

GEOQUÍMICA Y PETROLOGÍA DE LAS METAVOLCANITAS CÁMBRICAS DE LA SIERRA DE SAN LUIS

Milka K. de BRODTKORB¹, Norma PEZZUTTI², Stella POMA¹ y Raúl FERNÁNDEZ³

¹ CONICET-Universidad de Buenos Aires. E-mail: milkabro@gmail.com

² Geóloga Consultora

³ Instituto de Recursos Minerales, FCNyM-CICBA, Universidad Nacional de La Plata

RESUMEN

En la presente investigación se estudiaron las metavolcanitas ácidas del Cámbrico, localizadas en dos fajas de bajo metamorfismo de la sierra de San Luis. Se describe la petrografía, se presentan análisis químicos y se establece su posición geotectónica. Se trata de depósitos de flujos piroclásticos (y lavas?) sinsedimentarios, metamorizados en grado esquistos verdes-anfibolita durante el ciclo famatiniano. Presentan mineralización scheelítica (Au, Sb, Bi) y en sus alrededores se han encontrado turmalinitas y cuarcitas spessartínicas. En forma global se trata de un sistema volcanogénico - hidrotermal con expresiones exhalativas.

Palabras clave: *Sierras Pampeanas Orientales, Sierra de San Luis, Metavolcanitas, Exhalitas, Scheelita.*

ABSTRACT: *Geochemistry and petrology of the Cambrian metavolcanic rocks of the Sierra de San Luis.* Acid metavolcanic rocks of Cambrian age are studied in two low-grade metamorphic belts. Petrographic and chemical analyses and their geotectonic position are analyzed. There are synsedimentary pyroclastic flows (and lavas?) and sedimentary deposits, metamorphosed to greenschist and amphibolite facies during the Famatinian cycle. The occurrence of scheelitic (Au, Sb, Bi) mineralizations associated nearby with exhalites such as turmalinites and coticule, are described and linked to a volcanogenic - hydrothermal event with exhalative expressions.

Keywords: *Sierras Pampeanas Orientales, Sierra of San Luis, Metavolcanic rocks, Exhalites, Scheelite.*

INTRODUCCIÓN

La sierra de San Luis es una unidad morfoestructural que integra el sistema de las Sierras Pampeanas Orientales. Se caracteriza por tener un basamento constituido por rocas precámbricas a paleozoicas inferiores, parcialmente cubierto por secuencias más jóvenes. La estructura ándica corresponde a una tectónica de bloques compresiva que basculó homoclinamente los bloques hacia el este.

En el basamento de la sierra de San Luis se reconocen dos fajas de bajo metamorfismo que fueron agrupadas bajo el nombre de Formación San Luis (Prozzi y Ramos 1988). La faja oriental se extiende desde el dique de La Florida hasta Cerros Largos, en tanto la occidental lo hace desde el sur de la tonalita Bemberg hasta La Carolina (Fig. 1); ambas están conformadas principalmente por filitas (que se comercializan como lajas) y además por esquistos biotíticos, cuarcitas, metaaren-

tas y metavaques, a los que se suman conglomerados en la faja oriental (Prozzi y Ramos 1988, Fernández *et al.* 1991). En estas fajas se localizan bancos de metavolcanitas ácidas, frecuentemente portadoras de mineralización scheelítica (Brodtkorb *et al.* 1984, 1999, Hack *et al.* 1991, Fernández *et al.* 1991) las que fueron explotadas durante el transcurso de las dos guerras mundiales y la guerra de Corea. Relacionadas con este volcanismo también se hallaron exhalitas, como las turmalinitas de Pampa del Tamboreo (Brodtkorb *et al.* 1985a, 1995, 1999, 2006) y las cuarcitas spessartínicas de la zona de la Higuera (Fernández *et al.* 1994), de La Teodolina (Ramos *et al.* 1997) y las del sur de Cerros Largos (Herrmann y Fernández Tasende 2000).

En este trabajo se presenta la petrografía de las metavolcanitas, los datos de análisis químicos de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas, con sus correspondientes cuadros de discriminación tectó-

nica, la interpretación petrológica, y su relación con las exhalitas y la mineralización scheelítica.

GEOLOGÍA REGIONAL

La sierra de San Luis (Fig. 1) está conformada por un complejo ígneo-metamórfico con litologías de bajo, medio y alto grado, intruido por diferentes granitoides y rocas básicas y ultrabásicas, cuyas edades están comprendidas entre el Neoproterozoico y el Paleozoico medio.

En las últimas dos décadas se realizaron numerosos estudios que permitieron un mejor conocimiento de la sierra. Los trabajos de Prozzi y Ramos (1988), Ortiz Suárez y Ramos (1990), Fernández *et al.* (1991), Ortiz Suárez *et al.* (1992), von Gosen y Prozzi (1996), Hauenberger *et al.* (1998), Sato (1993), Sato *et al.* (2003) entre otros, definieron importantes aspectos acerca de las rocas metamórficas y su estructura. Brodtkorb *et al.* (1999) des-

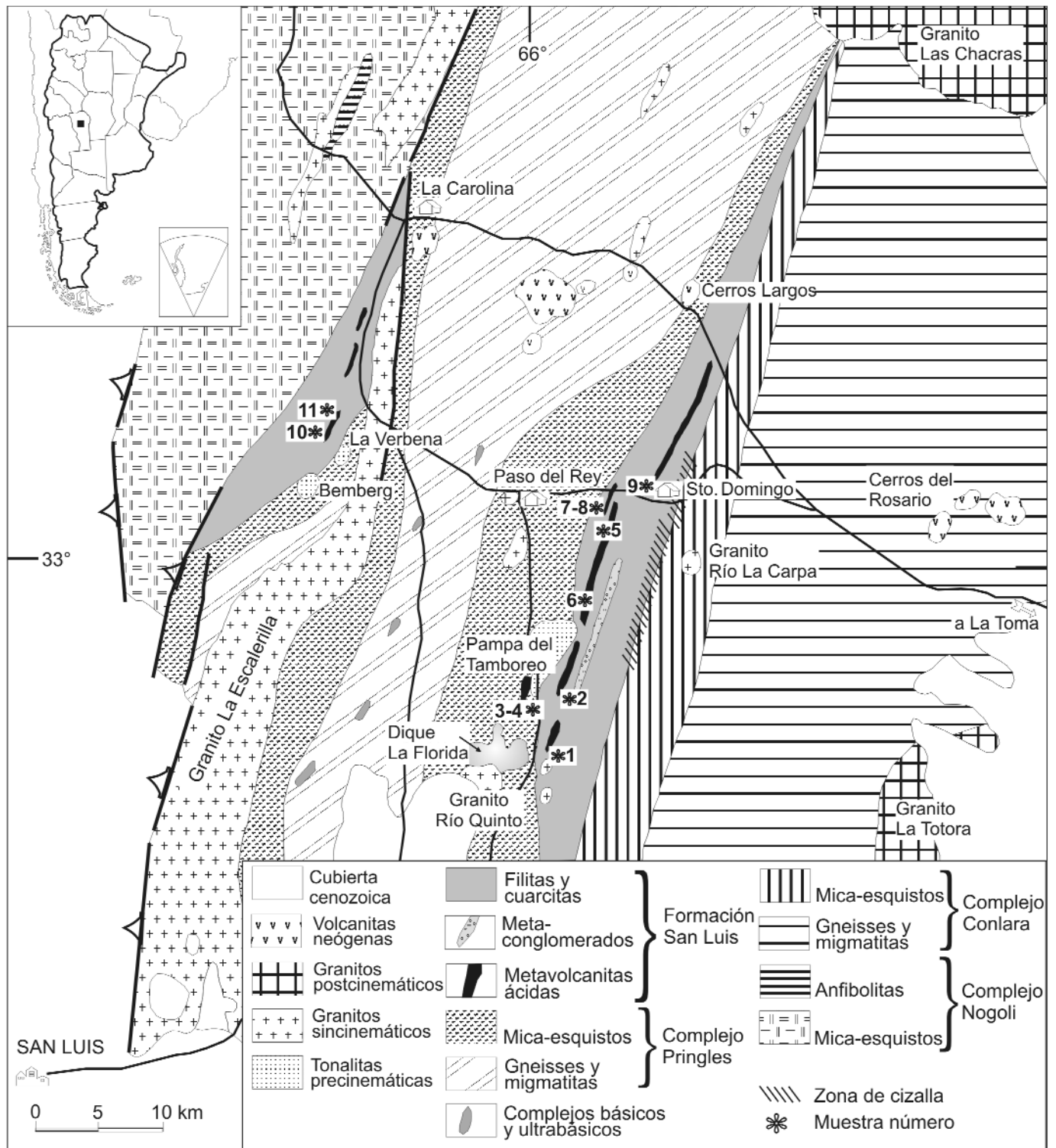


Figura 1: Bosquejo geológico con las dos zonas de bajo metamorfismo de la Sierra de San Luis. Ubicación del muestreo efectuado: 1) La Florida, 2) Carlito, 3 y 4) Cantera El Latino, 5) Reinita, 6) La Teodolina, 7 y 8) El Araucano, 9) Sto. Domingo, 10 y 11) Pancanta.

cribieron las ortoanfibolitas y Brodtkorb *et al.* (2006) les asignaron una edad mediante isócrona Nd/Sm de 660 Ma. Brodtkorb *et al.* (1984) señalaron la exis-

tencia de metavolcanitas intercaladas en las fajas de bajo metamorfismo, en tanto que Söllner *et al.* (1999) dataron a las mismas. Llambías *et al.* (1991, 1996), Varela *et*

al. (1993), Sato (1993), Sato *et al.* (1996) caracterizaron las intrusiones ígneas del ciclo famatiniano. El conocimiento actual de la sierra de

San Luis permite inferir que existe un ciclo pampeano de probable edad proterozoica tardía-cámbrica temprana (600-530 Ma) y un ciclo famatiniano de edad cámbrica media-devónica tardía (510-360 Ma). Sims *et al.* (1997, 1998) consideraron además un ciclo achaliánico, que podría corresponderse con la fase chánica que vincula la acreción de Chileña al margen proto-gondwánico (Brodtkorb y Ortiz Suárez 1999). Whitmeyer y Simpson (2004) interpretaron a las metasedimentitas plegadas y falladas de esta zona como un conjunto de rocas asociadas a un prisma acrecional del margen paleopacífico del Gondwana.

La primera fase deformacional de la sierra, que se observa en los gneises, ha sido atribuida al ciclo pampeano y está asociada a un metamorfismo de facies anfibolita. La segunda fase deformacional se reconoce en los gneises, esquistos y filitas; presenta orientación N a NNE y pertenece al ciclo famatiniano y más específicamente a la fase oclóyica. Este último ciclo se asocia a un conjunto de rocas afectadas por metamorfismo regional, con formación de diferentes facies desde esquistos verdes a la subfacies más alta de anfibolita.

El último evento registrado en el basamento de la región está representado por el desarrollo de zonas de cizalla que afectan a distintas litologías. Esta deformación muestra características de menor temperatura que indicarían un ascenso regional. La edad mínima de la zona de cizalla Río Guzmán ha sido determinada en 360-350 Ma por el método Ar-Ar (Camacho e Ireland, en Sims *et al.* 1997, 1998).

Las rocas intrusivas fueron clasificadas por Ortiz Suárez *et al.* (1992) en pre-, sin- y pos-cinemáticas con respecto a la fase oclóyica del Ordovícico. Las intrusiones pre-cinemáticas del valle de Pancanta son las tonalitas Bemberg, Las Verbenas y Gasparillo y el denominado "plutón de la Pampa del Tamboreo" en la pampa homónima. Camacho e Ireland (en Sims *et al.* 1997, 1998) dataron por el método U-Pb a la tonalita de Las Verbenas en 468 ± 5 Ma y a la tonalita de Pampa del Tam-

boreo en 470 ± 5 Ma. Los intrusivos del valle de Pancanta poseen características de intrusiones epizonales afectadas por una deformación posterior desarrollada en condiciones de facies esquistos verdes; su composición química las ubica en el campo calcoalcalino y pertenecen a un ambiente de arco magmático (Sato *et al.* 1996). La tonalita de Pampa del Tamboreo es una intrusión oblonga cuyos bordes, oriental y austral se hallan fuertemente tectonizados.

Las intrusiones sincinemáticas fueron estudiadas por Llambías *et al.* (1991, 1996) y se encuentran en las cercanías de Paso del Rey, Cruz de Caña, Río de la Carpa, Cerros Largos, La Tapera y Las Aguadas. Son pequeños cuerpos que normalmente están plegados acompañando la deformación de la caja esquistosa o gnéisica. Las dataciones realizadas han dado 454 ± 21 Ma (Rb-Sr en roca total) y 391 ± 9 Ma (K-Ar en biotita); ambas edades fueron interpretadas por Varela *et al.* (1993) como edades de enfriamiento.

Las intrusiones pos-cinemáticas más importantes, con edades comprendidas entre 390 y 360-320 Ma, son de formas redondeadas y se localizan al este y noreste de la sierra. Son los granitos de San José del Morro (Quenardelle 1993), de Las Chacras (Brogioni 1991, 1993) y de Renca (López de Luchi 1987).

En una franja de rumbo ONO de aproximadamente 90 km de largo se hallan varios cuerpos volcánicos entre La Carolina y la sierra del Morro, cuyas edades van desde el Mioceno tardío al Plioceno tardío (Ramos *et al.* 1991). Se presentan como domos aislados o conformando estructuras en rosario de composición andesítico-traquílica y fases volcánicas que comprenden diferentes brechas y material piroclástico.

Durante el ciclo ándico, la sierra fue fragmentada en bloques por fallas inversas de alto ángulo.

LAS METAVOLCANITAS

En la faja oriental de bajo metamorfismo, las metavolcanitas se pueden agrupar en

cuatro corridas: La Florida - Pampa del Tamboreo; La Teodolina - Reñita; El Araucano - La Higuera y Santo Domingo - Cerros Largos (Fernández *et al.* 1991) y una corrida en la faja occidental (también de bajo metamorfismo), en el valle de Pancanta, entre la tonalita Bemberg y La Carolina (Brodtkorb *et al.* 1999). Las metavolcanitas fueron datadas en una edad de 529 ± 12 Ma, Cámbrico Inferior, por el método U-Pb en zircones (Söllner *et al.* 1999). Los zircones usados para las dataciones, considerados como formados durante el proceso magmático, fueron extraídos de dos muestras, provenientes una de Pampa del Tamboreo y la otra de Pancanta.

Las metavolcanitas se observan concordantes con las metamorfitas de protolito sedimentario, ambas han sido afectadas por los mismos procesos metamórficos y no se observan discontinuidades entre ellas y su caja, por lo tanto, se las considera sinsedimentarias y con la misma edad que la sedimentación de las rocas de la Formación. San Luis. En las dos regiones de bajo metamorfismo el estilo tectónico observado corresponde al del Famatiniano.

A continuación se describirá la litología de los diferentes distritos.

Distrito La Florida - Pampa del Tamboreo

Este distrito se localiza (Fig. 1) inmediatamente al este y norte del dique La Florida y en cercanías de la ruta provincial 39; en él se halla una corrida con los yacimientos y manifestaciones de scheelita de La Florida, La Cautiva, La Esperanza y Carlito, y paralelamente otra correspondiente a la cantera El Latino. En el área afloran filitas, esquistos biotíticos con intercalaciones de cuarcitas y metavolcanitas (Brodtkorb *et al.* 1985b, Hack *et al.* 1991). Hacia el S y SO se emplaza el granito sin-cinemático Río Quinto (Llambías *et al.* 1996).

Las metavolcanitas se presentan de dos maneras: a) en bancos macizos (desde decímetros hasta 6 m de espesor y decenas de metros de extensión, Figs. 2a, 2d y 2e.),

y b) en estratos delgados (1-10 cm de espesor y varios metros de largo, Fig. 2b). Las metavolcanitas de la mina La Florida se pueden seguir hacia el norte por unos 6 kilómetros. En general son rocas macizas de coloración rosada a rosado-amarillenta las que por su dureza se destacan de las filitas y esquistos biotíticos. Al microscopio se observan fenocristales de cuarzo y feldespato (microclino); la matriz es de grano fino y está formada por cuarzo, plagioclasa (albita) y escaso microclino. Como minerales accesorios se identificaron zoisita, granate, epidoto, clinzoisita, apatita, sericita, biotita, scheelita, monacita, ilmenita y hematita. La esquistosidad está remarcada por hileras de láminas de muscovita, por guirnaldas de granos idio- a hipidiomorfos de granate, como así también por bandas de cuarzo-albita. En la zona del yacimiento Carlito, los agregados policristalinos de cuarzo de formas elongadas pueden interpretarse como fragmentos pumíceos devitrificados. Las filitas prevalecen al este de la zona de estudio. Son rocas de grano fino, muy lajosas. Según el contenido en muscovita, biotita o clorita muestran colores grisáceos, a verdosos y azulinos. Los minerales mayoritarios son cuarzo y muscovita; los minoritarios biotita y albita y los accesorios granate, clorita, epidoto, turmalina y zircón.

Los esquistos biotíticos predominan al oeste del sector en consideración. Son de color gris verdoso, de grano mediano y con textura generalmente foliada. Se reconocen planos de clivaje paralelos a la esquistosidad principal. Los minerales mayoritarios son cuarzo, biotita y plagioclasa (albita-oligoclasa), como minoritario se halla muscovita y entre los accesorios se identifican granate, clorita, andalucita, epidoto, zoisita, turmalina, calcita, piritita además de scheelita. Las rocas están formadas por capas claras de textura granoblástica integradas por plagioclasa y cuarzo, y otras oscuras de textura lepidoblástica con biotita y muscovita. En las cercanías a las metavolcanitas mineralizadas se observa una fina disseminación de scheelita, algunas veces con arreglo meta-

mórfico. El granate es porfiroblástico y su formación se considera pre- a sin-cinemática con respecto a la esquistosidad principal. Por metamorfismo retrógrado biotitas y granates presentan cloritización, en tanto plagioclasa y andalucita están sericitizadas.

Las cuarcitas son macizas y lajosas. Estas últimas se rompen en lajas anchas paralelas a la esquistosidad principal, mostrando brillo sedoso en las superficies, debido a la existencia de muscovita. La textura es granoblástica equigranular. Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa y zoisita, los minoritarios muscovita y microclino y los accesorios turmalina, granate, clorita, epidoto, zircón y apatita. En el yacimiento La Florida, el banco cuarcítico que acompaña a las metariolitas-metadacitas posee una predominancia de zoisita sobre plagioclasa, con granos de scheelita disseminados irregularmente o bien paralelos a la estratificación.

El rumbo general de la estructura es norte con inclinaciones subverticales. Los estratos exhiben un plegamiento isoclinal con vergencia al este, con ejes que se hundan subverticalmente al norte.

Al oeste de la ruta provincial 39 se halla la cantera de lajas El Latino en la que se encuentran tanto bancos delgados como tabulares anchos de metavolcanitas.

Distrito La Teodolina - Reinita

El distrito La Teodolina - Reinita se localiza en una zona comprendida desde el nordeste del plutón de la Pampa del Tamboreo hasta la ruta 10 que une Paso del Rey con Santo Domingo (Fig. 1). En él se conocen los yacimientos scheelíticos La Teodolina, La Rioja, Reinita, Almirante Brown y Rivadavia, entre otros.

Los tipos litológicos predominantes son filitas, esquistos biotíticos, metapsamitas, cuarcitas spessartínicas, metavolcanitas, además de cuarzo removilizado durante el ciclo famatiniano.

Las metavolcanitas se disponen, también aquí, de dos maneras: a) en bancos de 1 a 10 cm de espesor y largos de varios metros, intensamente plegados, como los

que se observan en el viejo camino minero con entrada desde la ruta 10 a la mina La Teodolina (Fig. 2c), y b) en cuerpos tabulares, macizos, de 1 a 4 m, aunque ocasionalmente llegan a 8 m de potencia, que se pueden presentar en 2 ó 3 fajas cercanas paralelas, cuyas longitudes llegan hasta los 600 m, concordantes con los esquistos regionales y con contactos netos hacia ellos. Por su dureza resaltan de las rocas de caja. Son portadoras de scheelita, entre otras, La Teodolina, Reinita, Almirante Brown y La Rioja.

El metamorfismo sobrepuesto dificulta la diferenciación entre depósitos de flujos piroclásticos y lavas, sobre todo por la recrystalización producida en la matriz. Los argumentos que se esgrimen para considerar que gran parte tienen origen piroclástico son la forma de yacencia y sus características microscópicas. Es posible visualizar vitroclastos y litoclastos y por otro lado, la disposición que adoptan las micas, remarcaría planos originales de flujo. Megascópicamente, en estas metavolcanitas se observan fenocristales de cuarzo, feldespato y mica. Al microscopio la textura es blastoporfirica, los blastofenocristales (alrededor del 20% del total de la roca) son de plagioclasa sódica algunas veces zonada (con numerosas inclusiones y/o reemplazos de sericita, cuarzo y mineral opaco), de cuarzo policristalino, de microclino, de muscovita y escasa biotita. Se presentan con formas subidio- a idioblásticas, las que son interpretadas como controladas por la euhedralidad de los cristales ígneos primarios de estas metavolcanitas.

Las rocas que podrían interpretarse como metalavas (Fig. 2f) de composición ácida se encuentran en el área de la mina Reinita. Son escasamente porfíricas con fenocristales de cuarzo y feldespato inmersos en una pasta fina en la que se distinguen laminillas de mica. Al microscopio, la textura es blastoporfirica conformada por plagioclasa (An_7) en cristales idio- a subidiomórficos con inclusiones de muscovita y cuarzo, y reemplazos parciales de sericita. Acompañan escasos cristales de microclino microperítico, par-

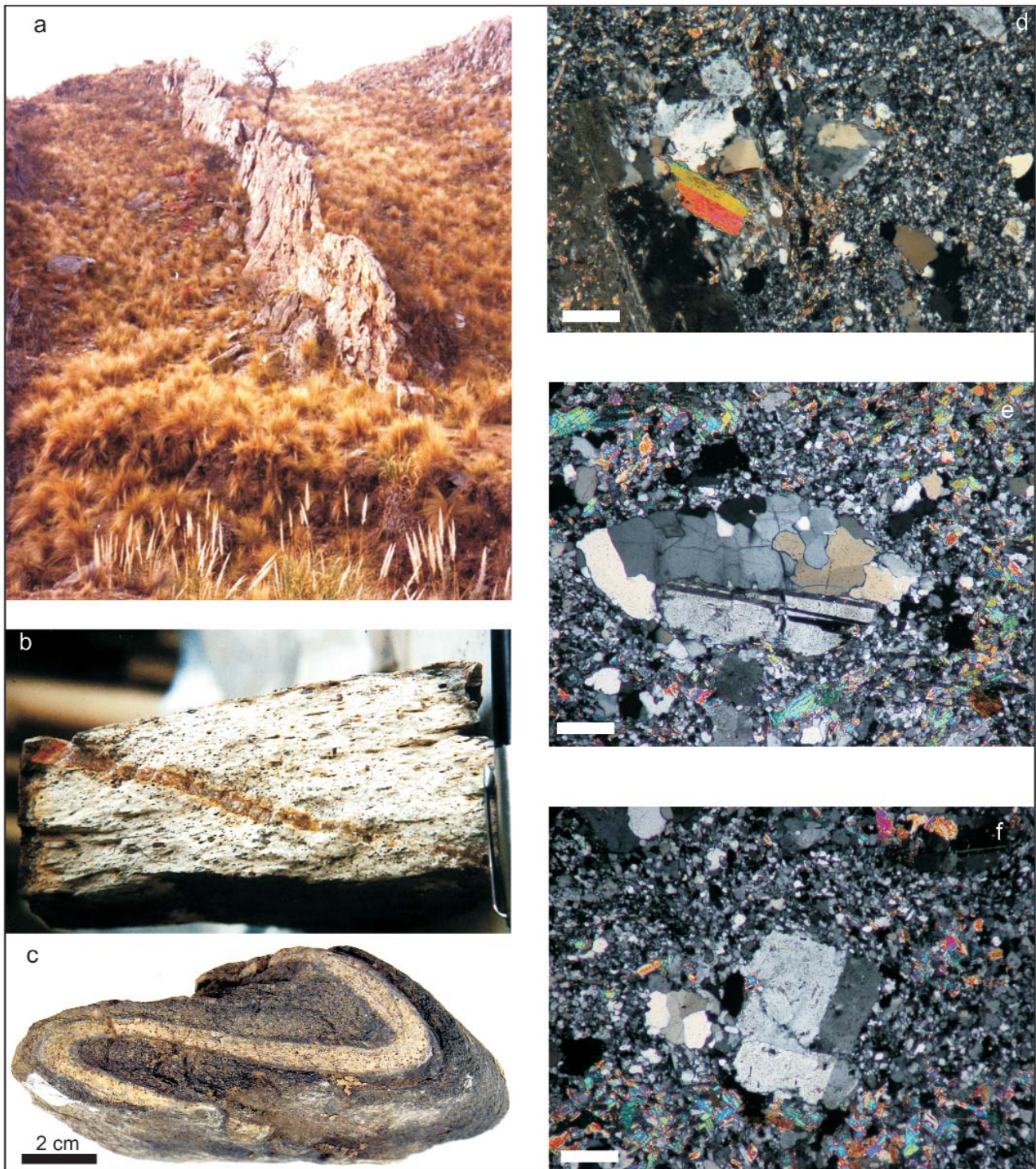


Figura 2: a) Afloramientos de dos bancos paralelos de depósitos de flujos piroclásticos que sobresalen por su dureza, concordantes con esquistos biotíticos. Pampa del Tamboreo; b) muestra mesoscópica de un banco correspondiente al depósito de un flujo piroclástico de la Pampa del Tamboreo. Se observa el lineamiento producto del metamorfismo sobreimpuesto y también una venilla de cuarzo removilizado que corta a ese lineamiento; c) muestra mesoscópica de un depósito de flujo piroclástico fuertemente plegado durante el ciclo Famatiniano, concordante con los esquistos biotíticos. Zona de La Teodolina; d) fotomicrografía de un depósito de flujo piroclástico riódacítico-dacítico de la Pampa del Tamboreo. Se observan blastofenocristales de plagioclasa y mica y agregados policristalinos de cuarzo, en matriz microcristalina con mediana fluidalidad. La barra corresponde a 0,25 mm; e) fotomicrografía de un depósito de flujo piroclástico riolítico de la cantera El Latino (Pampa del Tamboreo) en la que se observan blastofenocristales de plagioclasa y cuarzo transformado en agregados policristalinos por metamorfismo. La matriz es de grano muy fino y presenta una marcada fluidalidad. La barra corresponde a 0,25 mm; f) fotomicrografía de una posible lava dacítico-riódacítica del yacimiento Reinita. Se observan blastofenocristales de plagioclasa y cuarzo policristalino, en matriz microcristalina con mediana fluidalidad. La barra corresponde a 0,25 mm.

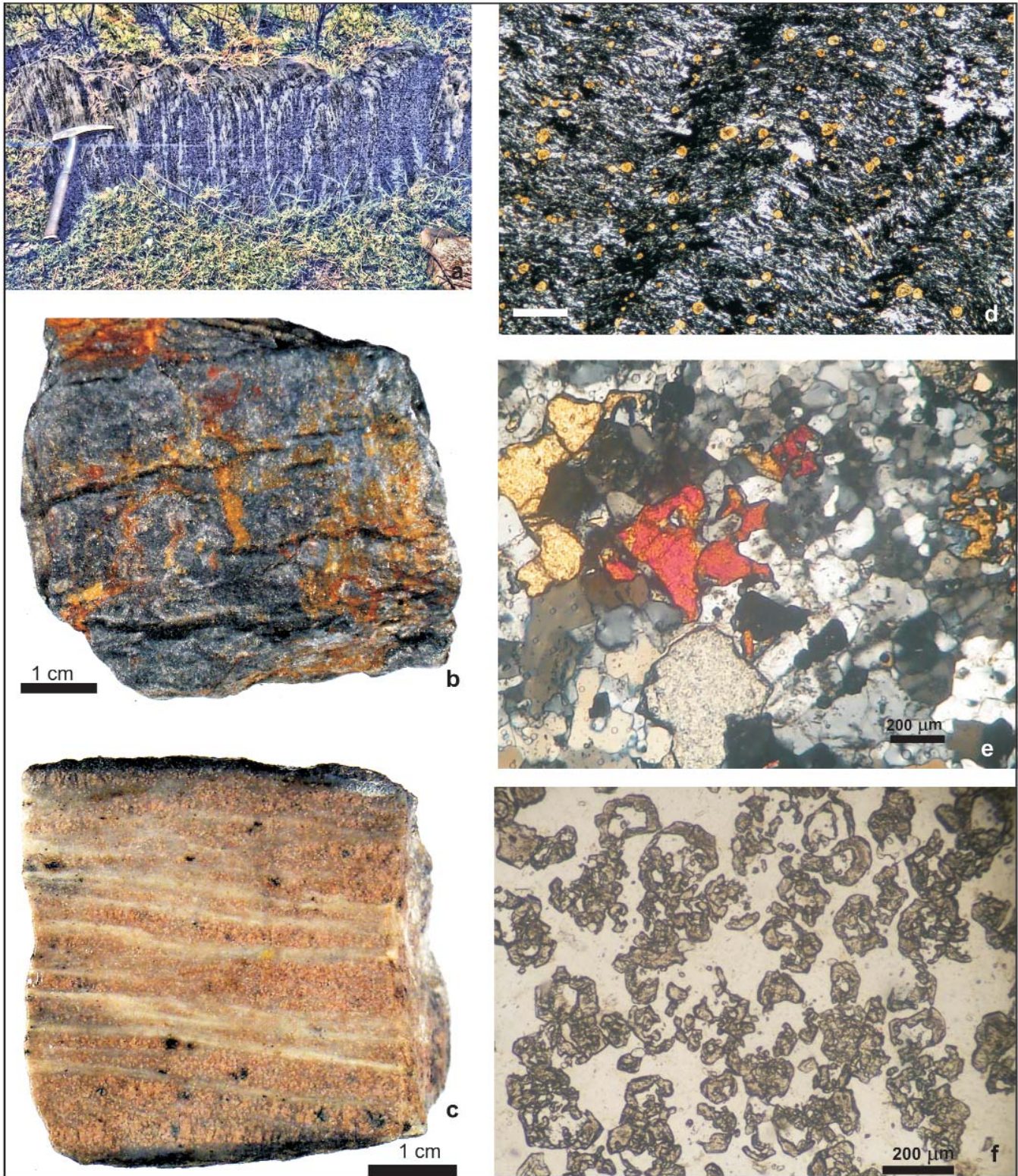


Figura 3: a) Afloramiento de turmalinitas que se encuentran al oeste de la Pampa del Tamboreo; b) muestra mesoscópica de la turmalinita de la Pampa del Tamboreo; c) muestra mesoscópica de un esquistu cuarzo-spessartínico (cotículo) de la manifestación La Higuera. Se observan bandas blancas de cuarzo y rosadas de granate; d) fotomicrografía de la turmalinita de la Pampa del Tamboreo donde se observa la fuerte lineación mineral de la turmalina según los ejes del microplegamiento. La barra corresponde a 0,25 mm; e) fotomicrografía de granos de scheelita diseminada en un depósito de flujo piroclástico del yacimiento La Reinita; f) fotomicrografía del esquistu cuarzo-spessartínico (cotículo) de la manifestación La Higuera donde se observa la abundancia de granates spessartínicos. La barra corresponde a = 0,25 mm.

cialmente alofanizados y agregados policristalinos de cuarzo con formas externas subidioblásticas a idioblásticas. Las matrices son finas y los agregados granoblásticos semejan a texturas felsíticas volcánicas; cuarzo, albíta y escaso microclino están acompañados por cantidades subordinadas de muscovita asociada a granate (Brodtkorb *et al.* 1984).

Las filitas se hallan al este del área y presentan en su borde oeste fajas de esquistos micáceos en pasajes transicionales a esquistos de grano más grueso. Dentro de las mismas se han observado pizarras que están situadas al este y sur de La Teodolina, con un desarrollo de algunas centenas de metros de espesor y aproximadamente 3 km de longitud sobre el río de la Cañada Honda. Las filitas están compuestas por cuarzo, sericita-muscovita y escasa biotita; además, se observa turmalina, apatita, zircón y limonitas. A mayor crecimiento del tamaño de grano se advierte un aumento en la proporción de biotita. El metamorfismo retrógrado está señalado por el pasaje de biotita a clorita. Los esquistos biotíticos se disponen en fajas alargadas al oeste del área, con abundantes inyecciones graníticas y pegmatíticas en Paso del Rey (Fernández *et al.* 1991). Tienen estructura esquistosa muy nítida, con rumbo general NNE. Están formados por cuarzo, biotita y muscovita; en cantidades menores se halla plagioclasa, clorita, granate y como minerales accesorios apatita, zircón, rutilo y carbonato. Estos esquistos suelen ser turmalínicos (con hasta 3% de turmalina) como los que están cerca de los yacimientos Clyde, La Rioja y La Teodolina.

Las metapsamitas predominan al sudoeste del área. Conforman bancos concordantes de algo menos de un metro a varios metros de espesor con plegamiento más amplio que el de las filitas, y se intercalan entre filitas (La Rioja) o entre filitas y pizarras (Clyde), donde constituyen pliegues simétricos de plano axial subvertical. Su granulometría es gruesa a fina y son portadoras de scheelita diseminada, que en algunos casos está removilizada y concentrada en venas de cuarzo de segregación metamórfica.

gación metamórfica.

Las cuarcitas spessartínicas (Ramos *et al.* 1997) se hallan como capas dentro de los esquistos cuarzo-micáceos de bajo grado; poseen algunos centímetros de espesor hasta casi un metro. No son continuas en el rumbo y presentan fenómenos de *bow-dinage*.

El rumbo general de las rocas es N30° y las inclinaciones varían de 60° al oeste hasta subverticales.

Distrito El Araucano - La Higuera

Comprende dos franjas mineralizadas que se ubican unos 8 km al este de Paso del Rey, sus coordenadas aproximadas son 65°57' LO y 32°58' LS (Fig. 1). El Araucano presenta un recorrido de alrededor de 1 km, conociéndose otros afloramientos al norte de la ruta 10. Aparentemente, la corrida de metavolcanitas se extiende en esa dirección por unos 10 km hacia la región denominada Cerros Largos (Herrmann y Fernández Tasende 2000), en las que se advierten algunas trincheras de exploración por scheelita. La Higuera se dispone en forma paralela a El Araucano, a unos 500 m al oeste, y su recorrido es también de casi un kilómetro.

El distrito se sitúa en el flanco oeste del braquianticlinal de Santo Domingo. El Araucano está dentro de la zona de filitas que pasa lateralmente hacia el oeste a esquistos biotíticos en los que se localiza la corrida de La Higuera. En el área se encuentran metavolcanitas, filitas, esquistos biotíticos y esquistos cuarzo-spessartínicos (Fernández *et al.* 1994) y cuarzo removilizado debido al diastrofismo fannianiano.

Las metavolcanitas son de composición dacítica, poseen una textura blastoporfirica a blastoglomeroporfirica con un 20-30 % de fenocristales (0,4 a 2 mm), entre los que dominan plagioclasa (oligoclasa-andesina; alteración arcillosa) y cuarzo, ambos afectados por deformación, y escasa muscovita, todos inmersos en una pasta granolepidoblástica con iguales componentes que los de los fenocristales. Se advierten porfiroblastos de granate y

apatita como minerales accesorios. Las metavolcanitas están atravesadas por venillas de cuarzo, él que también exhibe deformación; los efectos producidos por la misma son extinción ondulosa, granulación, distorsión en el maclado de la plagioclasa y colas de presión.

Las filitas están formadas por cuarzo y sericita-muscovita, y menores cantidades de biotita; también se observan turmalina, apatita, zircón y limonitas. Cuando el tamaño de grano crece se nota mayor presencia de biotita. El metamorfismo retrógrado está señalado por el pasaje de biotita a clorita.

Los esquistos biotíticos tienen estructura esquistosa muy nítida, con rumbo general N a NNE. Están compuestos por cuarzo, biotita y muscovita; en cantidades menores se hallan turmalina, plagioclasa, clorita, granate y los minerales accesorios son apatita, zircón, rutilo y carbonato. Los esquistos están surcados en general por venas de cuarzo, producto de segregación metamórfica, a veces muy plegadas hasta budinadas, en especial en la franja de La Higuera.

Los esquistos cuarzo-spessartínicos son rocas metamórficas cuyo grado varía entre facies esquistos verdes y anfibolitas. En las cercanías del yacimiento La Higuera, los esquistos cuarzo-spessartínicos presentan textura granoblástica con cierto bandeamiento, dado por el tamaño de grano y por la composición mineralógica diferente. Las bandas de grano más grueso (entre 0,2 y 0,4 mm) están compuestas por cuarzo y granate spessartínico a los que se asocian pequeñas cantidades de biotita, hornblenda y titanita, mientras que las de grano más fino (0,02 a 0,08 mm) lo están por cuarzo y epidoto con escasa titanita. Se estima que la existencia de granate spessartínico en las bandas de grano grueso y la de epidoto en las de grano fino, responde a la composición química original de cada una de ellas (Fernández *et al.* 1994).

Distrito Santo Domingo - Cerros Largos

A este distrito corresponde una corrida

que supera los 3.000 m de largo. En la mitad de su recorrido se sitúa el paraje Santo Domingo (65°55' LO y 32°58' LS) sobre la ruta provincial 10 que une Paso del Rey con La Toma (Fig. 1). Comprende los yacimientos y manifestaciones La Lalita, Yanquetruz, Coslay, El Bochita, Santo Domingo, Atahualpa, La Criolla, entre otros. En el área afloran metavolcanitas, filitas y pizarras (Fernández *et al.* 1991).

Las metavolcanitas se presentan en corridas de 1 a 2 m de espesor; algunas veces se observan 2 a 3 bancos paralelos, como por ejemplo inmediatamente al NE del paraje Santo Domingo. Las rocas son en general dacíticas con ligera tendencia riodacítica; la textura es blastoporfírica, por lo común muy bien preservada, relicta de una textura primaria porfírica modificada por metamorfismo. Los fenocristales participan en proporciones entre 5 y 10% y los tamaños varían entre 0,5 y 3,5 mm; son principalmente de plagioclasa (oligoalbita-oligoclasa) y cuarzo (los cristales primarios están transformados en blastos de agregados policristalinos de cuarzo, con formas externas subidioblásticas a xenoblásticas); en menores proporciones se observa feldespato alcalino y muscovita. La matriz granoblástica a lepidogranoblástica es fina (0,03 - 0,15 mm) y de igual composición que la de los fenocristales y está recrystalizada. Algunas veces la textura general tiende a ser esquistosa.

En la zona de Cerros Largos se halló una variedad litológica africa, compuesta por un agregado de cuarzo microcristalino, con plagioclasa (albita) subordinada que esporádicamente forma tablillas y/o microlitas. Este agregado constituye el 95 % del total de la roca, el resto lo forman sericita, biotita, apatita, turmalina, zircón y rutilo. Se advierte cierta fluidalidad remarcada por la disposición de las micas y la tinción ferruginosa.

Las filitas, que hacen de roca de caja a las metavolcanitas, presentan buena fisilidad por lo que son explotadas para la industria de las lajas. Están constituidas por cuarzo y sericita-muscovita y escasa bio-

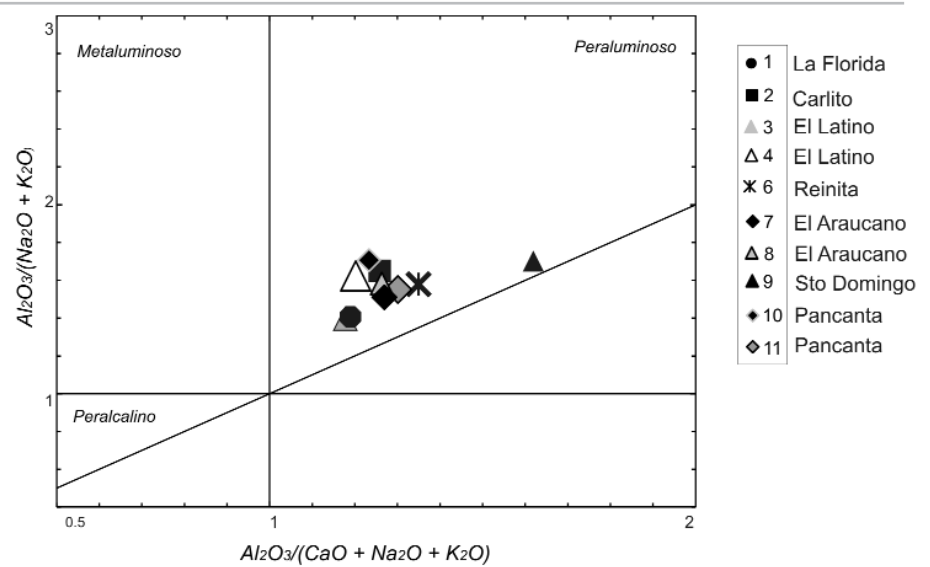


Figura 4: Relaciones molares de Al_2O_3 vs. álcalis y Ca. Las volcanitas se distribuyen en el campo de las rocas peraluminosas.

tita en pasaje a clorita (metamorfismo retrógrado); además, hay turmalina, apatita, zircón y limonitas. Cuando crece el tamaño de grano de la filita, la biotita es más abundante. También se advierten intercalaciones de metapsamitas en las cercanías de Santo Domingo (Fernández *et al.* 1991). El pasaje de filita a pizarra es gradual. Las pizarras están formadas por un agregado muy fino a criptocristalino de cuarzo, sericita, sustancia carbonosa, piritita y limonitas. En Santo Domingo las pizarras son el núcleo de una braquiestructura.

Las rocas metamórficas exhiben un rumbo NNE con inclinaciones subverticales. En este distrito, la mena scheelítica se encuentra únicamente en las metavolcanitas. Éstas han sufrido las consecuencias de un cizallamiento mayor ubicado a 3 km al este (zona de cizalla Río Guzmán).

Distrito Pancanta

Este distrito se ubica en la zona de bajo metamorfismo occidental, zona formada por esquistos y cuarcitas *l.s.*, en la que se localizan por una parte, bancos de metavolcanitas y por otro, los intrusivos tonalíticos pre-cinemáticos La Verbena y Bemberg (Sato *et al.* 1996).

Las metavolcanitas, dacíticas con tendencia riodacítica, son frecuentemente subconcordantes y se disponen en bancos de 30-50 cm hasta 1-3 m de potencia y lar-

gos entre decenas y centenas de metros, los que por su dureza y color blanco-amarillento resaltan respecto de las rocas de caja. Poseen una textura blastoporfírica, con 10-15% de blastofenocristales de cuarzo, plagioclasa, micas y microclino, en una matriz recrystalizada constituida por cuarzo, plagioclasa, muscovita, biotita, escaso feldespato potásico, epidoto y zircón.

Los esquistos que conforman esta área varían según fuera su protolito, pelítico o psamítico, en filitas, esquistos biotíticos, esquistos cuarzo muscovíticos y cuarcitas. En las filitas y en los esquistos el mineral más abundante es el cuarzo, seguido por muscovita-sericita, biotita y clorita y como minerales accesorios epidoto y limonitas. El grado metamórfico es el de esquistos verdes, aunque se han observado esquistos con finas agujas de sillimanita entre granos de cuarzo y cuarzo-muscovita que indicarían facies anfíbolita. Las rocas están muy deformadas con desarrollo de estructuras penetrativas observables tanto macro como microscópicamente. En algunos cortes delgados se puede ver el desarrollo de más de un clivaje, en el caso de esquistos biotíticos la sobreposición llevó a crenulación. En los bancos de cuarcitas masivas quedan relictos de estructuras sedimentarias (Reichel 1994).

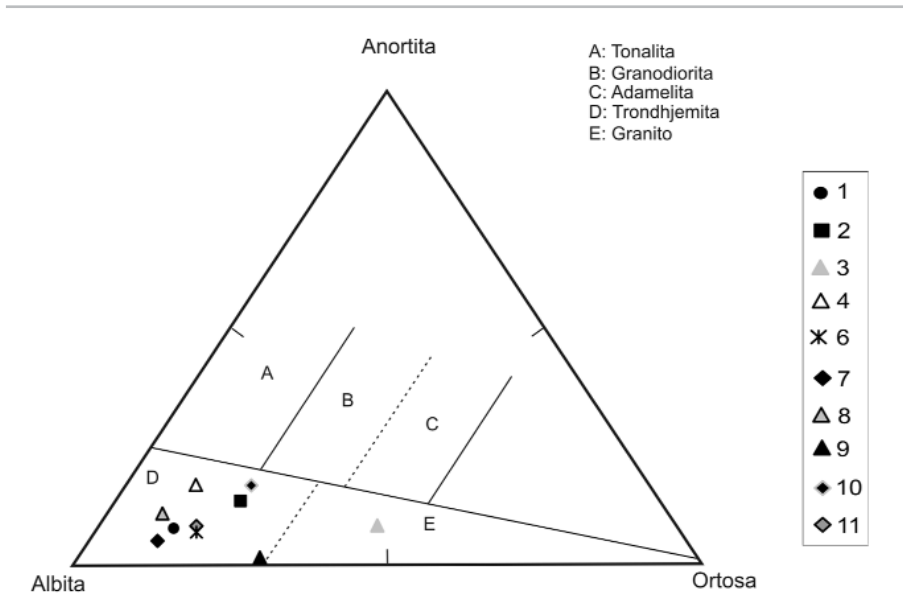


Figura 5: Diagrama de clasificación de Baker (1979). La mayoría de las rocas aquí consideradas ocupa el campo de las trondhjemitas

En esta zona, los plegamientos son muy marcados (por ej. cerro de La Cal), las diferentes rocas se han plegado según su tenacidad, dando sensación de escurrimiento entre ellas.

Las manifestaciones scheelíticas en esta zona corresponden a mantos conformados por cuarzo en caja de esquistos biotíticos y son La Media Luna, Don Manuel, Pringles, etc. cuya relación espacial y genética con las metavolcanitas aún no está definida.

LAS EXHALITAS

En algunos tipos de yacimientos, tales como los sulfuros masivos volcanogénicos (VMS), es común la actividad exhalativa en las que emanan elementos tales como B, F, etc. y en los que son frecuentes los halos de manganeso (Stumpfl 1979). Las exhalitas halladas en el área de trabajo corresponden a turmalinitas y cuarcitas spessartínicas (*coticule*) y son parte del ambiente volcánico - hidrotermal sinsedimentario de la Formación San Luis.

Las turmalinitas fueron definidas por Slack (1982, 1996) como rocas con más de 20% de turmalina. Frecuentemente están asociadas a diferentes tipos de yacimientos estratoligados, especialmente de tipo SED-DEX y VMS (Slack 1996, Henry y Du-

trow 1996), como así también a mineralizaciones de wolframio volcanogénico (Barnes 1983, Appel 1986, Raith 1988, 1991, Leake *et al.* 1989).

Las turmalinitas de la Pampa del Tamboreo (Fig. 3a y b) son concordantes con los esquistos biotíticos y se encuentran entre los distritos scheelíticos de Los Cocos y Carlito. Contienen entre 70 y 80% de turmalina, junto a cuarzo, muscovita, grafito, rutilo y piritita (Fig. 3c). Las turmalinas son zonales y sus composiciones oscilan entre dravitas aluminíferas y "oxy-dravitas" con $Al/(Al + Fe + Mg) = 0,71-0,74$ y $Mg/(Mg + Fe) = 0,64-0,71$ (Henry y Brodtkorb 2006). Es de destacar que contienen granos de turmalina detrítica de entre 20 y 30 m, de composición química diferente a las de la turmalina hospedante (Fig. 4) correspondiendo a "oxy-dravita" rica en Ca ($Mg/(Mg + Fe) = 0,90$).

Las cuarcitas spessartínicas fueron denominadas como *coticule*, término acuñado por Renard (1878), para denominar a ciertas rocas del macizo de Stavelot (Bélgica) que por su fina granulometría y contenido en granates eran usadas como piedra de afilar.

Las cuarcitas spessartínicas (Figs. 3c y f) del yacimiento La Higuera (Fernández *et al.* 1994) están asociadas a los esquistos biotíticos inmediata- y paralelamente a

las metavolcanitas scheelíticas de la mina El Araucano. Los granates son fuertemente zonados con núcleos de entre 44 y 52% mol de spessartina disminuyendo marcadamente hacia los bordes (23 a 38% mol) lo que está contrarrestado con los valores de FeO. El Ca sigue el mismo patrón que el MnO, y el MgO no fluctúa mayormente (Fernández 1994). En granates analizados en una metavolcanita de la mina Reinita el valor del MnO también es relativamente alto, y la relación alm/spess es aproximadamente =1, lo cual indica un aporte anormal de manganeso como halo primario del proceso exhalativo.

Las cuarcitas spessartínicas halladas entre el río de La Carpa y el arroyo de La Torre (Herrmann y Fernández Tasende 2000) se localizan también concordantemente entre las filitas de la Formación San Luis, mientras que las de la mina La Rioja están asociadas a esquistos biotíticos y metavolcanitas (Ramos *et al.* 1997).

GEOQUÍMICA DE LAS METAVOLCANITAS

Se han analizado los elementos mayoritarios (en %) y trazas (en ppm) de 10 muestras de rocas correspondientes a metadacitas previamente descritas, cuyos valores se presentan en el Cuadro 1. Los análisis fueron realizados en los laboratorios Actlabs, Canadá, sobre muestras seleccionadas. Las localidades de muestreo están indicadas en la figura 1. La muestra de Pancanta es la misma que se utilizó para la determinación geocronológica.

Las metavolcanitas corresponden a rocas ácidas, con alta sílice, mayor de 73% SiO₂. Son peraluminosas (Fig. 4), y las relaciones entre los álcalis revelan un marcado enriquecimiento de Na₂O con respecto a K₂O, con la excepción de dos muestras cuyo enriquecimiento es menor 0,73 y 1,5 respectivamente. La relación Na₂O/K₂O varía entre 2 y 5,1. Por esta causa no es conveniente utilizar el diagrama de clasificación TAS, ya que no discrimina entre riolitas y dacitas, en cambio se utiliza la clasificación de Barker (1979) que con-

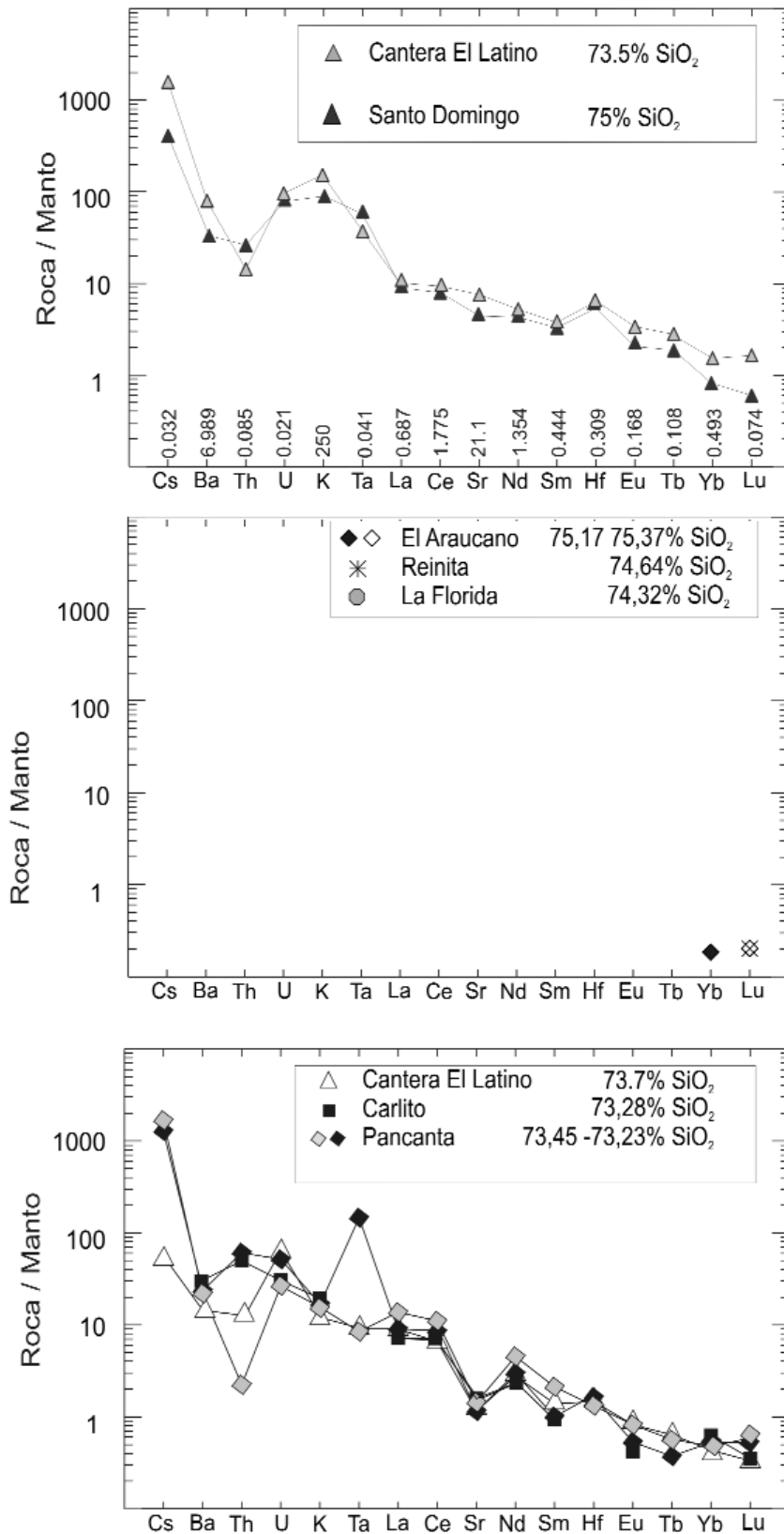


Figura 6: Diagrama normalizado a manto de elementos traza. Los valores de normalización se encuentran al pie del diagrama.

sidera las cantidades normativas proporcionales de albita (Ab), anortita (An) y ortosa (Or). En el diagrama se observa que las rocas se concentran en el campo de las trondhjemitas (Fig. 5). El conjunto posee muy bajos valores de FeO + MgO entre 0,63 y 1,46, de TiO₂ (<0,09) y de P₂O₅ (<0,11%).

En general, los elementos traza muestran bajas concentraciones de Sr < 252 ppm, con la excepción de una muestra (364 ppm), de Zr < 70 ppm, y de Y < 18 ppm, del mismo modo, las relaciones Sr/Y fluctúan entre 9,1 y 45,5. El Th exhibe una notable dispersión con concentraciones que varían entre 0,9 a 13,5 ppm, comportamiento también observado en el Ba con oscilaciones entre 153 y 639 ppm. Por otro lado están enriquecidas en elementos de alto potencial iónico como Ta y Hf así como en U y Cs.

Los rocas analizadas fueron graficadas en el diagrama multielemento de Sun y McDonough (1989). Con fines comparativos se presenta el diagrama en tres figuras equivalentes para destacar las variaciones (Fig. 6). Si se observan ambos gráficos se advierte que en conjunto muestran un moderado enriquecimiento. Si bien algunos elementos están enriquecidos como el Cs, el U y el Ta, otros elementos lo están ligeramente en aquellas volcanitas con bajos valores de tierras raras livianas e intermedias como La, Ce, Nd y Sm, y viceversa, menos en aquellas con valores más altos de tierras raras livianas e intermedias, como por ejemplo el Sr y el Hf. La relación Eu/Eu* en las metadacitas es cercana a 1. En las rocas que tienen anomalías negativas se observa que se corresponde con menor concentración de Sr, lo que indica su relación con la presencia de plagioclasa cálcica en la restita. Los elementos de tierras raras son útiles para informar las condiciones en la fuente y hacer apreciaciones de la composición de ésta en relación con la presión, por ello, se realizó un diagrama normalizado a manto primordial distribuido en dos figuras (Figs. 7a y b), en las que se distingue que estas rocas constituyen dos grupos principales, uno de los cuales se

CUADRO 1: Composición química de las metavolcanitas de la provincia de San Luis.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	74,32	73,28	73,50	73,72	74,64	75,17	75,37	75,00	73,45	73,23
Al ₂ O ₃	14,84	15,56	14,67	15,00	15,43	15,12	15,05	15,92	15,08	14,87
Fe ₂ O ₃	0,71	1,08	0,88	1,25	0,71	0,79	0,59	0,63	1,05	1,14
MnO	0,139	0,11	0,095	0,096	0,080	0,102	0,102	0,019	0,084	0,080
MgO	0,15	0,24	0,14	0,34	0,09	0,13	0,10	0,13	0,25	0,09
CaO	0,99	1,65	1,09	1,96	0,93	0,69	1,26	0,08	1,99	0,93
Na ₂ O	5,55	4,31	3,35	4,65	4,87	5,69	5,21	4,01	4,01	4,87
K ₂ O	1,40	2,01	4,57	1,21	1,63	1,25	1,01	2,68	1,98	1,63
TiO ₂	0,016	0,06	0,030	0,097	0,013	0,017	0,010	0,025	0,063	0,013
P ₂ O ₅	0,03	0,10	0,06	0,11	0,03	0,05	0,03	0,06	0,11	0,03
LOI	0,81	1,02	0,75	0,75	1,06	0,82	0,80	1,44	0,93	1,06
Total	98,96	99,42	99,08	99,18	99,48	99,93	99,99	99,94	98,97	99,04
Ba	190	639	547	367	259	194	153	228	501	505
Y	13	18	10	15	8	8	7	6	16	13
Zr	29	70	30	29	30	30	30	27	62	70
Cs	3	n.d.	50	5	6	4	4	13	75	60
Hf	2,3	n.d.	2,0	2,6	1,9	2,4	2,2	1,8	2,4	2,8
Sr	224	188	157	139	187	364	252	92	146	146
Rb	66	87	193	60	70	59	40	126	88	128
Sc	0,91	2,6	1,68	4,79	0,66	0,70	0,55	1,02	2,85	2,99
Ta	2,2	n.d.	1,5	1,6	2,6	1,1	2,0	2,3	1,4	1,3
Th	1,0	12,0	1,2	4,0	1,2	1,2	0,9	2,2	1,0	13,5
U	2,0	2	2,0	3,8	3,0	1,6	2,2	1,7	1,8	3,0
La	1,36	21	7,4	22,2	2,75	2,10	1,78	6,37	34,6	23,8
Ce	3	53	17	50	6	4	4	13	75	60
Nd	2	16	7	21	3	3	3	6	28	19
Sm	0,85	2,6	1,76	3,60	0,84	1,00	1,19	4,64	5,00	2,73
Eu	0,35	0,5	0,56	0,87	0,38	0,26	0,33	0,34	0,89	0,62
Tb	0,3	-	0,3	0,5	0,2	0,1	0,2	0,2	0,4	0,3
Yb	0,83	2	0,74	1,25	0,29	0,25	0,41	4,00	1,79	1,86
Lu	0,13	0,2	0,12	0,19	0,04	0,04	0,04	0,04	0,30	0,27

Localidades: 1) La Florida; 2) Carlito, 3 y 4) Cantera de las El Latino; 5) Reinita; 6 y 7 El Araucano, 8) Sto. Domingo; 9 y 10) Pancanta.

caracteriza por un ligero enriquecimiento en tierras raras livianas, mientras que en ambos grupos se mantiene relativamente constante el comportamiento de las tierras raras pesadas. Este hecho se observa con claridad al considerar las relaciones entre tierras raras livianas y pesadas $(La/Yb)_n$ del primer grupo las que varían entre 5,53 y 12,73 y son interpretadas como fusión a partir de una fuente estacionada a presión intermedia. Por otro lado, las concentraciones de $(La/Yb)_n$ comprendidas entre 1,05 y 2,86, sensiblemente menores, con menor fraccionamiento, están indicando condiciones de presión durante la fusión, algo más baja, o bien alguna variación en la composición de la fuente y/o el porcentaje de fusión.

En la figura 8 $(La/Yb)_n$ vs. Yb_n , las rocas

se distribuyen y se superponen parcialmente con los campos correspondientes a rocas dacíticas (ITD) con alta alúmina, de edad arqueana y paleozoica mencionadas en la literatura (Drummond y Defant 1990). Complementario de este diagrama es la proyección (Sr/Y) vs Y (Fig. 9), en la que se han dibujado las curvas correspondientes a dos tipos de fundidos, uno derivado de una fuente arqueana de composición máfica, y otro MORB, considerando en ambos casos dos tipos de residuos, uno consiste en eclogita cuarzosa y el otro en una anfibolita con un 10% de granate (Drummond y Defant 1990). Las rocas motivo de este trabajo se distribuyen en el campo de los fundidos máficos arqueanos y se superponen con rocas similares de edad arqueana o paleozoica de

alta alúmina, sin llegar al campo de las rocas andesítico-dacítico-riolíticas (ADT) de los arcos de isla.

SÍNTESIS PETROLÓGICA

La información derivada de la petrografía permite corroborar un origen volcánico para estas rocas, correspondiendo a las partes distales del proceso volcánico. La textura original es porfírica con fenocristales o fragmentos de cristales de plagioclasa, cuarzo y feldespatos alcalino como minerales principales. Los feldespatos en la mayoría de las muestras mantienen su hábito tabular, a pesar de la deformación sobrepuesta. Suelen encontrarse formas elipsoidales o elongadas compuestas casi exclusivamente por cris-

tales pequeños de cuarzo, muy recristalizados, con generación de puntos triples entre individuos, los que sugieren que se trataban originalmente de fragmentos pumíceos.

La clasificación modal de estas rocas nos conduce a considerarlas mayoritariamente de composición dacítica por su predominio en plagioclasa, si bien se advierten tendencias riolítico-riodacíticas por un aumento en la cantidad de feldespato potásico. Los cristales de mayor tamaño pueden presentarse aislados y dispuestos de manera subparalela entre sí; característica propia de fundidos viscosos cuyo desplazamiento está controlado por flujo laminar, como ocurre en las rocas piroclásticas.

Si se añade a la petrografía el conjunto de la información química, es posible interpretar que estas rocas forman una serie comagmática con ciertos contrastes geoquímicos. Constituyen un conjunto con altos valores de SiO_2 , Al_2O_3 y Na_2O , mientras que se encuentran marcadamente empobrecidas en TiO_2 y con bajos # MgO (23 a 8). Si se tiene en cuenta sus relaciones normativas (Fig. 5), estos datos conducen a clasificarlas como trondjemitas con alta Al_2O_3 . Por otro lado, los elementos traza y tierras raras se distribuyen en dos grupos, uno de los cuales se caracteriza por relaciones más altas de $(\text{La}/\text{Yb})_n$ que el otro. Algo similar es el comportamiento de la relación Sr/Y vs. Y , como se advierte en la figura 9 las rocas se superponen parcialmente con otras similares de edad arqueana o paleozoica de alta alúmina. Si se comparan estas volcanitas en su relación $\text{Yb}+\text{Ta}$ vs. Rb con provincias riolítico-graníticas de la literatura (Fig. 10), las mismas se superponen principalmente con los representantes efusivos de intraplaca.

Los valores de los elementos traza, las relaciones de Eu/Eu^* , así como el marcado empobrecimiento de titanio lleva a considerar como muy factible la proveniencia de estas rocas a partir de una fuente con un residuo restítico formado por anfíbol, plagioclasa cálcica y un porcentaje de granate, por lo que el anfíbol

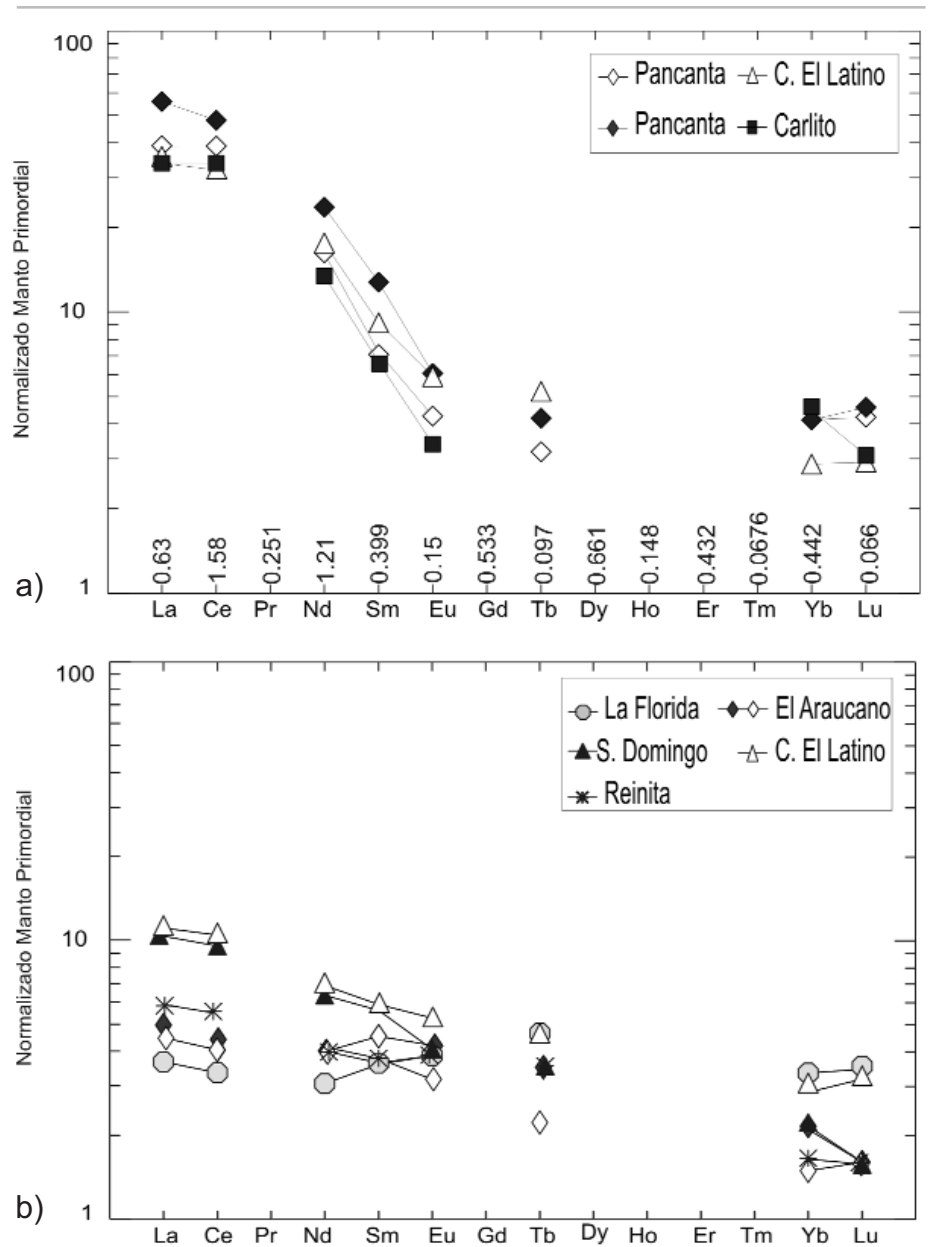


Figura 7: a y b) Diagrama de elementos de tierras raras normalizado a manto primordial. Los valores de normalización se encuentran en la figura 7 a.

como residuo en la fuente, podría ser una explicación para el marcado empobrecimiento en titanio.

Todas estas características así como la edad cámbrica, permite interpretar a estas dacitas como parte de un grupo de rocas todavía no totalmente conocido en todos sus aspectos petrogenéticos: la serie trondjemita-tonalita-dacita (TTD), originalmente definida por Barker (1979). Son diversas las hipótesis postuladas para su origen; las más factibles a ser tomadas

en cuenta en este caso pueden ser: 1) colisión de una dorsal centro oceánica con una zona de subducción continental (Thorkelson y Taylor 1989, Gorrington y Kay 2001, Thorkelson y Breitsprecher 2005), 2) generación de magma a partir de la fusión parcial de una fuente de composición originariamente basáltica pero transformada con posterioridad en anfibolita o eclogita (piso oceánico metamorfozado), es decir fusión de corteza oceánica joven en una zona de subducción (Drum-

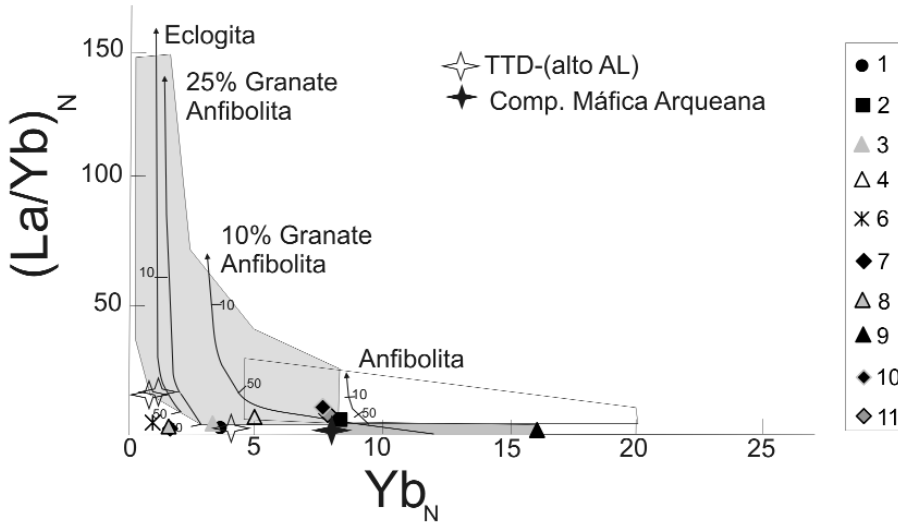


Figura 8: Yb_n vs. $(La/Yb)_n$, valores normalizados a condrito de acuerdo a Drummond y Defant (1990). El campo gris corresponde a las TTG (trondjemita-tonalita-granodiorita) de edad arqueana. El campo blanco a rocas similares post arqueanas y el campo delgado gris oscuro a valores de MORB.

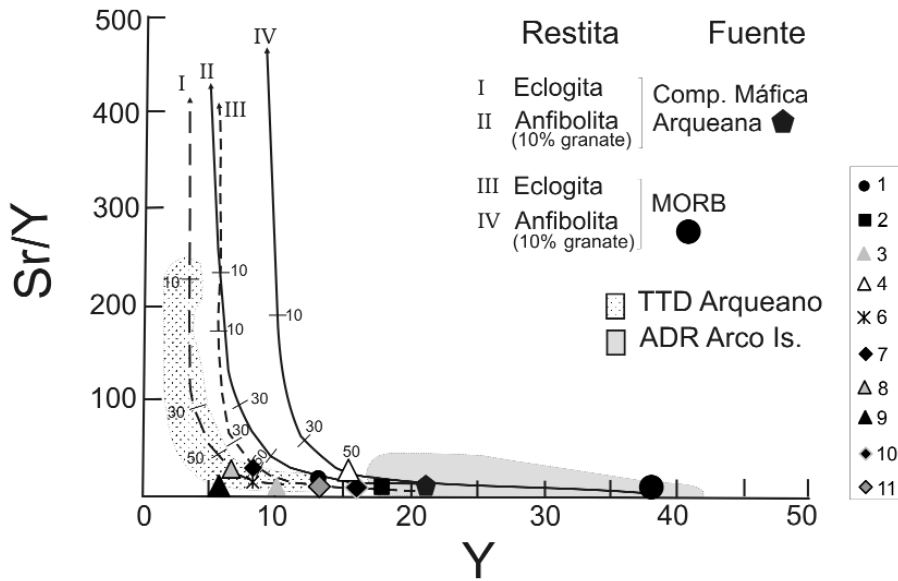


Figura 9: Y (ppm) vs Sr/Y de acuerdo a Drummond y Defant, 1990. Se han dibujado en el diagrama, en gris el campo de las rocas fraccionadas representativas de arcos de islas, y en punteado el campo de las TTD de alta alúmina tanto arqueanas como cenozoicas (por razones gráficas este campo está parcialmente señalado). Las curvas representan el porcentaje de fusión parcial.

mond y Defant 1990), y 3) generación de fundidos por fusión de corteza inferior de composición máfica (Atherton y Petford 1993). Se estima que esta última hipótesis se ve favorecida en particular por su edad cámbrica, al considerar su fusión asociada a procesos extensionales posteriores a la orogenia pampeana, cuyo pico metamórfico determinado en monacitas

fue establecido en 522 ± 8 Ma (Rapela *et al.* 1998).

El origen y la evolución del magmatismo félsico son difíciles de determinar debido a la posibilidad de interacción entre numerosas fuentes, procesos de cristalización fraccionada y contaminación, entre otros. El conjunto de evidencias geológicas descriptas determina el ambiente tec-

tónico de estas rocas como relacionadas a extensión, de acuerdo a como se plantea en el esquema de la figura 11. Las mismas atestiguan un activo sistema hidrotermal con aporte de calor magmático, de manera tal de permitir la circulación de gases o soluciones acuosas y consecuentemente establecer la formación de depósitos exhalativos de W.

CONSIDERACIONES FINALES

Los diversos grados metamórficos reconocidos en el basamento llevaron a plantear en el pasado dos modelos para su interpretación, a) desde una única secuencia sedimentaria con apretadas variaciones metamórficas y la yuxtaposición de niveles profundos con otros superficiales, o, b) un modelo con una discordancia entre las distintas unidades, en donde las zonas de bajo metamorfismo corresponderían a otro evento.

La ubicación geotectónica de estas metavolcanitas las sitúa en un ambiente extensivo cuya edad U-Pb, sobre zircones, fue determinada en 529 ± 12 Ma (Söllner *et al.* 1999).

Por otra parte, en la Formación Conlara (provincia de San Luis) se encuentran ortoanfibolitas que se extienden hacia el norte a lo largo de unos 300 km hasta Cruz del Eje (provincia de Córdoba). Estas ortoanfibolitas fueron datadas con una edad modelo de 1100-1300 Ma (mesoproterozoica) y una isócrona de referencia (Nd/Sm) que ha permitido obtener una edad de 660 Ma (Brodtkorb *et al.* 2006). A su vez se ha determinado que las ortoanfibolitas provienen de volcanitas básicas geoquímicamente asimilables a arco de islas.

El conjunto de evidencias reconocidas demuestra que se trata de dos ciclos diferentes. Cabe recordar que las metavolcanitas ácidas se encuentran únicamente en las zonas de bajo metamorfismo, las que solo han sufrido los efectos del ciclo famatiniano.

Rocas magmáticas de composición y edad similar a las aquí tratadas se encuen-

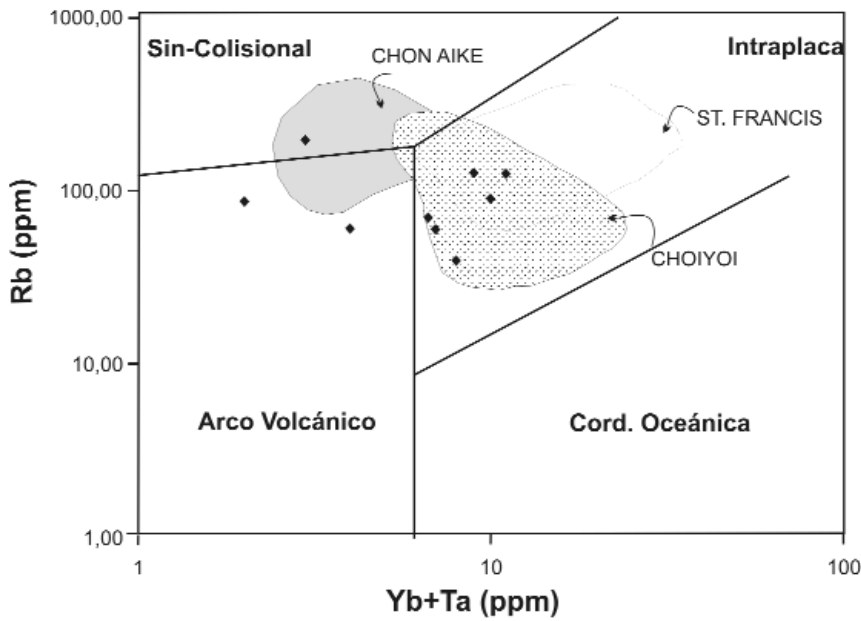


Figura 10: Yb+Ta vs Rb (ppm) de acuerdo a Pearce *et al.* (1984). En el diagrama se han dibujado con fines comparativos los campos de Chon Aike, St. Francis y Choiyoi, tomados de Kay *et al.* (1989).

tran en la sierra norte de Córdoba - Santiago del Estero (Schwartz *et al.* 2008) y en testigos de una perforación en la bahía San Sebastián (Tierra del Fuego) cuya edad sobre zircones fue determinada en $529 \pm 7,5$ Ma.

En el área de Mount Wright, New South Wales, Australia (Crawford *et al.* 1997), se conocen rocas del Cámbrico, Formación Cymbric Vale, de edad SHRIMP 525 Ma, correspondientes al Grupo Gnalta, de análoga edad y composición que las volcanitas aquí descritas. Están constituidas por tobas félsicas además de rocas sedimentarias mayormente pelíticas. Las tobas son riolíticas, vítreas y cristalovítreas; los fenocristales son fragmentos angulosos de cuarzo y de plagioclasa albitizada y, además, se observan trizas de vidrio bien preservadas, reemplazadas por un fino agregado cuarzo-feldespático.

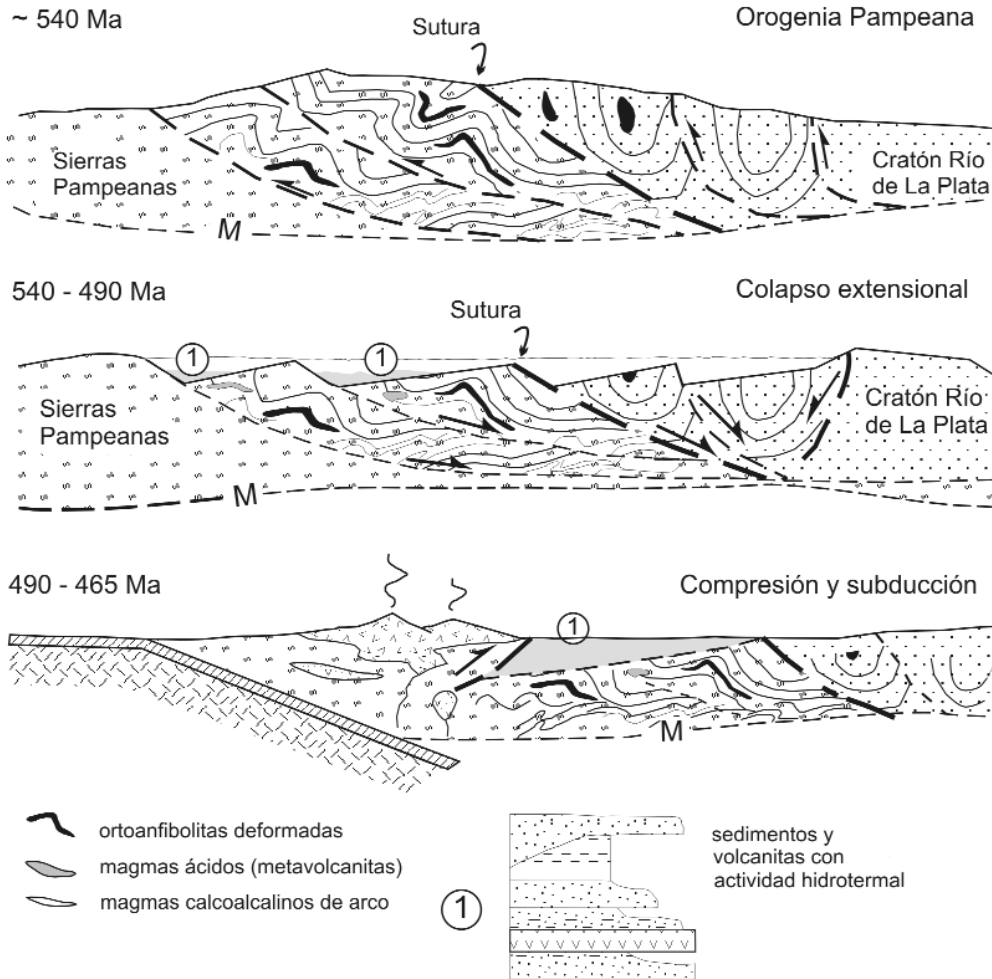


Figura 11: esquema de evolución tectónica de las Sierras Pampeanas durante el Paleozoico inferior (véase discusión en el texto).

CONCLUSIONES

- Las metavolcanitas son concordantes con las filitas y los esquistos, y fueron plegadas conjuntamente, por lo que son sin-sedimentarias. Se destaca la acción metamórfica sobrepuesta del ciclo famatiano. Estas metavolcanitas, asociadas a scheelita (Au, Sb, Bi), fueron halladas solamente en la Formación San Luis. Son rocas ácidas y corresponden a depósitos de flujos piroclásticos (¿y lavas?) dispuestas en finos estratos de algunos milímetros a pocos centímetros de ancho y metros de extensión y bancos de hasta 6 m de espesor y cientos de metros de largo. Pertenecen a un sistema volcánico-hidrotermal a los que conciernen las mineralizaciones scheelíticas presentes: a) en las mismas metavolcanitas (ej. La Florida, La Teodolina, Reinita, La Rioja, El Araucano, Santo Domingo) y b) en las rocas aledañas, como ser cuarcitas (ej. Los Cocos - El Álamo, Clyde). Se considera que donde se hallan 2 ó 3 bancos, éstos corresponden originariamente a diferentes depósitos de flujos piroclásticos y a su vez éstos pudieron haber tenido distintos alcances en su extensión. Ciertas variaciones geoquímicas que se advierten en los diagramas presentados pueden atribuirse a diferencias locales de proveniencia del magma.

- La relación entre las metavolcanitas ácidas con scheelita asociada y las ortoamfibolitas, que también son portadoras de minerales de wolframio, pero con un intervalo eruptivo de más de 100 Ma, podría explicarse en las soluciones corticales muy ricas en volátiles que afectaron a ambas secuencias.

- La zona de bajo metamorfismo se caracteriza por una litología con mayor cantidad de cuarcitas, lo que se interpreta como una mayor madurez de los protolitos sedimentarios que probablemente reflejan un ambiente más estable.

- Las expresiones exhalativas del sistema produjeron las rocas que luego, afectadas por metamorfismo, dieron origen a las turmalinitas y cuarcitas spessartínicas (*co-ticule*).

- La reconstrucción de la paleogeografía proterozoico-cámbrica, si bien todavía no totalmente resuelta, presenta evidencias que indican una actividad volcánica ácida de similares características a las de Australia, Nueva Zelanda y Antártida.

AGRADECIMIENTOS

Los autores de este trabajo agradecen las sugerencias brindadas por los doctores V. Ramos, G. Vujovich y J. Otamendi.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Appel, P.W.U. 1986. Stratabound scheelite in the Archean Malene supracrustal belt, West Greenland. *Mineralium Deposita* 21: 207-215.
- Atherton, M.P. y Petford, N. 1993. Generation of sodium - rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature* 362: 144-146.
- Barker, F. 1979. Trondhjemites: definitions, environment and hypothesis of origin. En Barker, F. (ed.) *Trondhjemites, dacites and related rocks*, Elsevier: 1-12.
- Barnes, R.G. 1983. Stratiform and stratabound tungsten mineralization in the Broken Hill block. *N. S. W. Journal of the Geological Society of Australia* 30: 225-239.
- Brodtkorb, M.K. de y Brodtkorb, A. 1999. Yacimientos de scheelita asociados a amfibolitas y rocas silicáticas, San Luis. En Zappettini; E.O. (ed.) *Recursos Minerales de la República Argentina, SEGEMAR, Anales* 35: 257-269, Buenos Aires.
- Brodtkorb M.K. de y Ortiz Suárez, A. 1999. Ambiente geológico de formación de los yacimientos de wolframio de San Luis. En Zappettini; E.O. (ed.) *Recursos Minerales de la República Argentina, SEGEMAR, Anales* 35: 227-231, Buenos Aires.
- Brodtkorb, M.K. de, Pezzutti, N. y Dalla Salda, L. 1984. Presencia de vulcanismo ácido en el Precámbrico de la provincia de San Luis. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 181-190, Buenos Aires.
- Brodtkorb, M.K. de, Pezzutti, N., Brodtkorb, A. y Schidowski, M. 1985a. Tourmaline-schists and their relationship to precambrian scheelite deposits from the San Luis province, Argentina. *Monograph series on Mineral Deposits* 25: 151-160, Gebrüder Bornträger.
- Brodtkorb, M.K. de, Pezzutti, N. y Brodtkorb, A. 1985b. La franja con mineralización scheelítica entre el dique La Florida y Paso del Rey, provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40(1-2): 51-59.
- Brodtkorb, M.K. de, Fernández, R., Pezzutti, N. y Ametrano, S. 1995. Exhalites associated with scheelite deposits in Argentina. 3° Biennial SGA Meeting: 221- 224, Praga.
- Brodtkorb, M.K. de, Fernández, R. y Pezzutti, N. 1999. Yacimientos de wolframio asociados a metavolcanitas y metasedimentitas. En Zappettini; E.O. (ed.) *Recursos Minerales de la República Argentina, SEGEMAR, Anales* 35: 323-335, Buenos Aires.
- Brodtkorb, M.K. de, Osters, H., Pezzutti, N. y Tassinari, C. 2006. Sm/Nd and K/Ar data from W-bearing amphibolites of Eastern Pampean Ranges, San Luis and Córdoba, Argentina. 5° South American Symposium on Isotope Geology, 478-482.
- Brogioni, N. 1991. Caracterización geológica y geoquímica del batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, San Luis, Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas: 766-770.
- Brogioni, N. 1993. El batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, San Luis: geocronología Rb/Sr y ambiente tectónico. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 54-60, Mendoza.
- Crawford, A.J., Stevens, B. y Fanning, M. 1997. Geochemistry and tectonic setting of some Neoproterozoic and Early Cambrian volcanics in Western New South Wales. *Australian Journal of Earth Sciences* 44: 831-852.
- Drummond, M.S y Defant, M.J. 1990. A Model For Trondhjemite-Tonalite-Dacite Genesis and Cristal Growth Via Slab Meeting: Archean to Modern Comparisons. *Journal of Geophysical Research* 95(B13): 21503-21521.
- Fernández, R. 1994. Composición química de minerales seleccionados de la "Faja Filítica Oriental" de las sierras de San Luis. Argentina. 2a Reunión de Mineralogía y Metalogía. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación 3: 77-87, La Plata.
- Fernández, R., Pezzutti, N. y Brodtkorb, M.K. de 1991. Geología, petrografía y yacimientos entre Pampa del Tamboreo - Paso del Rey - Santo Domingo, provincia de San Luis. En Brodtkorb, M.K. de (ed.) *Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San*

- Luis y Córdoba, Argentina. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación 1: 153-170, La Plata.
- Fernández, R., Pezzutti, N., Brodtkorb, M.K. de y Paar, W. 1994. Cuarzitas spessartínicas (*coticule*) del yacimiento scheelítico La Higuera, provincia de San Luis. 2° Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación 3: 89-100, La Plata.
- Gorring, M.L. y Kay, S.M. 2001. Mantle Processes and Sources of Neogene Slab Window Magma from Southern Patagonia, Argentina. *Journal of Petrology* 42(6): 1067-1094.
- Hack, M., Brodtkorb, M.K. de, Höll, R. y Brodtkorb, A. 1991. Geología y consideraciones genéticas de los yacimientos entre el dique La Florida y Pampa del Tamboreo, provincia de San Luis. En Brodtkorb, M.K. de (ed.) Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina, Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación 1: 113-152, La Plata.
- Hautzenberger, Ch., Mogessi, A., Hoinkes, G., Felfernig, A., Bjerg, E., Kostadinoff, J., Delpino, S., Dimieri, L. y Raniolo, A. 1998. Metamorphic evolution of the southern part of the Sierras de San Luis, Argentina. 4ª Reunión de Mineralogía y Metalogénesis, Actas: 121-130, Bahía Blanca.
- Henry, D. y Brodtkorb, M.K. de 2006. The tourmalinites from the Pampa del Tamboreo, San Luis: chemical aspects. 8° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 105-110, Buenos Aires.
- Henry, D.J. y Dutrow, B.L. 1996. Petrologic Aspects of Metamorphic Tourmaline. En Anovitz, L. y Grew, E. (eds.) Boron: Mineralogy, Petrology, and Geochemistry in the Earth's Crust, *Reviews in Mineralogy* 33: 503-557.
- Herrmann, C. y Fernández Tasende, J. 2000. Observaciones geológicas en el sector comprendido entre el río de la Carpa y arroyo de La Torre, sierra de San Luis. *Mineralogía y Metalogenia*, Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación 6: 199-205, La Plata.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P., 1989. Late paleozoic to jurassic silicio magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology*, 12: 324-328.
- Leake, R.C., Fletcher, C.J.N., Haslam, H.W., Khan, B. y Shakirullah, R. 1989. Origin and tectonic setting of stratabound tungsten mineralization within the Hindu Kush of Pakistan. *Journal of the Geological Society* 146: 1003-1016, London.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lamayre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Strekeisen, A., Woolley, A. R. y Zanettin, B. 1989. Classification of igneous rocks and glossary of terms, Blackwell, 193 p., Oxford.
- Llambías, E.J., Cingolani, C., Varela, R., Prozzi, C., Ortiz Suárez, A., Toselli, A. y Saavedra, J. 1991. Leucogranitos sin-cinemáticos ordovícicos en la sierra de San Luis. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas: 187-191.
- Llambías, E.J., Quenardelle, S., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C. 1996. Granitoides sin-cinemáticos de la Sierra Central de San Luis. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 487-496, Buenos Aires.
- Llambías, E.J., Sato, A.M., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C. 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) The proto-andean margin of Gondwana, The Geological Society, Special Publication 142: 325-341, London.
- López de Luchi, M. 1987. Caracterización geológica y geoquímica del Plutón de la Tapera y del Batolito de Renca, Sierra de San Luis. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4:84-88, Tucumán.
- Ortiz Suárez, A. y Ramos, G. 1990. Estructura del perfil Santo Domingo- La Arenilla, provincia de San Luis, República Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 387-390, San Juan.
- Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. y Llambías, E.J. 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. Museo Nacional de Ciencias Naturales, Estudios Geológicos 48(5-6): 269-277, Madrid.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G. 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 24: 956-983.
- Prozzi, C. y Ortiz Suárez, A. 1994. Rocas metamórficas de bajo grado en las Sierras Pampeanas (Argentina). 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1167-1171.
- Prozzi, C. y Ramos, G. 1988. La Formación San Luis. 1° Jornadas de Trabajo de Sierras Pampeanas, 1 p., San Luis.
- Quenardelle, S.M. 1993. Caracterización geológica-petroológica del granito San José del Morro, Provincia de San Luis. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 61-67, Mendoza.
- Raith, J.G. 1988. Tourmaline rocks associated with stratabound scheelite mineralization in the Austroalpine crystalline complex, Austria. *Mineralogy and Petrology* 39: 265-288.
- Raith, J.G. 1991. Stratabound tungsten mineralizations in regional metamorphic calc-silicate rocks from the Austroalpine crystalline complex, Austria. *Mineralium Deposita* 26: 72-80.
- Ramos, G., Ortiz Suárez, A. y Malvicini, L. 1997. Características del protolito de las metamorfitas de bajo grado, portadoras de granates ferromanganesíferos y scheelita en el área de Paso del Rey, San Luis, Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1478-1482.
- Ramos, V., Munizaga, F. y Kay, S.M. 1991. El magmatismo Cenozoico a los 33° de latitud: geocronología y relaciones tectónicas. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 892-896.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C.M. 1989. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) The Proto-Andean Margin of Gondwana. The Geological Society of London, Special Publication 142: 181-218.
- Reichert, W. 1994. Geologie und Geochemie des Pancantatales in der Provinz San Luis, Argentinien. Tesis de Licenciatura. Universidad de Munich (Inédito), 72 p., München.
- Renard, A. 1879. Sur la structure et la composition mineralogique du . Cour. Mem. Sav. Etr. Academie Royal de Belgique, XLI : 16 C.
- Sánchez, V., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C. 1996. Geología y petrografía de la tonalita Bemberg, Provincia de San Luis. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 669-677, Buenos Aires.
- Sato, A.M. 1993. Deformación de la tonalita precinemática de Las Verbenas, Sierra de San Luis, Argentina. Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata, Actas 1-25, La Paloma.
- Sato, A.M., González, P. y Llambías, E. 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en la

- Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 4: 487-504.
- Sato, A.M., Ortiz Suárez, A., Llambías, E.J., Cavarozzi, C.E., Sanchez, V., Varela, R. y Prozzi, C. 1996. Los plutones pre-oclóyicos del sur de la Sierra de San Luis: Arco magmático al inicio del ciclo Famatiniano. 13° Congreso Geológico Argentino y 3er Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 259-272, Buenos Aires.
- Sims, J., Stuart-Smith, P., Lyons, P. y Skirrow, R. 1997. Informe geológico y metalogénico de las Sierras de San Luis y Comechingones. Provincias de San Luis y Córdoba. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Nacional de Geología y Minería, Anales 28, 148 p., Buenos Aires.
- Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G. y Miró, R. 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: Implications for the Palaeozoic tectonic-evolution of the western Gondwana margin. En Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The Proto-Andean margin of Gondwana*, The Geological Society, Special Publication 142: 259-281, London.
- Shand, S.J. 1947. *Eruptive rocks*. John Wiley and Sons, 448 p., New York.
- Slack, J.F. 1982. Tourmaline in Appalachian-Caledonian massive sulphide deposits and its exploration significance. *Institute of Mining and Metallurgy*, 91, B (Applied Earth Science), B81-B89, London.
- Slack, J.F. 1996. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. En Grew, E.S. y Anovitz, L.M. (eds.) *Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry*. MSA Reviews in Mineralogy 33: 559-644.
- Sleep, N.H. y Windley, B.F. 1982. Archean plate tectonics: constraints and inferences. *Journal of Geology* 90: 363-379.
- Söllner, F., Brodtkorb, M.K. de, Miller, H., Pezzutti, N. y Fernández, R. 1999. U-Pb age determinations on zircons of metavolcanic rocks from de Sierra de San Luis, Argentina, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(1-2): 15-22.
- Sun, S.S. y Mc Donough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En Saunders, A.D. y Norry, M.J. (eds.) *Magmatism in ocean basins*, The Geological Society of London, Special Publication 42: 429-448.
- Stumpfl, E.F. 1979. Manganese haloes surrounding metamorphic stratabound base metal deposits. *Mineralium Deposita* 14: 207-217.
- Schwartz, J.J., Gromet, L.P. y Miró, R. 2008. Timing and Duration of the Calc-Alkaline Arc of the Pampean Orogeny: Implications for the Late Neoproterozoic to Cambrian Evolution of Western Gondwana. *Journal of Geology* 116: 39-61.
- Thorkelson, D.J. 1996. Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation. *Tectonophysics* 255: 47-63.
- Thorkelson, D.J. y Breitsprecher, K. 2005. Partial melting of slab windows margins: genesis of adakite and non-adakite magmas. *Lithos* 79: 25-41.
- Varela, R., Llambías, E.J., Cingolani, C. y Sato, A.M. 1993. Datación de algunos granitoides de la Sierra de San Luis (Argentina) e interpretación evolutiva. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1249-1253.
- von Gosen, W. y Prozzi, C. 1996. Geology, structure and metamorphism in the area south of La Carolina (Sierra de San Luis, Argentina). 13° Congreso Geológico Argentino y 3er Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 301-314, Buenos Aires.
- Whitmeyer, S.J. y Simpson, C. 2004. Regional deformation of the Sierra de San Luis, Argentina: Implications for the Paleozoic development of western Gondwana. *Tectonics* 23, TC1005, doi:10.1029/2003TC001542.

Recibido: 20 de noviembre, 2008
Aceptado: 22 de septiembre, 2009