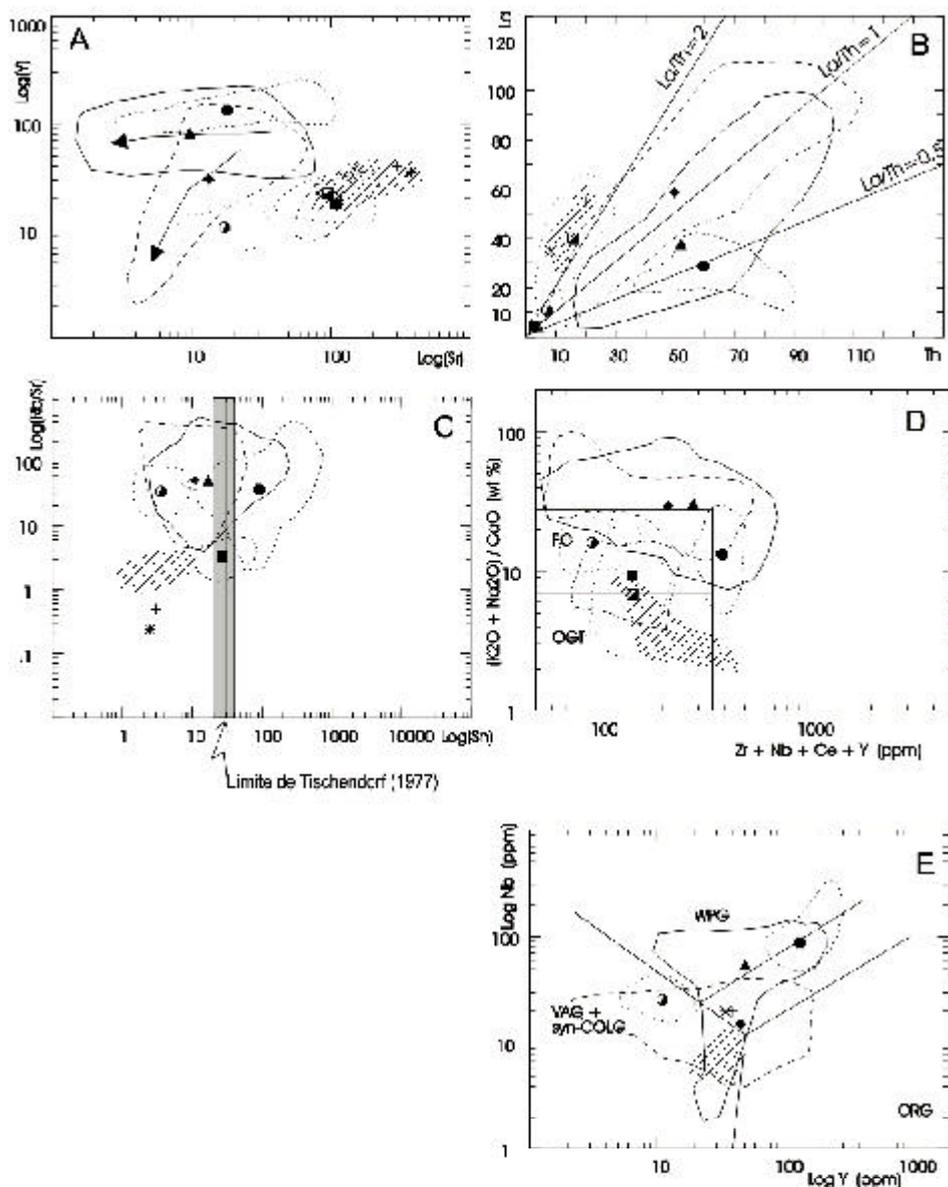


Fig. 8 (referencias como en fig. 6)

Ambiente tectónico y edades

Existen numerosos criterios para referirse al ambiente tectónico de rocas graníticas a partir de datos geoquímicos.

En términos de Rogers y Greenberg (1990), quienes consideran el diseño plano en ETRP, los granitos de Papachacra, El Salto y Quimivil serían post orogénicos. El G. Río Rodeo es considerado tardío orogénico (Lazarte *et al.*, 1999), por lo que el conjunto G. Río Rodeo – G. Quimivil podría indicar un régimen de subducción o colisión que podría ser coetáneo con los granitos de Mazán.

Toselli *et al.* (1996) caracterizan a los granitoides de Mazán como granitos peraluminosos, ricos en potasio y con bajos contenidos en calcio, características geoquímicas éstas que los hace asimilables a granitos colisionales de emplazamiento somero.

Rapela *et al.* (1996) incluyen a los granitoides de Mazán a los que consideran como afines a granitos formados por fusión cortical con aporte sedimentario, asociados normalmente a colisiones arco-continente o continente-continente.

En el diagrama de Whalen *et al.* (1987), fig. 8d, los estériles tienden al campo granitos orogénicos (OGT). El G. Río Rodeo tiende al campo de granitos félsicos diferenciados. El G. La Quebrada nuevamente se sitúa junto a los estériles. Los otros cuerpos fértiles se ubican por encima del campo de granitos diferenciados (FG), con altos valores de álcalis, alcalinos post orogénicos.

Los diagramas de Pearce *et al.* (1984), fig. 8e, permiten clasificar a los granitos fértiles como WPG pero el G. Quimivil no encaja por bajos contenidos de Y, Nb y Ta; es decir, que sólo por contenidos de Rb este cuerpo puede ser considerado WPG. El G. La Quebrada, al igual que el G. Río Rodeo, caen en el campo de granitos colisionales (Lazarte *et al.*, 1999). Para Sierras Pampeanas, el campo WPG no puede ser entendido como “de intraplaca” en sentido estricto sino más bien agrupa a granitoides ricos en Rb y/o Y y/o Nb-Ta que se habrían emplazado en una etapa de distensión posttectónica. Sin embargo, la descripción de mineralogía típicamente alcalina en el G. Papachacra (Colombo *et al.*, 2005), podría introducir otro elemento de juicio si estos minerales resultaran productos magmáticos.

Los diagramas de Shepers (2000) permiten una lectura con implicancias acerca del ambiente tectónico al clasificar en granitoides tipos I, A o S. En efecto, los granitos tipo S se asocian a un ambiente tectónico colisional o de subducción. Los granitos de Mazán y La Quebrada (granitoides FP en el sentido que usan el término Rapela *et al.*, 1996 siguiendo a Sylvester, 1989), se sitúan acorde a esta idea, separándose de otros granitos fértiles y se los puede asignar a un evento colisional (Toselli *et al.*, 1996).

Siguiendo el mismo criterio, los otros cuerpos fértiles pueden clasificarse como tipo A y se asignan a un evento distensivo, postorogénico, no necesariamente de intraplaca en sentido estricto.

Las edades (véase tabla II) implican que, un período de entre 5 y 20 Ma separa a los granitos del régimen de colisión (compresivo) de los del régimen distensivo, siempre que se considere válida la edad del G. La Quebrada. Al respecto, consideramos que el dato disponible debe tomarse con reservas por la imprecisa ubicación de la muestra y la vaguedad con que se informa acerca de la metodología empleada. Al carecer de datos del G. El Salto, se podría tomar edades de otros cuerpos de la sierra de Fiambalá, como el plutón de Ayacucho, a pocos kilómetros al norte (340 Ma., (Ávila com. verb.) o el Granito Los Ratones, que aflora sobre la ladera occidental de la sierra, a pocos kilómetros de la quebrada del Salto (335 M.a. por método U-Pb, Grissom, 1991; 330-305 M.a., K/Ar en diques, Arrospe, 1980).

En la sierra de Zapata, donde aflora el G. Quimivil, se han datado granitoides del Devónico superior (395±9 Ma, Toselli *et al.*, 2003).

Por otra parte, los granitoides encajantes pertenecerían mayoritariamente al ciclo Famatiniano. Sin embargo, se debe considerar con mucha precaución las dataciones K/Ar en rocas con deformación ya que podrían referir al evento deformacional. En tal caso, los protolitos podrían ser de edad prefamatiniana (Lazarte, 1992).

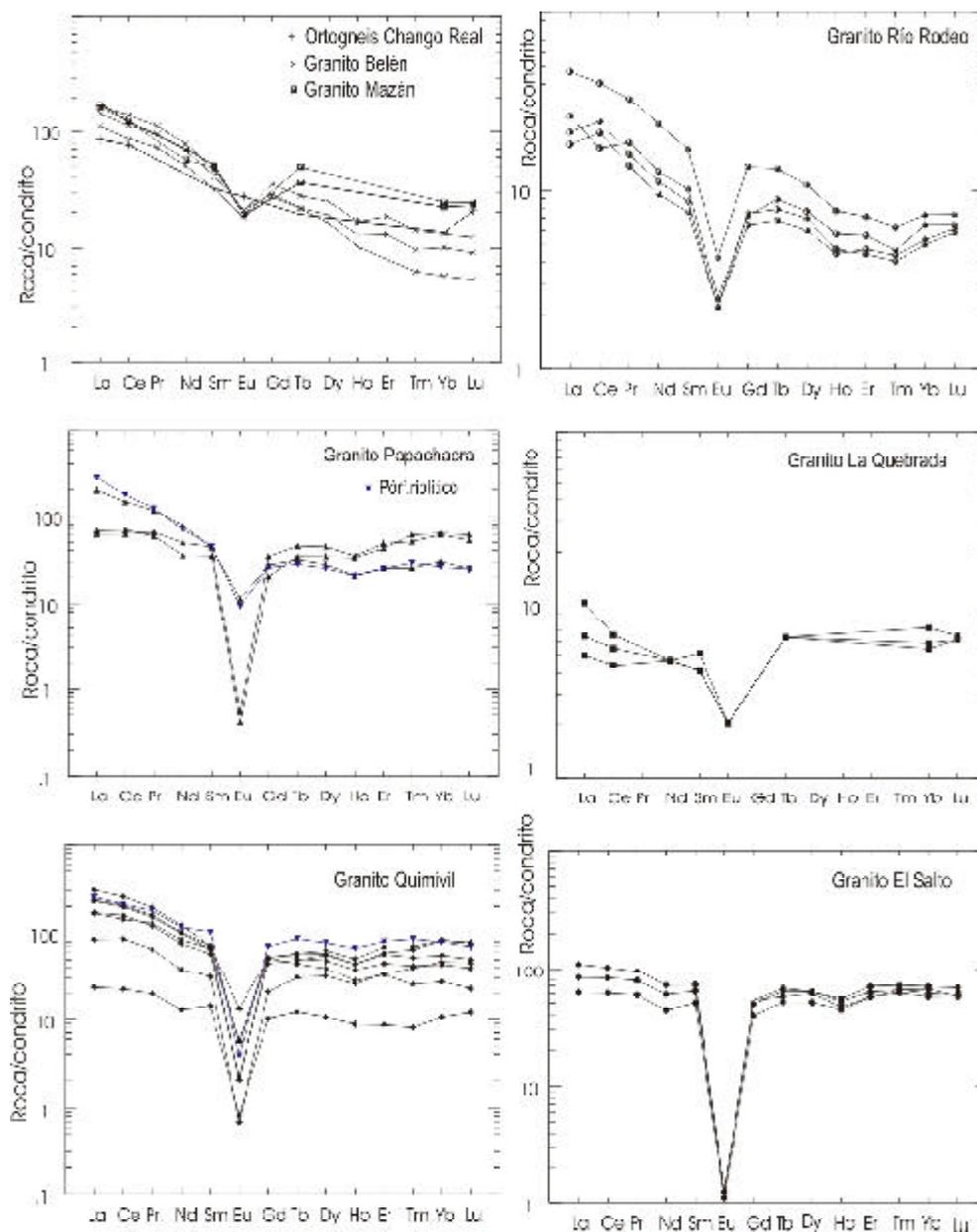


Fig. 9. (referencias como en fig. 6)

Discusión y Conclusiones

Al considerar en conjunto los caracteres geológicos, mineralógicos y geoquímicos de los granitoides estudiados, se observa que para una misma época tectomagmática, con similares caracteres en la mineralización, los cuerpos objeto de este estudio difieren en la composición. Hay cuerpos fértiles muscovíticos (G. La Quebrada) y biotíticos (granitos Quimivil, El Salto y Papachacra) y posibles precursores de dos micas (G. Río Rodeo) o peraluminosos con cordierita (G. Mazán), todos con escasos o nulos rastros de deformación.

Unidad	Edad (M.a.)	Método	Cita bibliográfica
Granito Mazán	420-479	K-Ar	Linares y González, 1990, in Fogliata, 1999.
Granito La Quebrada	345	K-Ar?	Idem
Granito Papachacra	320-337	K-Ar	Rosello et al., 2000
Ortogneises: Chango Real Belén	505±20 a 408±15 437±12 a 371±11 485±13	K-Ar en bio K-Ar en bio Roca total	González et al., 1985, in Lazarte, 1992. Linares y González, 1990
Gabro Fiambalá	494±30	Nd-Sm, isocrona mineral	Grissom et al., 1991
Plutón de Ayacucho	340	K - Ar	Ávila (com. verb.)

Tabla II: edades de los cuerpos en estudio y rocas relacionadas.

El G. La Quebrada, signado como granito fértil en la sierra de Mazán, se diferencia de los otros cuerpos especializados porque se emplaza en un encajante no deformado, posiblemente posterior a los ortogneises si se consideran las especulaciones de Lazarte (1992) y Lazarte *et al.*, (1999).

Desde el punto de vista geoquímico, los granitos fértiles presentan altos contenidos de SiO₂ y bajos de CaO y MgO que los homologan a los granitos especializados de Tischendorf (1977). En conjunto difieren claramente de los ortogneises y granitoides más antiguos que actúan como encajantes, los que quedan caracterizados por sus altos valores La/Yb (no normalizado), anomalías reducidas de Eu en el diagrama de ETR, altas K/Rb y Ba/Rb y baja Rb/Sr.

El Ti (como óxido o elemento) sirve para situar al conjunto de granitoides estériles, respecto a los fértiles, como de menor grado de evolución. El G. Río Rodeo se considera desde este punto de vista, como "intermedio".

Los bajos valores de P₂O₅, que arrojan alta concentración de puntos por debajo de la curva de saturación de apatito, son propios de granitos tipo A y considerando la importante dispersión que se observa, tendríamos un tipo Ab (granitos post orogénicos no relacionados a rifting) de Shepers (2000).

Con respecto a la aluminosidad, entre los cuerpos estudiados encontramos los de tipo fuertemente peraluminoso (con minerales más aluminosos que biotita según el criterio de Sylvester (1989) y los débilmente peraluminosos, biotíticos, que presentan en sus facies más evolucionadas una tendencia al campo peralcalino según los índices de Shand. Si utilizamos esto como criterio de discriminación dentro del grupo de granitos fértiles, el G. La Quebrada se discrimina por su grado de aluminosidad. La presencia de topacio magmático en algunos de los cuerpos fértiles como los granitos de Quimivil y Papachacra (Lazarte, 1994b, Lazarte *et al.*, 1999) no se relacionaría con una aluminosidad alta, si bien este es un mineral aluminoso, podría ser considerado significativo especialmente en su relación a la capacidad para dar mineralizaciones. El contenido de alúmina no siempre refleja la actividad de Al₂O₃, tal como lo observan Rapela *et al.* (1996).

Al considerar los cuerpos débilmente peraluminosos se alude al posible carácter alcalino de

los mismos. De acuerdo a Sylvester (1989), los granitos alcalinos (GA) podrían ser parte de una suite altamente diferenciada (tipo I) o productos de magmas de derivación profunda tipo A (a diferencia de otros autores, no considera necesaria la presencia de anfíboles alcalinos). Éstos no tienen minerales más aluminosos que biotita, tal como se observa en los cuerpos de Papachacra, El Salto y Quimivil. Según este autor, no está implicado el ambiente anorogénico. Los granitos post orogénicos como el G. Quimivil pueden constituir una etapa siguiente a los granitoides fuertemente peraluminosos (GFP) pudiéndose dar aquí una influencia de arco magmático. La secuencia compresiva – distensiva es postulada para el conjunto G. Río Rodeo – G. Quimivil (Lazarte *et al.*, 1999).

Respecto a los elementos traza, se toma al G. La Quebrada como punto de partida por las diferencias que se observan a nivel de elementos mayoritarios. Una primera diferencia significativa se presenta en elementos LIL. En efecto, el G. La Quebrada tiene bajos Rb/Sr y altos valores K/Rb y Ba/Rb, con un contenido levemente menor de Rb que los otros granitos fértiles. Los cuerpos que llamamos de peraluminosidad débil tienen alto Rb (excluyente), con bajos Sr y Ba en proporciones que los incluyen claramente entre los especializados. El G. La Quebrada, si bien los valores K/Rb lo sitúan entre los granitos fértiles, tiene K/Rb en el límite o por encima, Rb levemente por debajo y alto Sr, para ser considerado como especializado según Tischendorf (1977).

En elementos incompatibles, los granitos de Papachacra y El Salto tienen altos contenidos de Y mientras que con valores menores se agrupan los estériles con el G. Río Rodeo y el G. La Quebrada. Este elemento aparece distribuido en función del ambiente tectónico ya que discrimina a los cuerpos según su peraluminosidad. La gran dispersión que presenta el G. Quimivil podría señalarlo como un cuerpo que evoluciona desde un marco tardío tectónico a una etapa distensiva, para terminar con fluidos residuales que generan diques ricos en P y presencia de xenotima, citada por Gorustovich y Guidi (1993). Sylvester (1989) considera que el enriquecimiento en Y (y Sc) podría estar relacionado a mayores contenidos de piroxenos, anfíboles y magnetita en la fuente.

Considerando las tendencias evolutivas que se esbozan en Ti-Zr, se observa un paralelismo con gradual descenso del contenido de Ti, desde el G. La Quebrada hacia el par Papachacra – El Salto, posiblemente por influencia del entorno geotectónico.

Th y U son dos elementos importantes que sirven no sólo para discriminar sino que, con los campos que propone Sheepers (2000) se puede hacer una lectura acerca del ambiente tectónico si consideramos desde este punto de vista el carácter tipo A que tienen los cuerpos estudiados, salvo el G. La Quebrada. La capacidad de dar mineralizaciones Sn-W no concuerdan con el contenido y distribución de U y Th ya que el G. La Quebrada tiene bajos La/Th y Th/U y bajos contenidos en estos elementos respecto a los otros granitos fértiles por lo que podrían reflejar más un ambiente tectónico que un proceso de enriquecimiento que conduzca a una mineralización. Al respecto, el valor Th/U de 2,3 propuesto por Sheepers (2000) deja como estériles a cuerpos como el G. El Salto, G. Quimivil y G. Papachacra y discrimina como fértil, correctamente, al G. La Quebrada, donde no se observa enriquecimiento en elementos HFS en general.

El diseño en los diagramas normalizados de ETR de los cuerpos estériles es similar, el G. La Quebrada muestra menor contenido de ETR en general respecto a granitos fértiles de otras localidades.

Los granitos fértiles se caracterizan por contenidos relativamente altos de ETR, una pronunciada anomalía negativa de Eu (a diferencia del G. La Quebrada) y diseño aplanado o levemente cóncavo para ETR medios y pesados coherente con la presencia de hb en la fuente, lo que también vale para el G. La Quebrada. Este diseño aplanado resalta en el Granito El Salto, que presenta además valores La/Yb (no normalizado) y La/Lu (cn) menores a los otros granitos fértiles. Lazarte *et al.* (1999) sugieren una fuente con hornblenda para el G. Quimivil y posiblemente el G. Río Rodeo,

siguiendo criterios de Gromet y Silver (1987). Otros como Rogers y Greenberg (1990) sostienen que los cuerpos post orogénicos son consistentes con una fuente tholeítica con clinopiroxeno y plagioclasa. En todos los casos, estos cuerpos corresponden a un equilibrio entre plagioclasa y fundido potásico que concuerda con las pronunciadas anomalías de Eu observadas.

De acuerdo con Breiter *et al.* (1991), altos contenidos de ETR especialmente pesados e Y, indicarían aporte profundo en granitos hercínicos de Erzgebirge. En nuestro caso podrían agregarse otros elementos incompatibles como Th y U, si bien la fugacidad de F juega en esto un papel importante (Sheepers, 2000). No se cuenta con suficientes datos al respecto pero la presencia de topacio en casi todos los cuerpos indica altos contenidos de este elemento volátil.

El G. Río Rodeo es un caso especial ya que tiene rasgos geológicos de peraluminosidad y algunos rasgos geoquímicos similares a los granitoides fértiles biotíticos como ser contenidos medios de Rb. No se parece a los granitoides de Mazán en las relaciones K/Rb, Rb/Sr, Ba/Rb. En el diagrama tectónico Rb vs Nb+Y se discrimina como granitoides estériles. También tiene bajos valores de Sn (en promedio < al G. Quimivil) y de Th/U (en este caso más Th y similar U) respecto al conjunto de Mazán. Por sus contenidos en estos elementos se lo considera estéril según los diagramas de Sheepers (2000) aunque, desde el punto de vista del ambiente tectónico, es un granito estéril tipo S, sus similitudes con lo granitos fértiles estarían asociadas al ambiente geotectónico.

En términos de Tischendorf (1977), el G. Papachacra podría ser de evolución agpaítica de confirmarse que los anfíboles alcalinos son un rasgo del magma granítico. Los otros cuerpos pertenecen a la evolución plumasítica con una salvedad para el G. La Quebrada que con su alto contenido de Mo podría ser fruto de una evolución normal de serie calcoalcalina, al menos en parte. El empobrecimiento en Nb y Ta que se observa en el G. Quimivil no es propio del grupo plumasítico.

De este modo, los cuerpos de Papachacra y El Salto y muy probablemente el de Quimivil representan una etapa post tectónica mientras que el Granito la Quebrada sería de tipo colisional.

Entre los elementos de mena, el contenido de Mo también podría estar relacionado a un ambiente tectónico de margen activo convergente.

La fuente para granitoides fuertemente peraluminosos (GFP) sería fusión de corteza por lo que Rapela *et al.*, (1996) y Toselli *et al.*, (1996) aluden a una colisión entre Sierras Pampeanas, Sistema de Famatina y un terreno alóctono representado por los bloques inmediatamente al O del Famatina, responsable de la orogenia Oclóyica la que, según Fogliata (1999) corresponde a la generación del G. La Quebrada.

Petford *et al.* 2000 consideran que el magma tiene un tránsito de ascenso extremadamente rápido (del orden de cientos de miles de años desde la fuente al sitio de localización) por lo que la presencia de componentes corticales junto a componentes profundos no sería atribuible a contaminación. Habría que considerar como un rasgo del magma en su conjunto o en su origen, es decir, fusión de corteza baja o manto superior. Idea a ser desarrollada con más detalle en trabajos futuros.

En cuanto a las edades, ya se dijo que la edad del G. La Quebrada se considera dudosa, por lo que, en una sucesión del tipo subducción – colisión – distensión, se lo podría considerar, a grandes rasgos, precedente a los otros plutones fértiles, si se admite que es un cuerpo de tipo colisional, posible producto de la colisión de Chilena del Devónico o Carbonífero (Ramos *et al.*, 1999), colisión que también es aludida por autores como Rapela *et al.*, (1996) y Toselli *et al.*, (1996). Ya en el Carbonífero habría ocurrido la etapa distensiva que permite la intrusión de los cuerpos que designamos como portectónicos y cuyas edades son más confiables.

Si el G. La Quebrada es responsable de la mineralización (Fogliata, 1999) y a su vez se relacio-

na a una etapa tecto-magmática diferente al resto de granitos fértiles, estaríamos ante dos etapas metalogénicas diferentes para Sn y W. Podrían ser Devónico o más bien pre Carbonífero y Carbonífera. Skirrow *et al.* (2000) proponen, para las Sierras Pampeanas del S (Córdoba – San Luis) un ciclo metalogénico devónico (390-360 Ma), donde mencionan una mineralización de Au metales base y W. Los autores relacionan esta mineralización a la orogenia Achaliana del Devónico superior, causada por la colisión de Chileña (Skirrow *et al.*, 2000).

De este modo, hay relaciones entre cuatro rasgos en los granitos estudiados: 1) grado de evolución, 2) mineralización Sn-W, 3) grado de aluminosidad y 4) ambiente tectónico (compresivo o colisional vs. distensivo o postectónico).

Se puede concluir que, la mineralización se da en ambos ambientes tectónicos, y con aluminosidad alta ó baja.

El grado de evolución está estrechamente ligado a la fertilidad.

Rasgos como la riqueza en elementos HFS (Y, Th, U) podrían estar relacionados a aportes profundos de magma, propios de una etapa post orogénica. Dicho aporte profundo no influye en la mineralización de Sn y W, si bien en la etapa tardía puede producir mineralizaciones de elementos raros que la acompañen.

El enriquecimiento en elementos incompatibles y la anomalía negativa de Eu cada vez más pronunciada se correspondería con un paso de granitos tipo S a tipo I, y a tipo A. Esta secuencia podría ser aproximada, aunque sin una correspondencia exacta, a la que muestran los cuerpos de La Quebrada, Quimivil y Papachacra – El Salto.

Agradecimientos. Los autores desean expresar su agradecimiento a la Universidad Nacional de Tucumán, quien a través del CIUNT financió gran parte de este trabajo, al CONICET y a la Fundación M. Lillo por el apoyo recibido.

Bibliografía

- Angelelli, V., 1984. Yacimientos Metalíferos de la República Argentina. Vol. I, *CIC de la prov. de Bs.As., Fac.Cs.Nat y Museo de La Plata. UNLP.*
- Arrospe, A., 1980. Metalogénesis de la Sierra de Fiambalá en el sector comprendido entre la Quebrada de Los Arboles y de Los Ratonos. Catamarca. Tesis Doctoral. *Fac.Cs.Nat y Museo de La Plata.* Inédito.
- Aspilcueta, J., 1959. Minas San Isidro y La Banda, Distrito de San Fernando, Dpto. Belén, provincia de Catamarca. *Dirección Nacional de Geología y Minería.* Inédito.
- Auriemma, R., 1973. Informes zona Vaca Vizcana, Papachacra. *Secretaría de Estado de Minería,* Inédito.
- Avila, J.C., 1982. Estructura y Mineralización del Yacimiento de Estaño de Vil Achay, provincia de Catamarca, Argentina. *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Arg. Actas II:* 633-651.
- Avila, J. y L. Velazco Robles, 1983. Relevamiento minero de las sierras de Altohuasi y Culampajá, Belén, Catamarca. *2º Congreso Nacional de Geología Económica, Vol.2,11-27.*
- Avila, J.C y Papetti, L., 1984. Geología y metalogénesis del cerro Alto de la Mina. *9º Congreso Geológico Argentino,* 5: 553-564, Bariloche.
- Breiter, K., Sokolová, M. y Sokol, A., 1991. Geochemical specialization of the tin-bearing granitoid massif of NW Bohemia. *Mineralium Deposita,* 26 : 298-306.
- Caminos, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. *2º Simposio de Geología Regional Argentina.* 1:224-291.
- Capuccino, S. y Guidi, F., 1990. Presencia de U, Th y elementos de Tierras Raras en el Granito Quimivil de la sierra de Zapata, dep. Belén, Catamarca. *11º Congreso Geológico Argentino,* 1:2-6, San Juan.
- Colombo, F., Lira, R. y Dorais, M., 2005. Sienita alcalifeldespática parcialmente fenitizada asociada al plutón El Portezuelo occidental (Granito Papachacra), Catamarca, Arentina. *16º Congreso Geológico Argentino,* 1: 521-524. La Plata.
- Fogliata, A. S. y Avila, J.C., 1997. Manifestaciones minerales de la ladera occidental del Cerro Mazán, provincia de La Rioja, Argentina. *8º Congreso Geológico Chileno,* 2: 961-965.
- Fogliata, A. S. y González, M. M., 1998. Estudio de inclusiones fluidas en las vetas cuarzo wolframíferas de Yanacoaya, Sierra de Mazán, La Rioja. *4ª. Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Actas:*71-75. Bahía Blanca.

- Fogliata, A. S. ; M. González y Mas, G., 1998. Fluid inclusions of La Descubridora tin deposits: evidence of fluids evolution. *PACROFT VII*:32, Nevada, USA. En prensa.
- Fogliata, A. S.; Mas, G. y Avila, J.C., 1998. Las wolframitas de Mazán, La Rioja: caracteres mineralógicos y composicionales. *4ª Reunión de Mineralogía y Metalogenia Acta*:77-82. Bahía Blanca.
- Fogliata, A.S. 2000. Estudio geológico económico de los recursos mineros de la sierra de Mazán. *Facultad de Ciencias Naturales e I.M.L., U.N.T.* Tesis Doctoral. Inédito. 202 pp.
- Fogliata, A. y Ávila, J.C., 2004. El yacimiento de estaño Vil Achay, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(1): 83-90.
- Fogliata, A., Rubinstein, N., Quenardelle, S., Morello, O. y Avila, J., 2005. El stock granítico de Ayacucho, Sierra de Fiambalá, Catamarca. *16º Congreso Geológico Argentino*, 1: 557-560. La Plata.
- García, H.; Masabié, A. y Rossello, E., 1981. Contribución a la geología de La Cuesta, Belén, Catamarca. *8º Congreso Geológico Argentino*, 4:833-865. San Luis.
- García, H., E. Rosello y Massabie, A., 1982. El depósito Tiburcio, ejemplo argentino de roca ribbon, Papachacra, dep. de Belén, Catamarca, R. Argentina. *5º Congreso Latinoamericano de Geología*, 2: 735-750. Buenos Aires.
- García, H. y Rosello, E., 1984. Geología y yacimientos minerales de Papachacra, Dep. Belén, prov. de Catamarca. *9º Congreso Geológico Argentino*, 7: 245-259. Bariloche.
- González Bonorino, F., 1951. Una nueva formación precámbrica en el noroeste argentino. *Comunicaciones Científicas del Museo de La Plata* 5.
- Gorustovich, S. y Guidi, F., 1993. Caracterización uranífera de los granitoides del N de las Sierras Pampeanas noroccidentales. *12º Congreso Geológico Argentino*, 5: 297-305, Mendoza.
- Grissom, G., 1991. Empirical constraints on thermal processes in the deep crust of magmatic arcs: sierra de Fiambalá, northwestern. *Stanford University*. Phd Thesis. 262 pp. (Inédito).
- Grissom, G., De Bari, S., Page, S., Page, R., Villar, L., Coleman, R. y Viruel de R., M., 1991. The deep crust of an early Paleozoic arc, the sierra de Fiambalá, northwestern Argentina. *Geological Society of America*, Special Paper 265: 189-200.
- Gromet, L. y Silver, L., 1987. REE variations across the Peninsular Ranges Batholith: implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. *Journal of Petrology*, 28(1): 75-125. Oxford.
- Guidi, F. y Capuccino, S., 1987. Aspectos petrográficos del extremo austral del Cordón de los Colorados y sus relaciones con el U. dep. Belén, Catamarca. *9º Congreso Geológico Argentino*, 2:221-225, Tucumán.
- Keidel, H. y W. Schiller, 1913. Los yacimientos de casiterita y wolframita de Mazán, en la provincia de La Rioja (República Argentina). *Revista del Museo de La Plata*, XX:124-150.
- Krauskopf, K., 1979. Introduction to Geochemistry. McGraw-Hill Co., 617 pp., Tokyo.
- Lazarte, J.E., 1991. Estudio petrológico y geoquímico de los granitoides de las sierras de Papachacra y Culampajá. Relaciones metalogenéticas. *Facultad Ciencias Naturales e Instituto M.Lillo*, U.N.T., Tesis Doctoral. Inédito. 270 pp.
- Lazarte, J.E., 1992. La Fm. Chango Real (NO de Sierras Pampeanas, República Argentina), ejemplo de magmatismo Paleozoico (Cámbrico?). Diferencias geoquímicas con batolitos ordovícicos. *Estudios Geológicos*, 48(5-6): 257-267. Madrid.
- Lazarte, J.E., 1994a. Aspectos petrográficos y control estructural de la alteración de las manifestaciones estanníferas de San Salvador, sierra de Zapata, Catamarca. *2ª Reunión de Mineralogía y Metalogénesis* Publicaciones del Instituto de Recursos Minerales, U.N.L.P., 3: 191-200.
- Lazarte, J.E., 1994b. Geología y geoquímica del Granito Papachacra (¿Carbonífero?), Sierras Pampeanas, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(3-4): 337-352.
- Lazarte, J.E. y Gianfransisco, M., 1995. Geología y alteración de las vetas tungstíferas de la sierra de Belén, Catamarca. *5º Congreso Nacional de Geología Económica*: 374-384.
- Lazarte, J.E. y Guidi, F., 1998. Geología de los granitoides de las sierras de Zapata y Cordón de los Colorados. *Revista del Instituto de Geología y Minería de Jujuy*, 12(1):17-34.
- Lazarte, J.E., Fernández Turiel, J.L., Guidi, F. y Medina, M.E., 1999. Los Granitos Río Rodeo y Quimivil : dos etapas del magmatismo paleozoico de Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 54(4):333-352.
- Lazarte, J.E., Fogliata, A.S. y Sardi, F., 2000. Granitoides relacionados a mineralización estanno-wolframífera: aspectos comparativos de los cuerpos La Quebrada, Quimivil (sierras Pampeanas) y Potrerillos (sistema de Famatina), Catamarca y La Rioja, República Argentina. *9º Congreso Geológico Chileno*, actas 1, 255-260. Puerto Varas, Chile. Sesión n°2, 31/7/2000.
- 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): 65-79.
- Lazarte, J.E y Horta, L.R., 2005. Aspectos geoquímicos de las manifestaciones de W(Sn) asociadas al Granito Papachacra, Belén, Catamarca. *16º Congreso Geológico Argentino*, 2: 673-680. La Plata.
- Linares, E. y González, R., 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. *Publicación Especial Asociación Geológica Argentina*. Serie B (Didáctica y Complementaria) N°19: 628 pp.
- Page, S., Page, R. y Viruel de R., M., 1992. El basamento metamórfico de la sierra de Fiambalá, provincia de

- Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47(4): 373-388.
- Patiño Douce, A.E., 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25(8):743-746.
- Pearce, J.; Harris, N. y Tindall, A., 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4):956-983.
- Petford, N., Kerr, R. y Lister, J., 1993. Dike transport of granitoid magmas. *Geology*, 21: 845-848.
- Ramos, V. A., 1988. Tectonics of the Late Proterozoic-Early Paleozoic: a collisional history of southern South America. *Episodes* 11(3): 168-174. Ottawa.
- Ramos, V., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: R. Caminos (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos minerales. Anales 29(3): 41-96. Buenos Aires.
- Rapela, C.; Toselli, A.; Heaman, L. y Saavedra, J., 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampeanas; An inner cordilleran Paleozoic Arc in the southern Andes. In: Kay, S. y Rapela, C. (eds.) *Plutonism from Antarctica to Alaska*. *Geological Society of America, Special Paper* 241:77-90.
- Rapela, C. W., Saavedra, J., Toselli, A. y Pellitero, E., 1996. Eventos magmáticos fuertemente peraluminosos en las Sierras Pampeanas. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 337-353.
- Rogers, J. y Greenberg, J., 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.
- Schalamuk, I., Toselli, J., Saavedra, J., Echeveste, H. y Fernández, R., 1989. Geología y Mineralización del sector este de la Sierra de Mazán, La Rioja, Argentina. *AMPS*, 20 N°1-4 :1-12.
- Shand, S. J., 1927. *Eruptive Rocks*. Ed. *Murby & Co.*, 360 pp., London.
- Shaw, D., 1968. A review of K-Rb fractionation trends of covariance analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32: 573-601.
- Sheepers, R., 2000. Granites of Saldaña mobile belt, South Africa: radioelements and P as discriminators applied to metallogeny. *Journal of Geochemical Exploration*, 68: 69-86.
- Skirrow, R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P., Sims, J., Stuart-Smith, P. y Miró, R., 2000. Metallogeny of the southern Sierras Pampeanas, Argentina: geological, Ar⁴⁰-Ar³⁹ dating and stable isotope evidence for Devonian Au, Ag-Pb-Zn and W ore formation. *Ore Geology Reviews*, 17: 39-81.
- Sylvester, P., 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, 97: 261-280. Chicago.
- Soulier, F., 1982. Geología de las manifestaciones de W y Bi de Piedra Calzada, Dpto. Belén Pcia de Catamarca. *Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires*. Inédito.
- Taylor, S. R. y McLennan, S. M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*, Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Tezón, R.V., 1957. Minería de la Hoja 13 C Fiambalá. *Dirección Nacional de Minería* An. 5, n° 127. Buenos Aires.
- 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. J., Durand, F., Rossi de Toselli, J.N., y Saavedra, J., 1996. Esquema de evolución geotectónica y magmática eopaleozoica del Sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Exploración de Hidrocarburos*, 5: 443-462. Bs. As.
- Toselli, A. J., Durand, F., Rossi de Toselli, J.N., Cisterna, C., López, J. P., Sardi, F., Saavedra, J. y Córdoba, G., 1998. Descripción de las unidades del basamento metamórfico-igneo. En: *Servicio Geológico Minero Argentino* (Eds.). Hoja Geológica Aimogasta. Inédito.
- Toselli, A., Basei, M., Rossi de T., J. y Dudas, R., 2003. Análisis geoquímico – geocronológico de rocas granulíticas y calcosilicáticas de las Sierras Pampeanas Noroccidentales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(4):629-642.
- Turner, J.C., 1962. Estratigrafía de la región al naciente de Laguna Blanca, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26:1-2.
- Velazco Robles, L., 1982. Estudio geológico-económico del sector oriental de las sierras de Altohuasi y Culampajá entre las quebradas La Tranca y La Alumbra, Belén, Catamarca. *Facultad Ciencias Naturales, U.N.T. Seminario* (Inédito).
- Wakita, H., Rey, P. y Schmitt, R., 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.
- Wahlen, J., Currie, K. y Chappell, B., 1987. A-Type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407-419.

Recibido: 15 de Diciembre de 2005

Aceptado: 30 de Abril de 2006

