

# CARACTERIZACIÓN DEL PLUTÓN SAN MARTÍN Y LAS MINERALIZACIONES DE WOLFRAMIO ASOCIADAS, DEPARTAMENTO VALCHETA, PROVINCIA DE RÍO NEGRO

Martín Ricardo GOZALVEZ

Servicio Geológico Minero Argentino. Av J. A. Roca 651, 8° sector 9, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, C.P. 3112.  
Email: mgozal@mecon.gov.ar

## RESUMEN

El plutón San Martín está formado por una facies de borde granito biotítica, una facies central leucogranítica y diques graníticos y aplitas cogenéticas. Corresponde a un granito de tipo I metaluminoso, emplazado en niveles altos de la corteza en el Pérmico medio alto ( $262 \pm 5,2$  Ma). Las rocas del plutón muestran una evolución textural desde granitos biotíticos hipidiomórficos de grano medio a leucogranitos alotriomórficos de grano fino, diques porfíricos y aplitas miarolíticas que dan cuenta de procesos de sobreenfriamiento del magma, saturación de agua y exolución de volátiles favorables para la remoción y transporte de wolframio. Se reconocieron dos tipos de vetas alojadas en este plutón: 1) vetas pre-mineralización y 2) vetas mineralizadas. La secuencia paragenética comenzó con una primera etapa hidrotermal estéril (etapa I) que formó las vetas pre-mineralización y generó feldespatización en la caja. La segunda etapa hidrotermal (etapa II) formó las vetas mineralizadas y depositó primero cuarzo, feldespato potásico y wolframita, luego cuarzo y wolframita y finalmente cuarzo, sulfuros, sulfosales de metales base y preciosos y fluorita. Se propone un modelo de sistema magmático-hidrotermal donde el plutón San Martín es la roca de caja de las vetas hidrotermales cuya fuente es un intrusivo altamente diferenciado ubicado por debajo. Dicho intrusivo sería una facies tardía del sistema granítico del plutón San Martín.

Palabras clave: *Vetas de wolframio, Granito, Petrografía, Volátiles magmáticos.*

**ABSTRACT:** *Characterization of San Martín pluton and associated tungsten deposits, Valcheta Department, Río Negro Province.* The San Martín pluton is formed by a biotitic granite border facies, a leucogranite central facies and cogenetic granitic dykes and aplites. This pluton is a I-type metaluminous granite. It was seated in high crust levels in the middle Upper Permian ( $262 \pm 5.2$  Ma). The pluton rocks show a textural evolution from medium grained hypidiomorphic biotitic granites to fine grained allotriomorphic leucogranites, porphyritic dykes and miarolitic aplites, which suggest magma undercooling, water saturation and exsolution of magmatic volatiles to favor tungsten removal and transportation. There are two vein types in the San Martín pluton: 1) pre-tungsten mineralization veins, and 2) tungsten-bearing veins. The paragenetic sequence began with the first hydrothermal sterile stage (stage I), which formed pre-tungsten mineralization veins and generated potassium alteration in the wall rock. The second hydrothermal stage (stage II) formed the tungsten-bearing veins and deposited quartz, alkali feldspar and wolframite followed by quartz and wolframite. At the end of the stage II, quartz, sulphides, base and precious metal sulphosalts and fluorite were deposited. A magmatic-hydrothermal system model is proposed where the San Martín pluton is the wall rock of the hydrothermal veins whose source is a highly differentiated granite intrusion located below. The granite intrusion would be a late stage of the granitic system of San Martín pluton.

Keywords: *Tungsten-bearing veins, Granite, Petrography, Magmatic volatile phase.*

## INTRODUCCIÓN

El plutón San Martín está localizado 25 kilómetros al nordeste de la localidad de Valcheta, provincia de Río Negro, en el centro este del macizo nordpatagónico. Sus afloramientos son cortados por la ruta provincial 4 que une dicha localidad con Choele Choele.

Este trabajo presenta la cartografía de detalle del plutón San Martín y reporta

nuevos datos petrográficos, geoquímicos y geocronológicos del intrusivo. También redefine la secuencia paragenética de las mineralizaciones de wolframio en base a estudios de las asociaciones minerales y de las alteraciones hidrotermales. Finalmente se plantea un nuevo esquema genético del depósito.

### Antecedentes

El plutón San Martín fue estudiado por

Navarro (1960) quien consideró que estaba integrado por alaskitas intruidas por filones de aplitas y vetas de cuarzo y feldespato potásico con wolframita y realizó el primer mapa geológico del intrusivo donde se plasma su relación de intrusividad discordante con la metamorfita de la caja. Posteriormente Gómez (1997) (resumido en Gómez y Aliotta 1999) hizo referencia a la existencia de dos facies que definió como granito biotítica y gra-

nito leucocrática y estudió las vetas wolframíferas de la mina San Martín proponiendo la vinculación genética entre el plutón y el depósito.

La identificación de hübnerita y de los principales sulfuros fue realizada por Navarro (1960); estudios posteriores de Brodtkorb y Brodtkorb (1969), Brodtkorb y Paar (1993) y Paar y Brodtkorb (1996) completaron la mineralogía del depósito. Gómez (1997) realizó estudios de difracción de rayos X en wolframitas, feldespatos potásicos y scheelitas, además de análisis de microsonda en wolframita. Corroboró analíticamente la composición hübnerítica del mineral de mena y la homogeneidad composicional del mineral a diferentes profundidades de formación (niveles -60 y -30 metros). Concluyó que el feldespato potásico formado por alteración hidrotermal se generó a temperatura aproximada de 420°C y por datos de  $\delta^{18}\text{O}$  entre 8,8674 y 10,217‰ le asignó origen magmático.

Información geocronológica del plutón San Martín fue brindada inicialmente por Stipanovic y Linares (1975) quienes por el método K-Ar en feldespato potásico obtuvieron una edad de  $230 \pm 10$  Ma para material rocoso proveniente de la mina San Martín. Recientemente Pankhurst *et al.* (2006) dataron, por el método U-Pb en circones, una muestra de granito del plutón San Martín con resultado de  $\sim 260$  Ma. López de Luchi *et al.* (2008) dataron por el método K-Ar en biotita una muestra de granito biotítico porfirico del plutón San Martín obteniendo una edad de  $258,2 \pm 4,2$  Ma.

### Metodología

Los trabajos de gabinete para la cartografía geológica se efectuaron con imágenes satelitales *Landsat TM* y fotografías aéreas. El estudio fotogramétrico se realizó sobre el recorrido 262 (Valcheta) volado en 1963 por I.F.T.A. para la Secretaría de Minería de la Nación. Las imágenes satelitales fueron recortadas, ortorectificadas y tratadas con la combinación de bandas RGB 7-4-1 y 4-3-1, en el área de SIG del SEGEMAR, para el trazado de contactos

litológicos, rutas, caminos y lineamientos. El trabajo de campo se realizó en diferentes campañas entre los años 2003 y 2005.

Se analizaron siete muestras de roca para determinar contenido de elementos mayoritarios y trazas; la selección incluyó seis rocas inalteradas y una roca con feldespatación moderada. La cantidad de material tratado variaba entre 1 y 2 kg según sean rocas de grano fino o grueso, respectivamente. Los análisis se realizaron en el Instituto de Geología y Minería de la Universidad Nacional de Jujuy. Se utilizó el método de Fluorescencia de Rayos X con un espectrómetro secuencial, marca Rigaku RIX2000, alimentado a través de una UPS Best Power 5000 de 15kVA.

Se efectuó la datación de una muestra de granito biotítico por el método K-Ar en biotita. La separación del filosilicato se realizó tras previa trituración y tamizado de aproximadamente seis kilogramos de roca total, separación magnética por el método Franz en la fracción retenida en malla 60 (0,25 mm) y utilización de líquido pesado (bromofórmico). La purificación del concentrado de biotita se realizó bajo lupa binocular separando 1,5 gramos. El análisis radimétrico fue realizado en el Centro de Pesquisas Geocronológicas del Instituto de Geociencias de la Universidad de San Pablo.

La mineralogía y texturas de las vetas fueron definidas en placas pulidas, cortes delgados y cortes pulidos de muestras de superficie de las vetas San Martín, Hori-zonte, Navarro y La Perlita.

## MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El basamento del macizo nordpatagónico en el sector nororiental está compuesto por metamorfitas de grado medio a alto y grado bajo que conforman dos dominios litológico-estructurales (Fig. 1). Ambos dominios están en contacto a través de un corrimiento de orientación nor-este que montó las rocas metamórficas de grado alto sobre las de grado bajo

(Chernicoff y Caminos 1996a). Los autores mencionados la han descrito como una tectónica de corrimientos y plegamiento, que involucró basamento y cobertura, asociada a fajas de deformación frágil-dúctil de edad devónica-carbonífera. Esta tectónica formó una estructura de imbricación que, en sectores más orientales, yuxtapuso metamorfitas de grado bajo sobre sedimentitas marinas del Silúrico-Devónico (Chernicoff y Caminos 1996a). Von Gosen (2002) propuso para esta tectónica de corrimientos una edad pérmica.

El basamento metamórfico de grado alto fue denominado Complejo Yaminué (Caminos 1983, 2001) y definido por muchos autores como gneises, micacitas, mármoles y anfibolitas, en facies de anfibolita y asociados a granitoides sintectónicos de edad proterozoica y/o paleozoica inferior (Wichmann 1919a y b, 1931, Ferruglio 1949, Stipanovic y Methol 1972, Nuñez *et al.* 1975, Caminos 1983, 2001, Linares *et al.* 1990, Chernicoff y Caminos 1996b). Posteriormente, en base a trabajos geocronológicos, Varela *et al.* (2001) y Basei *et al.* (2002) propusieron que el Complejo Yaminué está constituido mayormente por grandes cuerpos plutónicos de edad carbonífera (300 Ma) interpretados por Llambías *et al.* (2002) como granitoides de arco magmático, deformados y metamorfizados.

El basamento de grado bajo está constituido por esquistos en facies de esquistos verdes con paragénesis mineral de muscovita + albita, pertenecientes a la Formación Nahuel Niyeu (Caminos 1983, 2001). Las determinaciones geocronológicas realizadas por Linares *et al.* (1990) en rocas de esta unidad dieron edad proterozoica superior (Rb-Sr, 600+25 Ma) mientras que los estudios radimétricos de Pankhurst *et al.* (2006) llevan la edad al Eopaleozoico (U-Pb en circones, 500 a 530 Ma). Estratigráficamente no se ha hallado la base de la Formación Nahuel Niyeu, pudiéndose aseverar una edad pre-silúrica por estar infrayacente a sedimentitas siluro-devónicas de la Formación Sierra Grande (Chernicoff y Cami-

nos 1996a).

La Formación Nahuel Niyeu ha sido intruida por un extenso cuerpo plutónico leucogranítico, peraluminoso, no deformado, de edad ordovícica, denominado plutón Valcheta, posiblemente correlacionable con los granitoides de la Formación Punta Sierra (Caminos 2001, Gosalvez 2009).

Durante el Neopaleozoico la región fue afectada por el extenso ciclo eruptivo gondwánico (Llambías *et al.* 1984) reconociéndose importante actividad durante el Carbonífero, representada por plutones deformados, y el Pérmico, con plutones no deformados. Los plutones carboníferos se circunscriben a la región occi-

dental, donde se ubica el Complejo Yaminué, mientras que los plutones no deformados se distribuyen en toda la región intruyendo al Complejo Yaminué y la Formación Nahuel Niyeu.

Los plutones no deformados son los más abundantes y forman el Complejo Plutónico Navarrete (Caminos 1983, 2001). Entre los cuerpos plutónicos principales de esta unidad se encuentra el plutón San Martín, la Granodiorita Navarrete y el plutón Cabeza de Vaca. En el complejo se han reconocido variaciones textuales y/o composicionales que permiten distinguir facies tonalítica, granodiorítica, granítica porfiróidea, de pórfido granítico y filoniana, siendo la granodiorítica la

litología dominante (Rapela y Caminos 1987, Caminos 2001). Estos cuerpos plutónicos tienen contactos netos, son discordantes con las estructuras de la roca de caja, presentan geometría alargada y están emplazados siguiendo planos estructurales de dirección noreste (Caminos 1983, 2001).

El ciclo eruptivo gondwánico continuó con la extrusión de volcanitas y piroclásticas triásicas (Volcanitas Treneta) y el emplazamiento de plutones graníticos jurásicos (Granito Flores), todo el conjunto agrupado en el Complejo Plutónico-Volcánico Treneta (Caminos 1983, 2001). Las Volcanitas Treneta se apoyan sobre rocas del Complejo Plutónico Navarrete

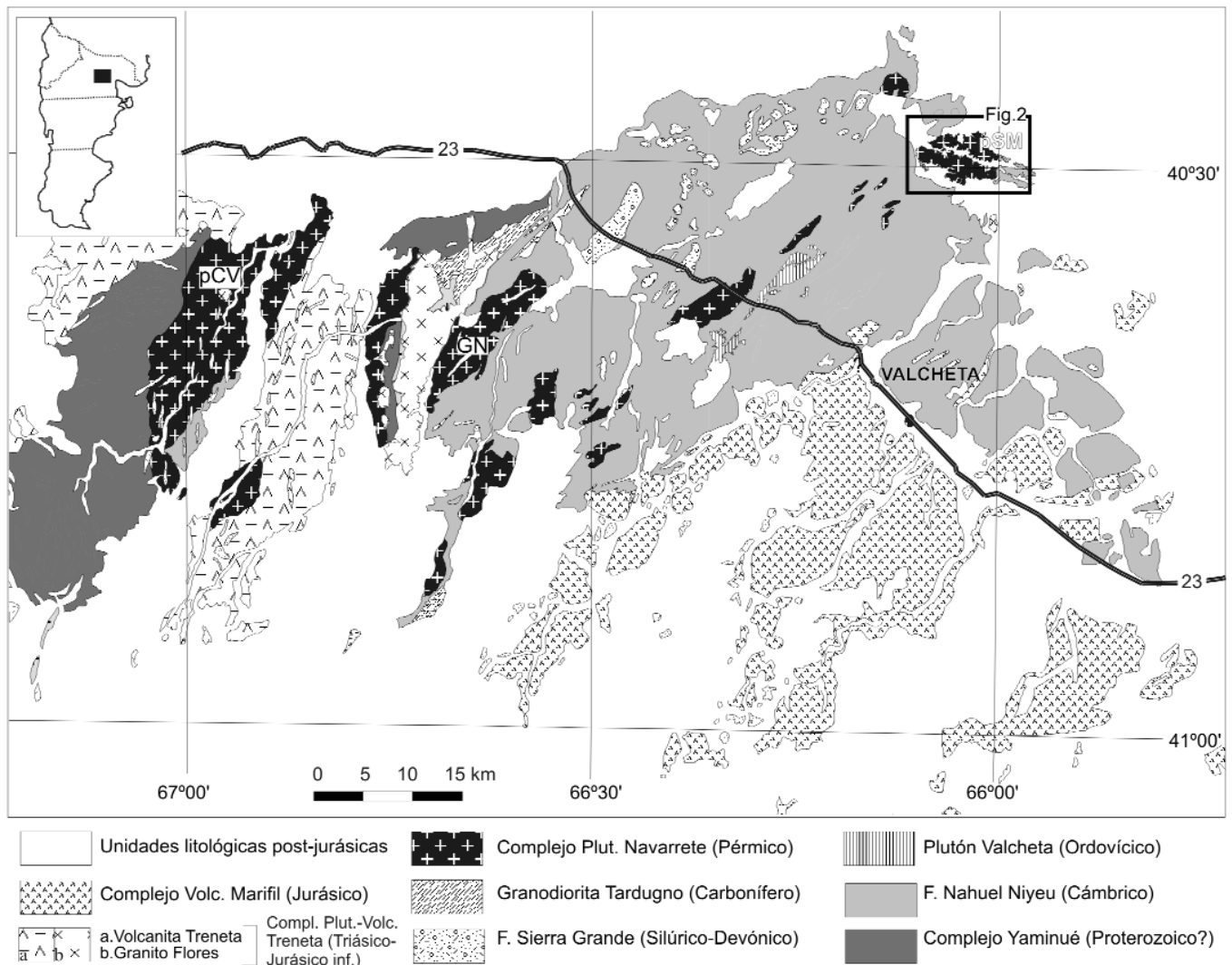


Figura 1: Mapa geológico regional simplificado (modificado de Caminos 2001). Referencias: pCV (plutón Cabeza de Vaca); GN (Granodiorita Navarrete); pSM (plutón San Martín).

y del basamento metamórfico en un plano de discordancia erosiva y consisten principalmente en mantos ignimbríticos con tobas cineríticas intercaladas. El Granito Flores intruye rocas de la Formación Nahuel Niyeu y el Complejo Plutónico Navarrete y está compuesto por cuerpos graníticos masivos, de color rosado pálido con facies de grano grueso, mediano y fino y diques de pórfiros graníticos y riolíticos (Caminos 1983, 2001). Caminos (2001) asignó una edad triásica a las Volcanitas Treneta apoyándose en evidencias estratigráficas y paleontológicas que le permitieron postular la continuidad física y estratigráfica con el Grupo Los Menucos (Stipanovic 1967, Labudía *et al.* 1995). Esta última unidad aflora en sectores más occidentales y es portadora de flora triásica (Artabe 1985a y b). Con respecto a la edad del Granito Flores, la isocrona Rb/Sr obtenida por Pankhurst *et al.* (1993) proporcionó una edad de cristalización de  $188 \pm 3$  Ma (Jurásico inferior alto).

En el extremo oriental del macizo nordpatagónico durante el Jurásico predominó un régimen extensivo, asociado a la apertura del Atlántico, acompañado por la extrusión de volcanitas de composición predominantemente ácida que cubrieron gran parte de la región y que fueron agrupadas en el Complejo Volcánico Marifil de edad jurásica inferior a media (Malvicini y Llambías 1974, Cortés 1981, Giacosa 1993). Está integrado mayoritariamente por mantos ignimbríticos, pero también se reconocen cuerpos intrusivos tales como domos riolíticos y pórfidos graníticos (Corbella 1973, Malvicini y Llambías 1974, Méndez 1978).

## EL PLUTÓN SAN MARTÍN

El cuerpo ígneo presenta forma elipsoidal alargada con orientación del eje mayor N  $105^\circ$  y relación largo/ancho de 1,9 (8,6/4,7 km). Intruye a metamorfitas de la Formación Nahuel Niyeu y su contacto es neto y discordante; en el extremo suroccidental la relación de intrusividad se expone claramente en las labores de la mina Horizonte. El contacto norocciden-

tal es truncado por una falla que lo separa de una riolita con aparente deformación dúctil cuya asignación litoestratigráfica no ha sido definida. Hacia el este los bordes del intrusivo están parcialmente cubiertos por material sedimentario moderno. La roca de caja es un esquisto con foliación metamórfica fina definida por capas que miden entre 4 y 15 cm de espesor. Forman una secuencia monótona de capas de metasamitas de grano fino, color gris oscuro y textura granolepidoblástica compuesta por una base de granos de cuarzo, alargados y anhedrales, plagioclasa y laminillas de muscovita rectas y orientadas, además de apatita y circón. La asociación paragenética muscovita + albita con ausencia de biotita es propia de la facies de esquistos verdes en zona de baja temperatura. En las regiones próximas al contacto no hay evidencias de metamorfismo de contacto.

El plutón San Martín está compuesto por una facies de borde granito biotítica y una facies central leucogranítica intruidas por diques graníticos y aplitas (Fig. 2).

### Petrografía

a) *Facies granito biotítica*: se encuentra en la región de borde del cuerpo plutónico. Es una roca de color rosado oscuro en los afloramientos y gris rosada en las superficies frescas, tiene tamaño de grano medio, estructura masiva y fábrica isótropa. Se han reconocido escasos enclaves de esquistos de la roca de caja, de hasta dos metros de largo y con bordes reabsorbidos por el magma.

Su contenido mineral es, siguiendo un orden de abundancia decreciente, microclino, cuarzo, plagioclasa, biotita, apatita, magnetita y circón.

La roca tiene textura hipidiomorfa inequigranular (Fig. 3a) con microclino en cristales anhedrales de tamaño variable (entre 1,5 a 7 mm) y leve maclado en enrejado. Rellenan intersticios, tienen textura pertítica en cordones y en parches ordenadas geométricamente, y textura poiquilítica incluyendo plagioclasa, biotita, glomérulos de cuarzo euedral y plagioclasa, apatita y magnetita. Algunos indivi-

duos forman mirmequíticas en contacto con plagioclasa. Presentan alteración a caolín y sericita de intensidad moderada a baja. El cuarzo presenta cristales anhedrales de tamaño de grano entre 1 a 9 mm, extinción ondulosa e inclusiones de plagioclasa, biotita, magnetita y circón. La plagioclasa está en cristales euhedrales y subhedrales de tamaño de grano entre 0,8 y 3,5 milímetros. Se agrupan en cadenas largas y también en glomérulos de varios cristales. Presentan escasas inclusiones de biotita, apatita, circón y minerales opacos. Tienen maclas polisintéticas en algunos casos truncadas y alabeadas. Están alteradas a sericita y en menor importancia a caolín y calcita. La biotita constituye un mineral esencial de esta roca presente en cristales subhedrales de hábito laminar, color castaño oscuro, tamaño de grano entre 0,5 y 1,7 mm y espacialmente asociada a apatita y magnetita. Tiene inclusiones de circones formando halos pleocroicos y en algunos casos tienen en sus bordes agujas de rutilo. La biotita está alterada a clorita en grado leve y presenta muscovita entre sus planos de clivaje. La apatita está en cristales subhedrales de hábito tabular y triangular y cristales anhedrales redondeados con tamaño de grano entre 0,04 y 0,5 milímetros. La magnetita está en cristales euhedrales y subhedrales de hábito tabular largo y tamaño de grano  $\sim 1,3$  milímetros. Presentan desmezclas de ilmentitas y está parcial o totalmente alterada a hematita (martitización) y la componente ilmenítica está alterada a rutilo. El circón está en cristales pequeños (0,1 mm), redondeados y comúnmente dispuestos en agregados.

b) *Facies leucogranítica*: ocupa la parte central del plutón, no se hallaron zonas de contacto con la facies granito biotítica pero al no encontrarse unidades intermedias o de transición se infiere que es neto. La roca es color rosado claro, tamaño de grano entre 1 y 3 mm y estructura masiva.

Están compuestos por, según orden de abundancia decreciente, cuarzo, plagioclasa, microclino, biotita, apatita y mag-

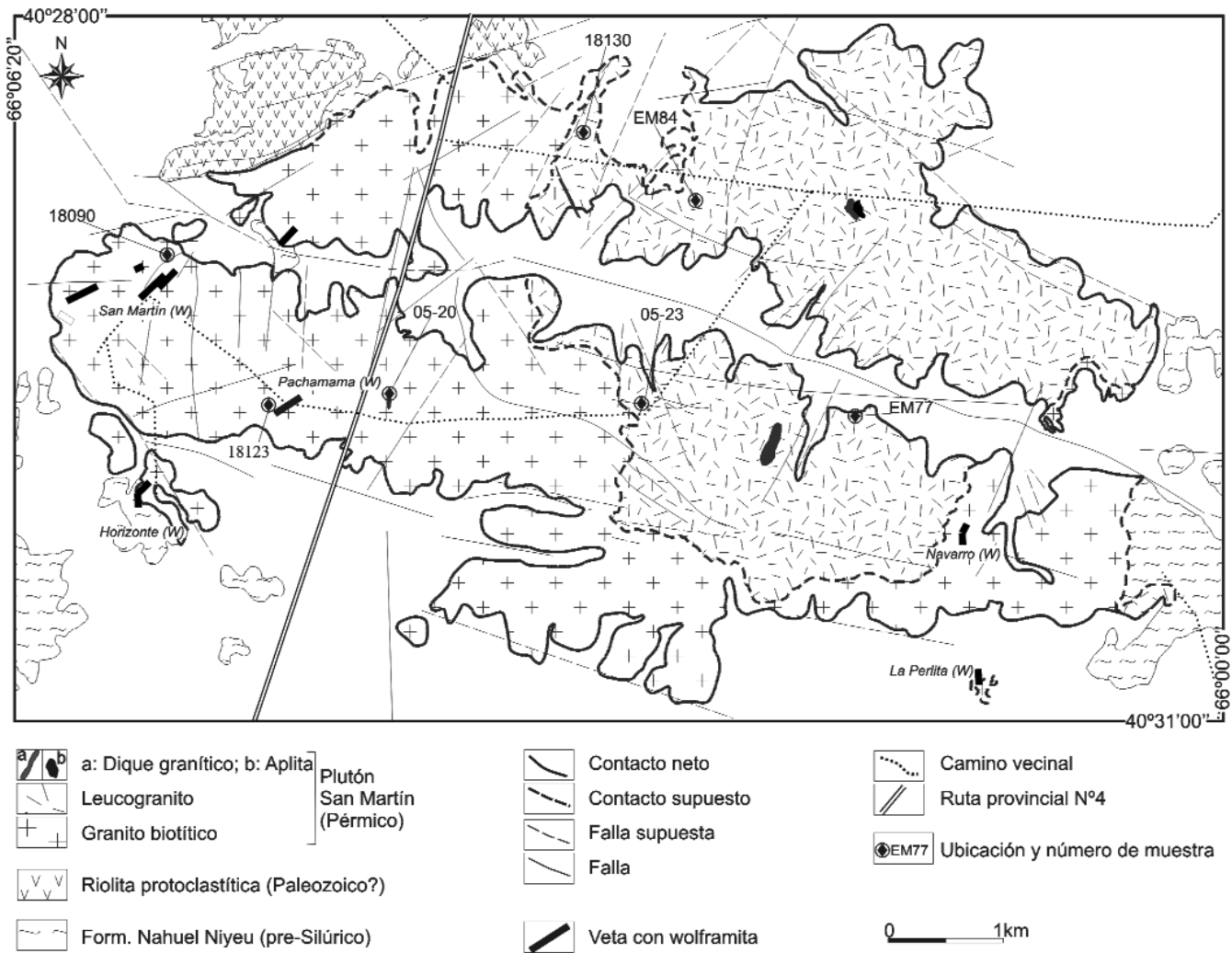
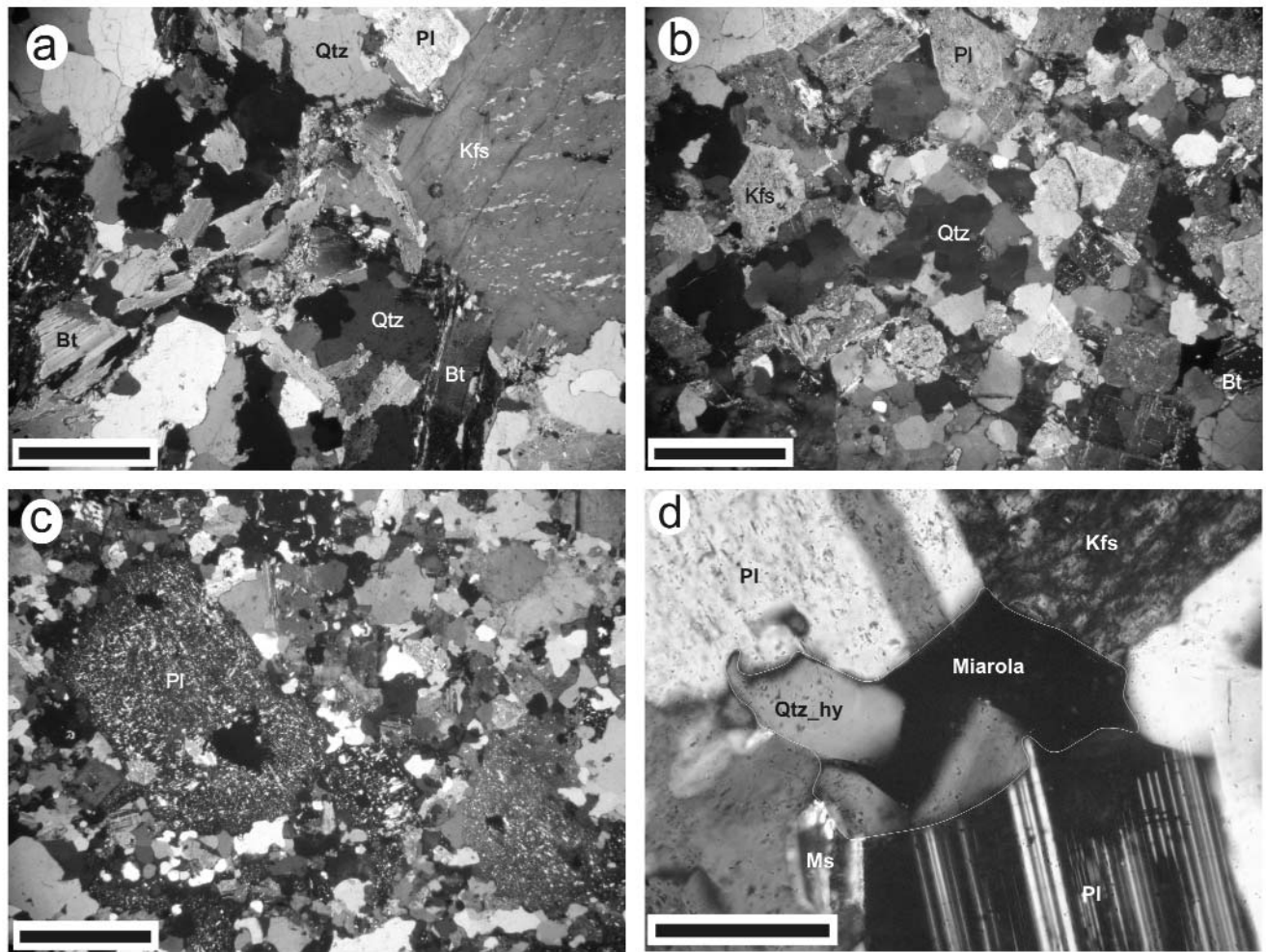


Figura 2: Mapa geológico del plutón San Martín.

netita. El leucogranito presenta textura hipidiomórfica a alotriomórfica equigranular (Fig. 3b) con cuarzo en cristales euhedrales con tamaño de grano <0,2 mm y anhedrales de tamaños entre 0,2 y 1,4 milímetros. Los cuarzos de mayor tamaño rellenan intersticios interminerales e incluyen cuarzos euhedrales y plagioclasas pequeñas. En contacto con otros minerales los invade y forma bordes lobulados. La plagioclasa está en cristales subhedrales a anhedrales de hábito tabular, tamaño de grano entre 0,5 y 2,2 mm y maclas polisintéticas. Los cristales están unidos formando glomérulos de diversos tamaños. Tienen escasas inclusiones de cuarzo redondeado y circones. La plagioclasa tiene zonación leve evidenciada por la diferencia en el grado de alteración a

sericita y arcillas entre el núcleo y el borde. El microclino se presenta en cristales anhedrales, de tamaño de grano entre 0,3 y 2,3 mm (promedio de 0,5 mm), distribuidos homogéneamente en la roca y formando glomérulos de hasta 3,8 milímetros. Ocupan junto con el cuarzo anhedral los espacios intersticiales. Tienen maclas en enrejado, difusas y textura microperítica poco densa. Presentan escasas inclusiones de plagioclasa, cuarzo euhedral y biotita; en contacto con plagioclasa forma texturas mirmequíticas y límites lobulados. Están levemente alterados a sericita fibrosa. La biotita está en cristales subhedrales de hábito laminar, tienen color castaño oscuro y tamaño de grano entre 0,1 y 1 milímetro. Están en contacto con plagioclasa a través de lími-

tes netos y rectos y en contacto con microclino se forman pequeños escalones, siguiendo los planos de clivaje. La biotita está parcialmente cloritizada y en otros casos desferriada. La magnetita está en cristales euhedrales de tamaño de grano <0,2 milímetros. Se encuentran siempre junto a biotita, en contacto neto y recto. Los cristales presentan desmezclas de ilmenita y están total o parcialmente alterados a hematita y rutilo. La apatita se presenta en cristales euhedrales a subhedrales y tamaño de grano <0,1 milímetro. c) *Dique granítico*: representados por cuerpos de geometría parcialmente tabular, intruidos en rocas de las facies granito biotítica y leucogranítica. La roca es de color castaño claro a castaño rojizo, tamaño de grano fino y textura porfírica



**Figura 3:** Fotomicrografías de las facies del plutón San Martín. En todos los casos la escala gráfica equivale a 1 milímetro. a) Facies granito biotítica con textura hipidiomórfica inequigranular (NX); b) Facies leucogranítica con textura hipidiomórfica a alotriomórfica equigranular (NX); c) Dique granítico con textura porfírica formada por fenocristales en una matriz alotriomórfica (NX); d) Aplita (NX); en primer plano miarola parcialmente rellenada por cuarzo hidrotermal. Abreviaturas: Bt, biotita; Kfs, feldespato potásico; Ms, muscovita; Pl, plagioclase, Qtz, cuarzo; Qtz\_hy, cuarzo hidrotermal.

formada por matriz fanerítica y escasos fenocristales de tamaño entre 1 y 3 milímetros.

Están compuestos por, según orden de abundancia decreciente, cuarzo, feldespato potásico, plagioclase, biotita, apatita, magnetita, titanita y circón. La textura porfírica está formada por fenocristales en matriz alotriomórfica equigranular (Fig. 3c). El cuarzo de la matriz está en cristales anhedral de grano <1 mm en contacto neto con feldespato potásico y plagioclase. Los fenocristales son escasos y se presentan como cristales subhedral de tamaño de grano entre 1,5 y 3 mm con inclusiones de biotita y plagioclase. En ocasiones forman glomérulos con plagioclase y feldespato potásico. El con-

tacto con los minerales de la matriz es neto. El feldespato potásico de la matriz está en cristales anhedral de tamaño de grano entre 0,01 y 0,05 milímetros. Ocupa espacios intergranulares formando un mosaico con continuidad óptica. Presentan moderada alteración a arcillas. Los fenocristales son anhedral a subhedral de hábito tabular corto y tamaño de grano entre 1,2 y 2,3 milímetros. Se encuentran solos o formando glomérulos junto a cuarzo y plagioclase. Presentan textura micropertítica a pertítica en cordones y en contacto con plagioclase forman mirmequitas (escasas). Incluyen cristales de plagioclase, cuarzo, biotita y magnetita; el contacto con los minerales de la matriz es neto con bordes irregulares. Están leve-

mente alterados a sericita y los cordones pertíticos a arcillas. La plagioclase de la matriz presenta cristales anhedral de tamaño de grano entre 0,01 y 0,04 mm con bordes reabsorbidos por el contacto con cuarzo y feldespato potásico. Los fenocristales son subhedral de hábito tabular corto, tamaño de grano entre 0,5 y 1,7 mm y maclas polisintéticas. Se encuentran solos o formando glomérulos junto a otras plagioclases o bien junto a cuarzo y feldespato potásico. Los fenocristales están levemente alterados a sericita y a carbonatos y arcillas sobre los planos de macla. La biotita está en cristales anhedral y subhedral de hábito tabular largo, tamaño de grano < 1 mm y pleocroismo de color castaño oscuro a castaño

claro. Forman parte de la matriz presentando contactos netos con cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. La apatita está en cristales anhedrales redondeados, subhedrales y euhedrales de tamaño de grano <0,3 milímetros. Se encuentran en la matriz en contacto principalmente con biotita y magnetita y en escasas ocasiones junto a fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico formando parte de los glomérulos. La magnetita presenta cristales euhedrales a subhedrales de tamaño entre 0,04 y 0,09 milímetros. Se encuentran en la matriz y como inclusiones de los fenocristales. Presentan desmezclas de ilmenita y están parcial a totalmente alterados a hematita (martitización). La titanita está presente en cristales euhédricos de tamaño de grano 0,2 mm y color castaño muy oscuro. Se encuentran en la matriz y como inclusiones en plagioclasa y feldespato potásico. El circón está en cristales subhedrales de hábito tabular y tamaño de 0,02 milímetros.

d) *Aplita*: se reconoció en cuerpos pequeños de geometría globosa, intruidos en el leucogranito. Es una roca de color blanco a rosado blanquecina, tamaño de grano fino (1 a 2 mm), textura sacaroidea con miarolas de orden milimétrico.

Está formada por, según orden de abundancia decreciente, plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita, rutilo, minerales opacos y circón.

La textura de la roca es alotriomórfica equigranular conformada por un entramado denso de cristales de plagioclasas subhedrales de tamaño de grano entre 0,5 y 1,5 mm y hábito tabular. Presentan maclas polisintéticas y están alterados levemente a sericita-muscovita, en especial en el centro de los cristales. Es común observar individuos de plagioclasa rodeados por cristales mayores (de hasta 2,5 mm) de plagioclasa anhedral y maclas polisintéticas difusas; la plagioclasa hospedante es invadida por los planos de macla y por sus bordes formando lóbulos. El feldespato potásico está en cristales anhedrales de grano <1 milímetro. Presentan fuerte alteración a arcillas mostrando color gris castaño y extinción enmascara-

da. Rellenan los espacios entre plagioclasas y biotitas adquiriendo bordes rectos y en otros casos lobulados. Tienen inclusiones de plagioclasas. El cuarzo presenta cristales anhedrales, algunos redondeados, de tamaño de grano entre 0,15 y 1,6 mm que ocupan espacios intercrystalinos. Tienen extinción ondulosa y superficie levemente corroída (punteada). La biotita está en cristales subhedrales de hábito laminar y tamaño <0,5 milímetros. Forman cadenas delgadas entre plagioclasas. Todos los individuos están totalmente muscovitizados con restos de óxidos de hierro entre los planos de clivaje. El rutilo está en cristales anhedrales a subhedrales, de grano <0,2 mm y color castaño oscuro. Se disponen en agregados tipo rosario y están en contacto neto con biotita. Los minerales opacos presentan cristales euhedrales y anhedrales de tamaño de grano <0,25 milímetros. Están en contacto neto con biotita y se encuentran totalmente limonitizados. El circón está en cristales muy pequeños, subhedrales, zonados e incluidos en plagioclasa. Las miarolas tienen tamaños que varían

entre 0,3 a 2 mm, presentan formas irregulares, algunas están vacías, otras están tapizadas por cuarzo secundario o por arcillas de aspecto pulverulento (Fig. 3d). Se formaron en los bordes y centros de cristales de plagioclasa, también están aisladas entre el entramado mineral o bien concatenadas a través de fisuras.

### Geoquímica

El primer aporte sobre la geoquímica de las rocas del plutón San Martín fue realizado por Gómez (1997), quien halló evidencias petrográficas de reemplazo y/o alteración en los leucogranitos analizados. Este trabajo aporta datos nuevos, en especial de leucogranitos no alterados, con el objeto de definir la secuencia de diferenciación magmática del plutón.

Se analizaron siete muestras de las diferentes facies del plutón San Martín para la determinación de elementos mayoritarios y trazas (Cuadro 1).

Se seleccionaron dos muestras de granito biotítico, cuatro de leucogranito y una de dique granítico. La ubicación de las muestras se indica en el mapa de la figu-

**CUADRO 1:** Análisis químico de tres facies del plutón San Martín (\*)

	Granito biotítico		Leucogranito				Dique granítico
	18090	18123+	05-23	EM77	EM84	18130	05-20
SiO <sub>2</sub>	72,20	74,30	72,60	72,90	75,60	73,90	74,50
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,25	0,19	0,16	0,07	0,08	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,60	12,90	14,00	14,70	13,70	13,00	14,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	2,14	1,75	1,46	1,14	0,44	0,36	0,75
MnO	0,04	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	0,74	0,74	0,35	0,33	0,11	0,11	0,15
CaO	0,88	0,28	0,95	1,04	0,53	1,23	0,45
Na <sub>2</sub> O	3,54	3,05	4,21	4,49	4,42	4,92	5,16
K <sub>2</sub> O	5,37	6,43	4,94	4,11	4,77	3,95	4,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,11	0,07	0,06	0,03	0,05	0,02
LOI	0,74	0,46	0,88	0,50	0,59	1,37	0,60
Total	99,65	100,31	99,68	99,44	100,26	98,98	100,41
Ba	1229	997	1162	1125	312	239	904
Sr	473	288	428	635	195	92	305
Rb	228	287	188	174	221	158	184
Zr	154	131	144	146	51	40	81
C	0,63	0,68	0,17	1,12	0,38	0	0,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t+MgO	2,91	2,49	1,83	1,49	0,55	0,48	0,90
MgO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	0,34	0,42	0,24	0,29	0,25	0,30	0,20
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	0,66	0,47	0,85	1,09	0,93	1,25	1,20
K/Rb	197,7	186,3	220,8	198,2	179,8	212,6	194,4

(\*) Los elementos mayoritarios están dados en porcentaje en peso (%) y los elementos trazas en partes por millón (ppm); C = corindón normativo en %. Las relaciones de mayoritarios y cálculo de K se hicieron en base anhidra. (+) Granito biotítico feldespaticado.

ra 2. Las rocas analizadas no tienen evidencias de alteración hidrotermal a excepción de la 18123 que presenta feldespatización moderada. Los valores de óxidos usados en diagramas se recalcularon en base anhidra.

El plutón San Martín tiene contenido alto en  $\text{SiO}_2$ , el cual varía de 72,2 a 75,6 %. Los valores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$  (hierro total) y  $\text{MgO}$  representan la mayor diferencia geoquímica entre leucogranito y granito biotítico.  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}+\text{MgO} < 1,9\%$  en los primeros y  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}+\text{MgO} = 2,9\%$  en el segundo; el promedio de  $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$  es 0,27 en leucogranitos y 0,35 en el granito biotítico.

La relación  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  difiere en ambas facies; en el leucogranito varía entre 0,85 y 1,25 y en el granito biotítico es 0,66.

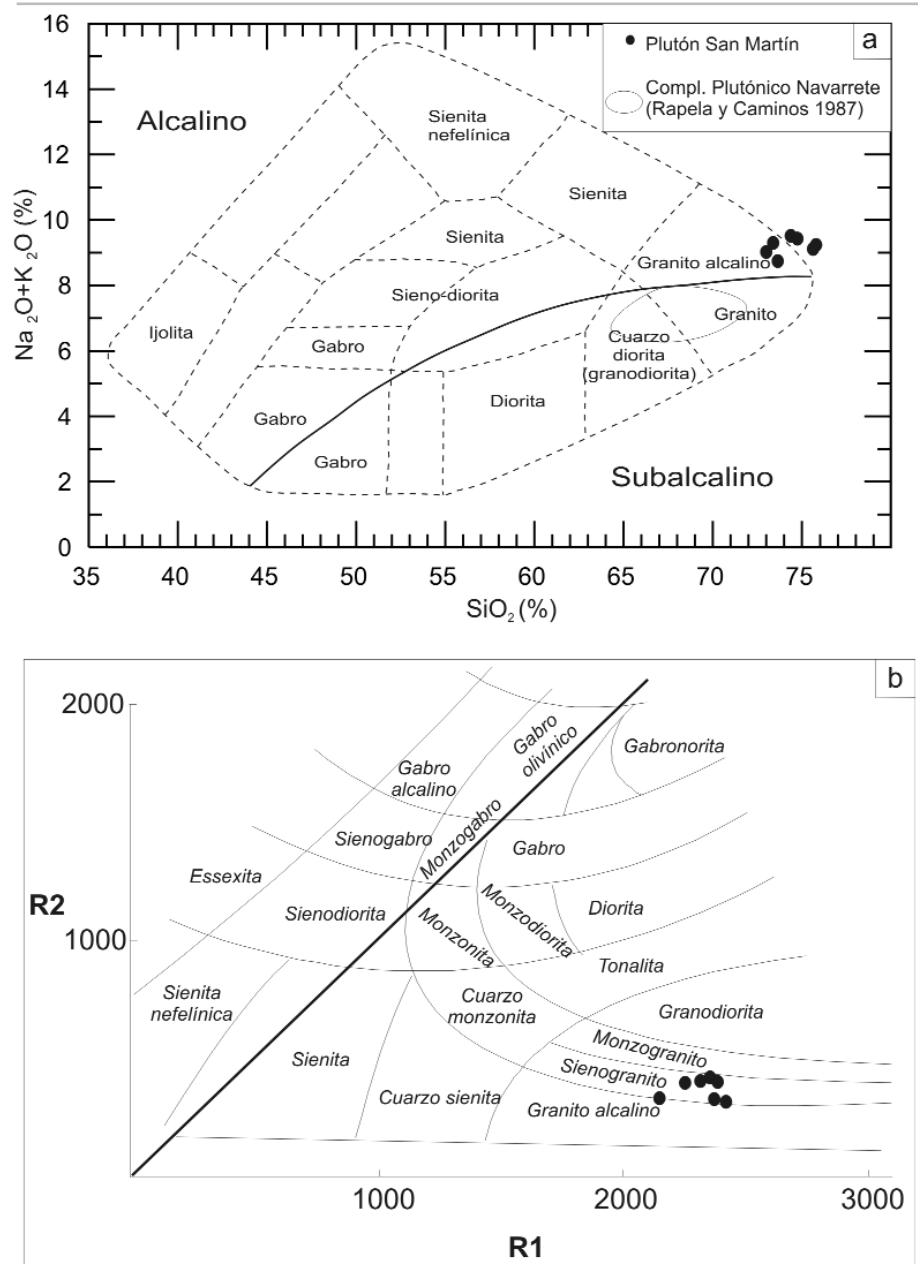
En el diagrama de clasificación química TAS (Cox *et al.* 1979, Wilson 1989) las muestras se distribuyen en el campo de los granitos (Fig. 4a) y en el diagrama multicatónico R1-R2 (De La Roche *et al.* 1980) lo hacen en el de sienogranitos (Fig. 4b). El contenido de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{K}_2\text{O}$  de las rocas del plutón es propio de granitos calcoalcalinos de alto potasio (Fig. 5).

En el diagrama con índice de Shand de la figura 6 se observa que las rocas del plutón San Martín son metaluminosas en concordancia con su contenido de corindón normativo  $< 1\%$ .

En los diagramas de variación binarios de elementos mayoritarios de la figura 7 se observan correlaciones negativas entre  $\text{SiO}_2$  y  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ . La correlación de  $\text{SiO}_2$  con los óxidos alcalinos no es lineal, resaltando la escasa variación de  $\text{K}_2\text{O}$  existente entre las facies. La muestra de granito biotítico feldespatizado evidencia enriquecimiento en  $\text{SiO}_2$  y  $\text{K}_2\text{O}$  y empobrecimiento en  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{TiO}_2$ .

En el contenido de elementos trazas se destaca el bajo Sr (92 a 635 ppm) y Zr (40 a 154 ppm) y las altas concentraciones de Rb (158 a 228) de las rocas del plutón San Martín en comparación con el conjunto de granitoides gondwánicos de la región (Rapela y Caminos 1987).

Los diagramas de variación de elementos



**Figura 4:** Clasificación química de las facies del plutón San Martín. a) Diagrama TAS (Cox *et al.* 1979) modificado para rocas plutónicas (Wilson 1989). La línea continua divide las series magmáticas alcalinas de las subalcalinas (Miyashiro 1978). Las rocas del plutón San Martín tienen composición granítica con contenido alto de  $\text{SiO}_2$  y óxidos alcalinos en comparación con el resto de granitoides del Complejo Plutónico Navarrete; b) Diagrama multicatónico R1-R2 (La Roche *et al.*, 1980).  $\text{R}_2=6\text{Ca}+2\text{Mg}+\text{Al}$ ;  $\text{R}_1=4\text{Si}-11(\text{Na}+\text{K})-2(\text{Fe}+\text{Ti})$ .

traza vs.  $\text{SiO}_2$  (Fig. 8) presentan correlación negativa de Ba, Sr y Zr. El Rb se comporta de manera similar al potasio, es decir, no varía su contenido durante la evolución; la relación  $\text{K}/\text{Rb}$  es semejante en las tres facies analizadas siendo el valor promedio para el plutón de 200.

El diagrama triangular Rb-Ba-Sr (Fig. 9) de El Bouseily y El Sökkary (1975) mues-

tra que el grado de diferenciación magmática alcanzado por los granitos biotíticos, leucogranitos y diques graníticos del plutón San Martín son en todos los casos menores al de rocas asociadas genéticamente a mineralizaciones de wolframio, como es el caso de los granitos wolframíferos de Rajasthan, India (Srivastava y Sinha 1997) y el granito Potrerillo en la



provincia de Catamarca (Sardi 2005).

**Edad**

Se analizó, por el método K-Ar, biotita de una muestra de la facies granito biotítica del borde occidental del plutón San Martín, en las proximidades del Pique 1 de la mina homónima. El análisis radimétrico dio una edad de  $262 \pm 5,8$  Ma (Cuadro 2). Esta edad es muy próxima a las obtenidas por Pankhurst *et al.* (2006) y López de Luchi *et al.* (2008) pudiéndosele asignar al plutón San Martín una edad pérmica media alta.

**Mineralizaciones de wolframio**

Las mineralizaciones se alojan en la facies de borde, granito biotítica, del plutón San Martín (Fig. 2).

Consisten en vetas con hübnerita ( $Mn^{+2}WO_4$ ) como mineral de mena y cuarzo y feldespato potásico como minerales de ganga. Las vetas de mayor desarrollo se localizan en el extremo occidental del plutón y se explotaron en las minas San Martín, Pachamama y Horizonte. En el extremo oriental se ubican las vetas Navarro y La Perlita las cuales no fueron explotadas.

a) *San Martín*: se explotó de manera discontinua desde 1954 hasta 1985 y produjo un total de 50.000 t de mineral de mena (Gómez y Aliotta 1999). El desarrollo de la mina llegó hasta el nivel -60 m y aproximadamente dos kilómetros de galerías. Cuenta con reservas medidas de 45.415 t de mineral con ley de 1,23%  $WO_3$  y reservas totales de 250.000 toneladas (Secretaría de Minería de la Nación 1994).

Las vetas wolframíferas de San Martín se alojan en granito biotítico color rosado grisáceo, tamaño de grano medio y estructura masiva. El depósito se compone de varias vetas dispuestas en dirección este-noreste subparalelas destacándose tres vetas principales, las cuales fueron motivo de explotación. Las mismas tienen corridas que alcanzan 800 m y un espesor promedio de 0,8 metros. Las vetas en superficie inclinan aproximadamente  $80^\circ$  al noroeste.

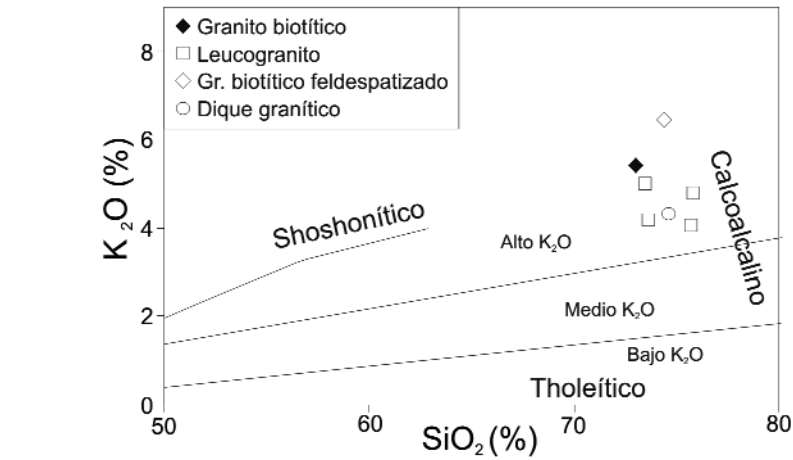


Figura 5: Diagrama  $K_2O$  vs  $SiO_2$  para rocas del plutón San Martín. Los límites de los campos según Peccerillo y Taylor (1976) y Rickwood (1989).

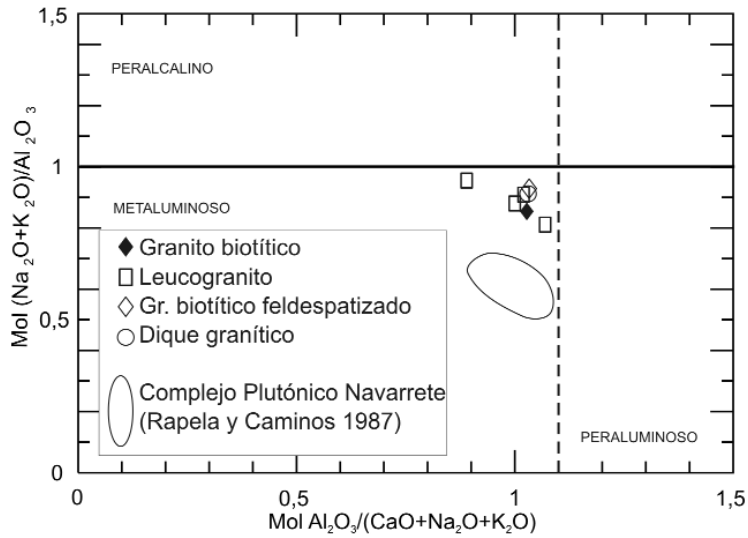


Figura 6: Diagrama de Shand con muestras del plutón San Martín. La línea de trazo marca el límite entre granitos S y granitos I de Australia (Chappell y White 1974).

b) *Horizonte*: fue explotada concomitantemente con San Martín, de ella se extrajeron 800 t de mineral de mena con ley media de 2%  $WO_3$  (Navarro 1960) y se midieron reservas por 3.300 t de mineral (Quartino *et al.* 1961).

Consiste en una veta desarrollada mayormente en el granito biotítico del plutón San Martín cuyo extremo austral se encajó en la metamorfita de la caja. El granito es color rosado con tono gris, tamaño de grano medio y estructura masiva. Las metamorfitas son esquistos de color gris oscuro, grano fino y foliación fina a media; a simple vista se reconocen cuarzo y plagioclasa. En los sectores próximos a la

veta se observa abundante pirita en los planos de clivaje. La veta se orienta  $N45^\circ E/70^\circ N$  en el granito y cambia a  $N15^\circ E$  al ingresar a la metamorfita siguiendo los planos de foliación; tiene una corrida de aproximadamente 200 m de los cuales el 90% se encuentran en el granito. Según el informe de Navarro (1960) en el contacto granito-metamorfita la veta tiende a ensancharse, alcanzando 1,9 m de potencia, formándose un clavo mineralizado donde se practicó el pique. El espesor medio de la veta es de 0,4 metros.

c) *Pachamama*: se localiza 990 m al sudeste del pique N°1 de la mina San Martín y fue explotada de manera conjunta con

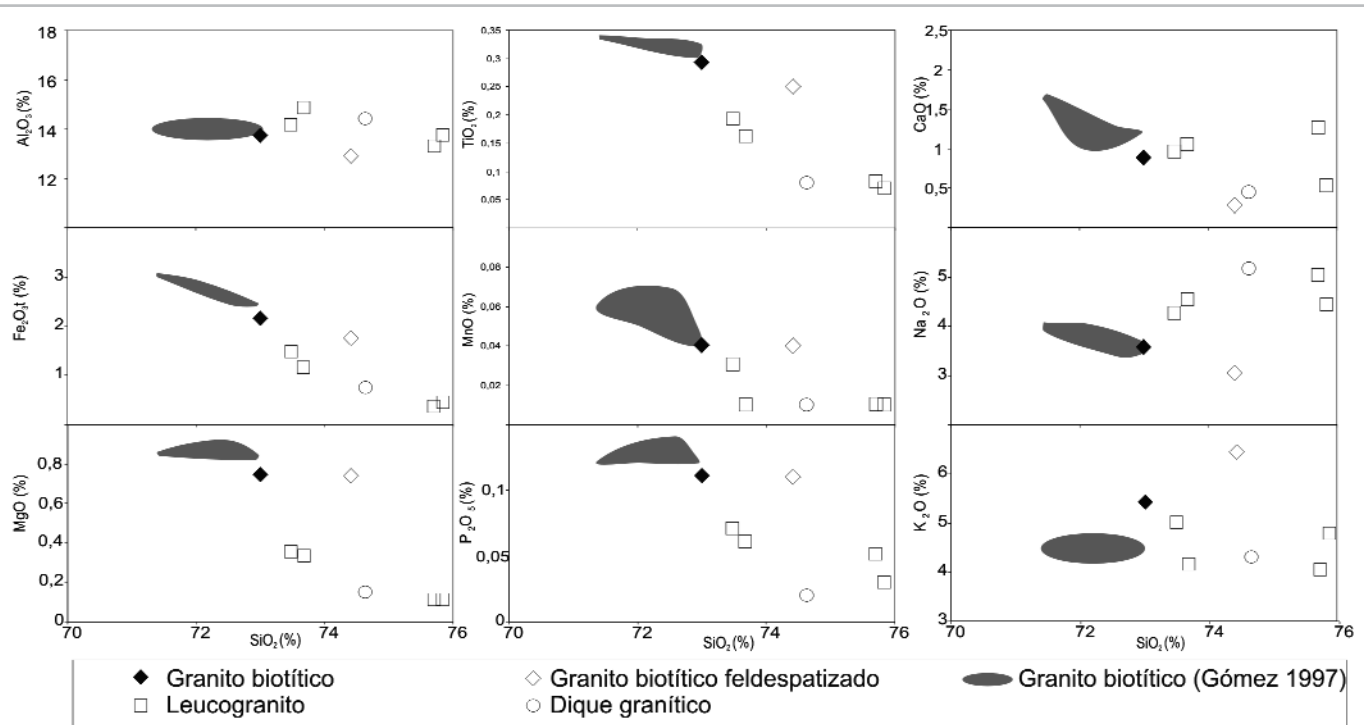


Figura 7: Diagramas de variación binarios de elementos mayoritarios del plutón San Martín. El área pintada de gris corresponde a granitos biotíticos del plutón San Martín analizados por Gómez (1997).

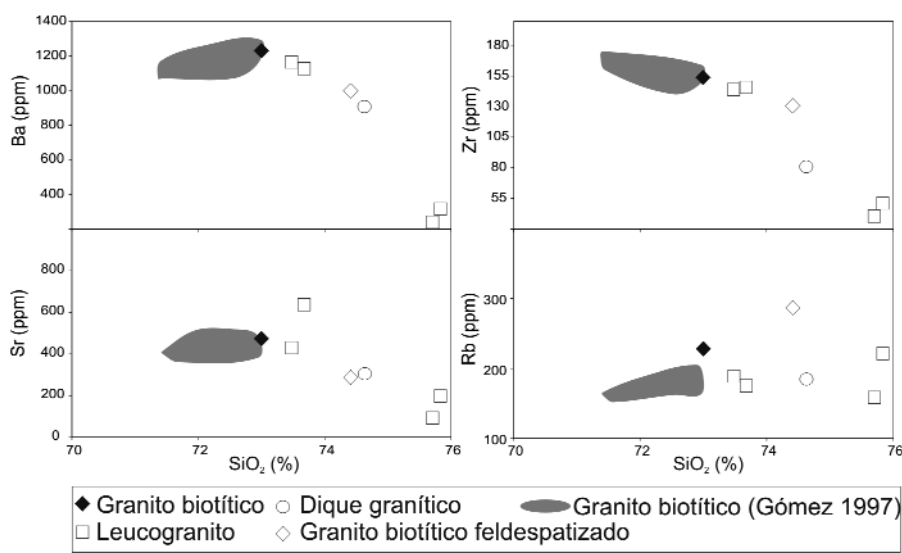


Figura 8: Diagramas de variación binarios de elementos traza del plutón San Martín. El área pintada de gris corresponde a granitos biotíticos del plutón San Martín analizados por Gómez (1997).

ésta. Las reservas estimadas (probables + posibles) son 6.650 t con una ley media de 0.925% WO<sub>3</sub> y las reservas prospectivas son del orden de 17.000 t (Camino 2001).

La veta se encuentra en granito biotítico de grano medio y color rosado con tonos grises, muy alterado por procesos hidro-

termales, adquiriendo colores anaranjados y blancuzcos. En la zona del pique principal la veta presenta una orientación N35-55°E y hacia el sudoeste la veta continúa y lo hace en sentido N40-70°E.

d) *Navarro y La Perlita*: se ubican 6,5 km al sudeste del pique N°1 de la mina San Martín y están separadas una de otra por

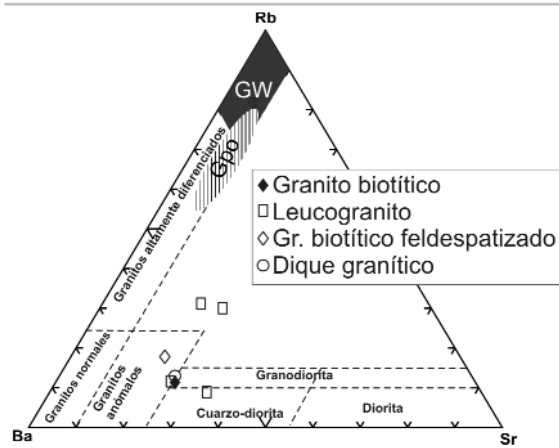
1,2 km en línea meridional. En ambas vetas sólo se efectuaron destapes superficiales que seguían el rumbo de las mismas.

Las vetas se alojan en rocas de la facies granítico biotítica del plutón San Martín, que aquí presenta color rosado a rosado grisáceo de tonalidad clara debido al avanzado estado de alteración meteórica. En este sector del cuerpo granítico las rocas están parcialmente cubiertas por sedimentos aluviales y salinos. La veta Navarro tiene 0,7 m de espesor y corrida de aproximadamente 80 metros. En general presenta una orientación submeridional con rumbo N177°E/34°O en el extremo sur y N35°E/32°NO hacia el norte de la corrida.

La veta La Perlita se observa en un destape de 2,5 m de potencia y 30 m de largo; tiene un espesor de 0,28 m, rumbo N0-15°E y buzamiento 22-32°NO.

**Tipos de vetas**

Se identifican dos tipos de vetas diferenciadas por su contenido mineral, distribución espacial, relaciones de campo, estructura y texturas: a) Vetas pre-minerali-



**Figura 9:** Diagrama triangular Sr-Ba-Rb (El Bouseily y El Sokyary 1975) con datos de las facies del plutón San Martín. Área sombreada: granitos wolframíferos (GW) de Rajasthan, India (Srivastava y Sinha 1997); área rayada: granito Potrerillo (GPo) de las Sierras Pampeanas asociado a mineralizaciones de wolframio (Sardi 2005).

**CUADRO 2:** Edad radimétrica K/Ar en biotita de la facies granito biotítica del plutón San Martín.

Muestra	Roca	Mineral	%K	Error de K (%) (*10 <sup>-6</sup> )	Ar <sup>40</sup> rad ccSTP/g	Ar <sup>40</sup> atm (%)	Tmax (Ma)	Edad (Ma)	Error Máx. (Ma)
18090	Granito biotítico	Biotita	6,4548	0,5000	70,76	10,40	268,0	262,2	5,8

zación y b) Vetas mineralizadas.

a) *Vetas pre-mineralización:* formadas por cuarzo, cuarzo+feldespató potásico o feldespato potásico, en algunos casos portan escasa pirita. Se reconocen en metamorfitas próximas al contacto y en todas las facies del plutón San Martín, incluidas las hipabisales, sin orientación particular. En las metamorfitas generalmente son de feldespato potásico con cuarzo subordinado, muy delgadas (<3 mm) e intruidas siguiendo los planos de esquistosidad formando textura de libro. En el granito biotítico han desarrollado las mayores potencias y texturas variando si su mecanismo de formación fue predominantemente reemplazo o relleno. Las de reemplazo forman un venilleo más o menos denso, de bordes irregulares, con reemplazo de la roca a lo largo de fracturas estrechas; son equivalentes a lo descrito por Gómez (1997) como feldespaticación potásica relacionada a venas y venillas. Las de relleno forman vetas rectas de bordes netos, de 1 a 15 cm de espesor, cuyos ejemplos más potentes muestran una intercalación rítmica de feldespato potásico y cuarzo, en bandas del orden del milímetro a 1 cm de ancho, dando como resultado textura tipo *ribbon*. En el

leucogranito y diques graníticos las vetas pre-mineralización son delgadas (<10 mm), de cuarzo+feldespato potásico, con estructura zonada caracterizada por cuarzo en el centro y feldespato potásico en los bordes.

b) *Vetas mineralizadas:* se emplazaron en diaclasas de enfriamiento, perpendiculares al contacto con la metamorfitas y localizadas en la facies de borde granito biotítico del plutón San Martín. Las vetas intruyen directamente en el granito biotítico, como sucede en Horizonte y veta Navarro, ó en vetas pre-mineralización, siguiendo el rumbo de las mismas, como en el caso de San Martín, Pachamama y La Perlita. Tienen texturas de relleno formadas por agregados de cuarzo y feldespato potásico policristalinos y cuarzos en textura de peine. En ellas se observa una zonación mineral y textural simétrica con bordes de cuarzo + feldespato potásico en cristales anhedrales, textura masiva y grano medio intercrecidos con hübnerita subhedral de hábito prismático, grano medio a grueso y ausencia de sulfuros. Hacia el centro de la veta disminuye paulatinamente el contenido de feldespato potásico hasta desaparecer y aumenta el contenido de sulfuros, en especial la piri-

ta, junto a hübnerita y cuarzo de textura masiva. En el centro de la veta y en los contactos con la caja se desarrollaron vetas de cuarzo euhedral a subhedral, de grano fino a medio, con texturas de espacios abiertos (diente de perro), contenido alto de sulfuros y ausencia de hübnerita. En la figura 10 se muestra un esquema ideal con la relación entre los tipos de vetas y su distribución interna.

En todas las vetas mineralizadas del plutón San Martín se destacan, por su abundancia, hübnerita, pirita, esfalerita, calcopirita, scheelita y galena. Las relaciones texturales observadas son las siguientes:

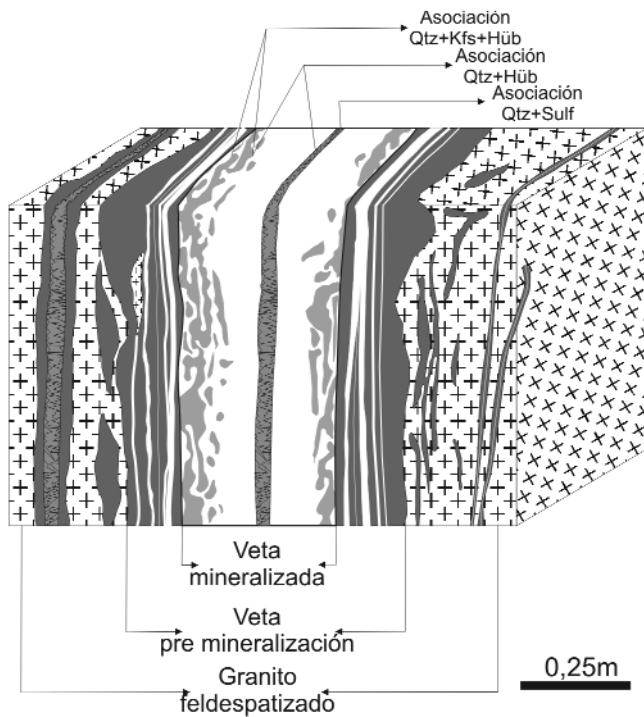
*Hübnerita:* se presenta generalmente en cristales subhedrales, tamaño de grano entre 2 a 15 mm y color castaño claro con intensos reflejos internos rojos, especialmente en los bordes. Se la encuentra en cristales aislados o en agregados asociados espacialmente con cuarzo y feldespato potásico y en ocasiones con pirita euhedral de grano fino.

*Pirita:* por su morfología, tamaño y asociación paragenética se reconocen pirita euhedral de grano fino asociada con hübnerita y pirita subhedral a anhedral de grano medio a grueso asociada con sulfuros.

*Esfalerita:* hay esfalerita sin y con exoluciones de calcopirita (Gómez 1997). La primera es subhedral, de grano fino y está comúnmente asociada con késterita y estannoidita. La esfalerita con exoluciones de calcopirita es más abundante, tiene morfología anhedral y tamaño de grano fino a medio. Genera textura de caries en pirita y calcopirita y es reemplazada por galena.

*Calcopirita:* se presenta rellenando intersticios entre cristales de pirita y hübnerita, también incluye a esfalerita. En muchas de las muestras la calcopirita es reemplazada por covellina y spionkopita a través de fracturas en el mineral.

*Scheelita:* se presenta como reemplazo de hübnerita y se distribuye esencialmente siguiendo los planos de clivaje del mineral huésped. En algunos casos sólo se reconoce a la hübnerita como relicto dentro de la scheelita.



**Figura 10:** Esquema de las vetas con wolframita de San Martín y Pachamama. Se reconocen la caja granítica feldespaticada por la intrusión de venillas y vetas estériles de cuarzo y feldespato potásico (vetas pre-mineralización). Intruyendo las vetas anteriores aparece la veta mineralizada con la asociación cuarzo (Qtz) + feldespato potásico (Kfs) + hübnerita (Hüb) en los bordes que pasa transicionalmente a la asociación cuarzo + hübnerita. Finalmente se depositó la asociación cuarzo + sulfuros (Sulf) comúnmente en vetas con texturas de relleno.

*Galena:* texturalmente presenta atributos de mineral de formación tardía, reemplazando a la mayoría de los sulfuros presentes. Forma texturas de caries en contacto con pirita, calcopirita y esfalerita con exoluciones. Es común encontrarla íntimamente asociada a aikinita y wittichenita.

#### Alteración hidrotermal

Se reconocieron dos tipos de alteración hidrotermal asociada a vetas: feldespaticación y sericitización.

a) *Feldespaticación:* es la alteración más difundida y está asociada al evento hidrotermal que dio origen a las vetas pre-mineralización. La alteración es penetrativa en los sectores inmediatos a las vetas y selectiva de feldespatos a medida que nos alejamos de ellas. El espesor de roca alterada es directamente proporcional al tamaño de la veta a la que se asocia, variando de unos pocos milímetros en caso de venillas de orden centimétrico, hasta 2 metros para las vetas mayores en especial las que poseen texturas de relleno. Esta alteración afectó a rocas del granito biotítico, leucogranito, facies hipabisales y esquistos de la caja metamórfica. En los afloramientos las rocas graníticas altera-

das presentan color naranja y también tonos rojizos y rosado oscuro al partirlas. La alteración le confiere, principalmente al granito biotítico, textura porfirica con fenocristales de feldespato potásico (mayormente microclino) de hasta 6 mm en una matriz de grano medio a fino enriquecida en feldespato potásico y cuarzo. Los cambios mineralógicos han sido reemplazo de plagioclasa y feldespato potásico por microclino, desferrización de biotita e importante diseminación de cuarzo y apatita. Los rasgos texturales más sobresalientes son relictos de plagioclasa en los bordes y centros del microclino secundario, contactos difusos entre feldespato potásico peritítico primario y microclino y cristales de cuarzo secundario pequeños, de bordes suturados en contacto con el resto de la mineralogía.

b) *Sericitización:* afecta esencialmente a granitos biotíticos en las proximidades de vetas mineralizadas. En algunos sectores se superpone a la feldespaticación. También se reconoce en vetas pre-mineralización y en los bordes mismos de las vetas mineralizadas. Su carácter tardío la vincula genéticamente al último estadio de la mineralización.

Fue un proceso de baja intensidad, pues-

to en evidencia por su escasa representación en el terreno, que produjo leves cambios de tonalidad en la roca granítica la cual adquiere tonos verdes y blancuzcos. A escala microscópica se observa sericitización moderada en feldespatos y biotita y venillas de cuarzo con pirita que cortan la mineralogía preexistente. También está asociada a la precipitación de fluorita de color violeta con tonos lilas en cavidades inter e intraminerales acompañadas de carbonatos (calcita).

#### Secuencia paragenética

La secuencia de formación de las especies minerales fue definida en base a la integración de las observaciones realizadas a escala de los afloramientos y microscópica y constituye una modificación de la anteriormente planteada por Gómez (1997). Se reconoció una etapa hidrotermal inicial estéril y una etapa hidrotermal final mineralizadora, cada una de ellas con asociaciones minerales características (Fig. 11). Las mismas pueden sintetizarse como:

##### Etapas

1.- Cuarzo + feldespato potásico (Qtz+Kfs)

##### Etapas II

1.- Cuarzo + feldespato potásico + hübnerita (Qtz+Kfs+Hüb)

2.- Cuarzo + hübnerita (Qtz+Hüb)

3.- Cuarzo + sulfuros (Qtz+Sulf)

La secuencia paragenética se inició con la formación de vetas de cuarzo y feldespato potásico asociadas a alteración feldespática de granitos y rocas hipabisales del plutón. En esta etapa se destaca la asociación mineral cuarzo + feldespato potásico (Qtz+Kfs) acompañada de escasa pirita que caracteriza a las vetas pre-mineralización.

La segunda etapa formó las vetas mineralizadas. Si bien desde el punto de vista yacimientológico es la más importante, el volumen de material involucrado es mucho menor que la anterior ya que las vetas son escasas y se circunscriben al sector de borde del plutón. La secuencia de

formación de la etapa II se inició con la co-precipitación de hübnerita, cuarzo y feldespato potásico en los bordes de veta seguida, de manera transicional, por la precipitación de cuarzo masivo y hübnerita. Junto a la mineralización wolframífera hay evidencias de precipitación de pirita de grano fino y euhedral. El segundo episodio se caracteriza por la ausencia de hübnerita y precipitación abundante de sulfuros junto a cuarzo formando vetas con texturas de relleno y límites más o menos netos en contacto con las asociaciones anteriores. Se inició con la precipitación de abundante pirita, calcopirita, esfalerita sin exoluciones y el reemplazo parcial de hübnerita por scheelita. La secuencia continuó con la precipitación de galena y esfalerita con exoluciones, además de escasos minerales de estaño y bismuto. Completaron la paragénesis fluorita y telururos de plata (Fig. 11).

SÍNTESIS Y DISCUSIÓN

El granito del plutón San Martín es de tipo I, de la serie de la magnetita (Gómez 1997) y metaluminoso. En comparación con los granitoides neopaleozoicos de la región tiene alto SiO<sub>2</sub> (>72%) y óxidos alcalinos (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O >8,5%) y está empobrecido en MgO y CaO. También se destaca por su alto Rb y bajo Sr y Zr. En la correlación K/Rb - SiO<sub>2</sub> se pone en evidencia la mayor evolución y fraccionamiento del magma granítico de San Martín al compararlo con el resto de granitoides del Complejo Plutónico Navarrete (Fig. 12).

Otra característica distintiva del plutón San Martín es su diferenciación interna y la evolución desde granito biotítico a leucogranito, diques graníticos y aplitas. Indicadores geoquímicos tales como la correlación negativa de Zr con el parámetro de diferenciación SiO<sub>2</sub> (Fig. 8) indicaría posible cristalización fraccionada del plutón, mientras que la buena correlación entre TiO<sub>2</sub> y Zr que se observa en la figura 13, ambos elementos inmóviles durante procesos magmáticos tardíos al permanecer inertes en los minerales

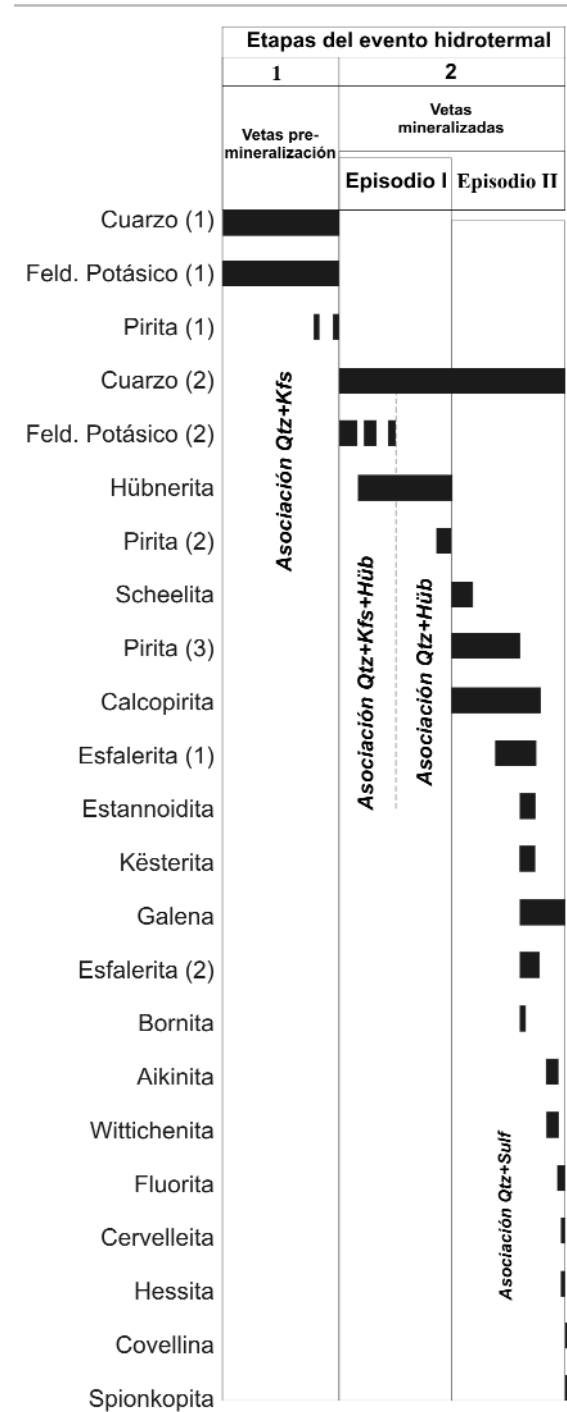
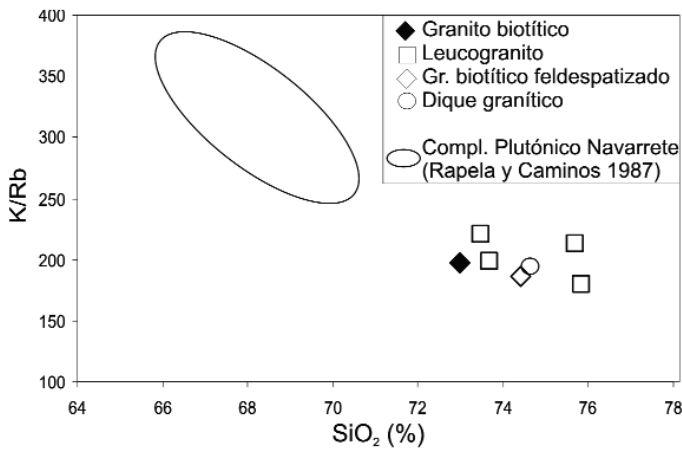


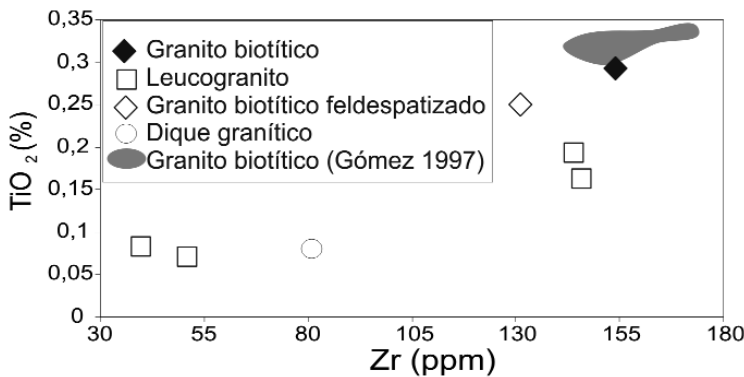
Figura 11: Secuencia paragenética del evento hidrotermal que dio origen a las vetas estériles y wolframíferas del plutón San Martín.

(Winchester y Floyd 1987), sugeriría un fraccionamiento continuo de biotita y circón durante la cristalización magmática. Por otra parte, el grado de fraccionamiento alcanzado por el plutón San Martín es menor que el de granitos fuentes de mineralizaciones (Fig. 9). La naturaleza metasedimentaria de grado bajo de la caja del plutón San Martín, con

paragénesis mineral muscovita + albita, y las variaciones texturales del intrusivo, similares a las descritas por Candela (1997) para plutones graníticos de niveles someros de la corteza, coinciden con el nivel de emplazamiento sugerido por Navarro (1960), Gómez (1997) y Caminos (2001) quienes lo definieron como somero, controlado por la reactivación de es-



**Figura 12:** Diagrama K/Rb-SiO<sub>2</sub> donde se aprecia el mayor grado de evolución composicional que presenta el plutón San Martín con respecto al resto de granitoides del Complejo Plutónico Navarrete.



**Figura 13:** Diagrama TiO<sub>2</sub> - Zr. La buena correlación sugeriría un fraccionamiento continuo de biotita y circón durante la cristalización magmática del plutón San Martín.

estructuras. Las variaciones texturales mencionadas corresponden al cambio desde granitos biotíticos de grano medio hipidiomórficos a leucogranitos de grano fino alotriomórficos, diques graníticos porfíricos y aplitas miarolíticas. Variaciones texturales similares fueron descritas por Piccoli *et al.* (1996) en los diques de la suite intrusiva Tuolumne (California), atribuidas al sobreenfriamiento del magma que los generó. La pérdida de calor asociada a exo-

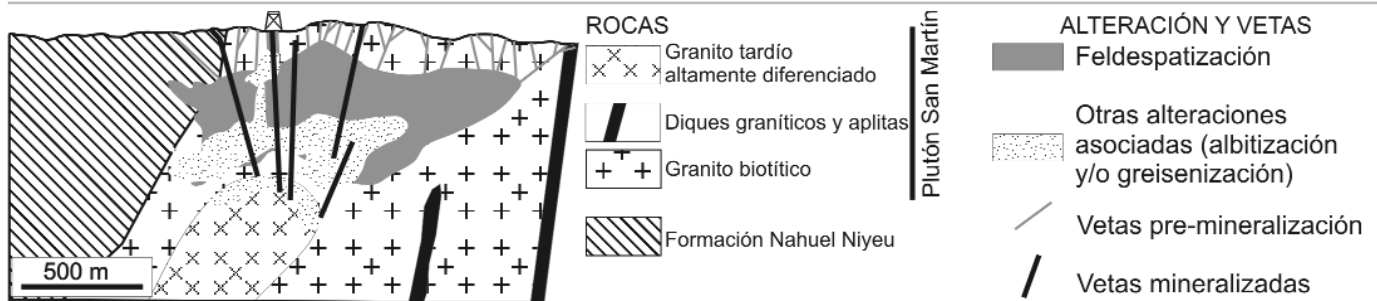
lución de volátiles y a la pérdida de volátiles y calor hacia la roca de caja pueden ser causas de sobreenfriamiento de magmas de plutones epizonales (Cerny *et al.* 2005). La textura de la aplita presenta miarolas interconectadas, asociadas a cristales euhedrales y tapizadas por minerales secundarios de origen hidrotermal, que evidencian la saturación de agua del magma y exolución de los volátiles, sugiriendo una permeabilidad en el magma del plutón San Martín que permitió el

movimiento de volátiles, condición de importancia relevante en la formación de depósitos asociados a granitos epizonales (Candela y Blevin 1995).

El plutón San Martín en su conjunto, inclusive diques graníticos y aplitas, y la metamorfita de la caja, fueron intruidos por venillas de cuarzo y feldespato potásico, estériles, delgadas, sin orientación predominante y asociadas a feldespaticación (vetas pre-mineralización). La amplia distribución de las vetas y venillas y sus diversas formas texturales indican la magnitud del proceso, que afectó todas las litologías y estructuras. El origen magmático de las venillas fue reconocido por Gómez (1997), quien obtuvo valores de δ<sup>18</sup>O en feldespatos potásicos entre 8,87 ‰ y 10,21 ‰.

Las vetas mineralizadas con hübnerita y sulfuros son posteriores; su distribución es mucho más limitada areal y volumétricamente, circunscritas a la zona de borde del plutón y en especial en su extremo occidental. Rellenaron diaclasas perpendiculares al contacto roca-caja, algunas de ellas anteriormente intruidas por vetas pre-mineralización. Las vetas mineralizadas tienen cuarzo y de forma subordinada feldespato potásico como minerales de ganga, este último restringido al inicio de la depositación. El valor de δ<sub>18</sub>O = 9,0 ‰ en feldespato potásico de la asociación Qtz+Kfs+Hüb (dato del autor inédito) y de 12,9 - 13,8 ‰ en cuarzos (Gozalvez y Korzeniewski 2008) evidencian el origen magmático de los fluidos mineralizadores.

De los tipos de alteración descritos por



**Figura 14:** Esquema del modelo de mineralización propuesto para las vetas wolframíferas del plutón San Martín. Consiste en un sistema magmático-hidrotermal donde el plutón San Martín es la roca de caja de las vetas hidrotermales cuya fuente es un intrusivo altamente diferenciado ubicado por debajo. Dicho intrusivo sería una facies tardía del sistema granítico del plutón San Martín.

Gómez (1997) (feldespatización penetrativa, albitización, greisenización y feldespatización asociada a vetas y venillas) sólo se reconoció la feldespatización potásica asociada a vetas. Las descripciones y datos petrográficos y geoquímicos aquí presentados descartan la existencia, en rocas graníticas aflorantes, de alteración penetrativa formada por procesos subsóolidos durante los estadios magmáticos tardíos. El trabajo de Gómez (1997) no precisa el desarrollo y distribución de estas alteraciones no quedando claro, en especial sobre las muestras albitizadas y greisenizadas, si provenían de afloramientos del granito o del interior de las labores mineras.

El plutón granítico, la feldespatización asociada a vetas estériles y la mineralización vetiforme de hübnerita, vinculados espacialmente, se formaron a partir de una fuente magmática. Si bien la composición, evolución y estado de oxidación del magma que formó el plutón San Martín es comparable con la de algunos granitos fértiles de Sn, W y Mo (Blevin y Chappell 1995, Cerny *et al.* 2005), el grado de diferenciación alcanzado es inferior. Esto replantea el modelo presentado por Gómez (1997) quien señaló como posible roca fuente los leucogranitos.

El esquema genético propuesto considera las características petrográficas de las facies del plutón, su composición geoquímica, el modo de fraccionamiento y nivel de emplazamiento como indicadores de su potencial para alcanzar facies más diferenciadas. Como se ha discutido en párrafos anteriores, el plutón San Martín regionalmente es un intrusivo granítico evolucionado que se emplazó en niveles someros de la corteza y se diferenció por cristalización fraccionada con evidencias de sobreenfriamiento del magma, saturación de agua y movimiento de volátiles. Esto caracteriza al plutón San Martín como un sistema granítico con posibilidades de ser fértil, como se ha indicado para otros granitos mineralizadores (Candela y Blevin 1995). Las vetas pre-mineralización y las vetas mineralizadas alojadas en el plutón San Martín estarían

genéticamente asociadas a intrusivos de mayor diferenciación ubicados por debajo, estos últimos facies tardías del sistema granítico del plutón San Martín (Fig. 14).

## CONCLUSIONES

El plutón San Martín está compuesto por una facies de borde granito biotítica y una facies central leucogranítica, ambas intruidas por diques graníticos y aplitas cogenéticas. Corresponden a granitos tipo I, metaluminosos de la serie de la magnetita. La edad del plutón es de  $262 \pm 5,2$  Ma, en base a datación K-Ar en biotita de la facies granito biotítica.

El fraccionamiento magmático durante la evolución interna del plutón fue continuo. Evolucionó de granito biotítico de grano medio, inequigranular hipidiomórfico a leucogranito de grano fino, equigranular alotriomórfico, diques graníticos porfíricos y aplitas miarolíticas. Las variaciones y tipos de texturas evidencian saturación de agua y exolución de volátiles. El plutón San Martín se emplazó en niveles de la corteza relativamente someros donde es común que se produzcan variaciones y tipos texturales como las antes descriptas.

Ha sido intruido por vetas hidrotermales, de origen magmático, diferenciadas en vetas pre-mineralización y vetas mineralizadas. Las vetas pre-mineralización son abundantes, estériles, formadas por cuarzo y feldespato potásico e intruyen a todas las facies del plutón y a la metamorfita de la caja. Las vetas mineralizadas son escasas, sólo intruyen en la facies de borde granito biotítica y tienen hübnerita en ganga de cuarzo y feldespato potásico.

Las vetas pre-mineralización feldespatizaron la roca granítica de forma penetrativa en las fajas inmediatas a las vetas y selectiva de feldespatos en los sectores más alejados. Las vetas mineralizadas sericitizaron la roca granítica y las vetas pre-mineralización; la intensidad de este proceso fue leve.

Se reconocieron dos etapas en el proceso hidrotermal: etapa I estéril y etapa II mineralizada. La etapa I se caracteriza por la

asociación mineral cuarzo+feldespato potásico que formó las vetas pre-mineralización. Durante la etapa II se formaron las vetas mineralizadas y se inició con la asociación cuarzo + feldespato potásico + hübnerita seguida de cuarzo + hübnerita y finalmente cuarzo + sulfuros.

El tipo de granito del plutón San Martín, su grado de evolución, modo de fraccionamiento y nivel de emplazamiento son comparables al de granitos asociados a depósitos de wolframio. No obstante, su grado de fraccionamiento es menor, no alcanzando ninguna de sus facies la especialización normal entre granitos fuentes de wolframio.

Se propone un modelo de sistema magmático-hidrotermal donde el plutón San Martín es la roca de caja de las vetas hidrotermales, cuya fuente es un intrusivo altamente diferenciado ubicado por debajo. Dicho intrusivo sería una facies tardía del sistema granítico del plutón San Martín.

## AGRADECIMIENTOS

El autor expresa su agradecimiento al SEGEMAR por permitir la publicación de estos datos. Asimismo agradece a los árbitros, en especial al Dr. Raúl Fernández, por las acertadas sugerencias. A la Dra. Milka K. de Brodtkorb por su apoyo y colaboración y a la Dra. Silvia Lagorio y Dr. Carlos Herrmann por los comentarios que contribuyeron a mejorar diversos aspectos del trabajo.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Artabe, A.E. 1985a. Estudio sistemático de la tafoflora triásica de Los Menucos, provincia de Río Negro, Argentina. Parte I. Sphenophyta, Filicophyta, Pteridospermophyta. *Ameghiniana* 22: 3-22.
- Artabe, A.E. 1985b. Estudio sistemático de la tafoflora triásica de Los Menucos, provincia de Río Negro, Argentina. Parte II. Cycadophyta, Ginkgophyta y Coniferophyta. *Ameghiniana* 22: 159-180.
- Basei, M., Varela, R., Sato, A.M., Siga, O. Jr. y Llambías, E.J. 2002. Geocronología sobre ro-

- cas del Complejo Yaminué, Macizo Nordpatagónico, Río Negro, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, (El Calafate), Actas 3: 117-122.
- Blevin, P.L. y Chappell, B.W. 1995. Chemistry, origin, and evolution of mineralized granites in the Lachlan Fold Belt, Australia: the metallogeny of I- and S-type granites. *Economic Geology* 90: 1604-1619.
- Brodtkorb, M.K. de y Brodtkorb, A. 1969. Reseña mineralógica del yacimiento "San Martín", Valcheta, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34: 15-20.
- Brodtkorb, M.K. de y Paar, W. 1993. Redefinición de cuatro minerales del yacimiento San Martín, Valcheta, provincia de Río Negro. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 90-91.
- Caminos, R. 1983. Descripción Geológica de las Hojas 39g, Cerro Tapiluke y 39h, Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, (inédito), 41 p., Buenos Aires.
- Caminos, R. 2001. Hoja Geológica 4166-I, Valcheta. Provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 299, 71p. Buenos Aires.
- Candela, P.H. 1997. A review of shallow, ore-related granites: texture, volatiles, and ore metals. *Journal of Petrology* 38: 1619-1633.
- Candela, P.H. y Blevin, P.L. 1995. Do some miarolitic granites preserve evidence of magmatic volatile phase permeability?. *Economic Geology* 90: 2310-2316.
- Cerny, P., Blevin, P.L., Cuney, M. y London, D. 2005. Granite-related ore deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*: 337-370.
- Corbella, H. 1973. Acerca de la existencia de cuerpos hipabisales granito-riolíticos en el distrito minero de Sierra Grande (provincia de Río Negro) y su posible importancia metalogénica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28: 353-363.
- Cortés, J.M. 1981. El sustrato precretácico del extremo nordeste de la provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36: 217-235.
- Cox, K.G., Bell, J.D. y Pankhurst, R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. Allen and Unwin, 450 pp. London.
- Chappell, B.W. y White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Chernicoff, C.J. y Caminos, R. 1996a. Estructura y relaciones estratigráficas de la Formación Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico oriental, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51: 201-212.
- Chernicoff, C.J. y Caminos, R. 1996b. Estructura y metamorfismo del Complejo Yaminué, Macizo Nordpatagónico oriental, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51: 107-118.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P. y Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses: its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29: 183-210.
- El Bouseily, A. y El Sokkary, A. 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology* 16: 207-209.
- Feruglio, E. 1949-1950. Descripción geológica de la Patagonia. Ministerio de Industria y Comercio, Dirección General de YPF 1: 1-334, 2: 1-344, 3: 1-420, Buenos Aires.
- Giacosa, R. 1993. El ciclo eruptivo gondwánico en el área de Sierra Pailemán, Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 113-117. Buenos Aires.
- Gómez, M.C. 1997. Mineralogía y génesis del yacimiento de wolframio Mina San Martín, Dpto. de Valcheta, Prov. de Río Negro. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, (inédito), 129 p., Bahía Blanca.
- Gómez, M.C. y Aliotta, G. 1999. El yacimiento de wolframio San Martín, Río Negro. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 851-856.
- Gozalvez, M.R. 2009. Petrografía y edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de leucogranitos peraluminosos al oeste de Valcheta. Macizo Nordpatagónico (Río Negro, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* (en prensa).
- Gozalvez, M.R. y Korzeniewski, L.I. 2008. Inclusiones fluidas e isótopos estables de vetas wolframíferas del plutón San Martín, departamento Valcheta, provincia de Río Negro, Argentina. 9° Congreso de Mineralogía y Metalogénica, Acta: 133-140, Jujuy.
- Labudía, C.H., Llambías, E.J., Rapela, C.W. y Artabe, A. 1995. El Triásico de Los Menucos: procesos volcánicos y sedimentarios. Reunión del Triásico del Cono Sur, Actas 2: 17-21.
- Linares, E., Ostera, H.A. y Parica C.A. 1990. Edades radimétricas preliminares del basamento cristalino de las vecindades de Mina Gonzalito y de Valcheta, provincia de Río Negro, República Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 251-253.
- Llambías, E.J., Caminos, R. y Rapela, C.W. 1984. Las plutonitas y volcanitas del Ciclo eruptivo Gondwánico. En Ramos, V.A. (ed.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio I (4): 85-117.
- Llambías, E.J., Varela, R., Basei, M. y Sato, A.M. 2002. Deformación y metamorfismo neopaleozoico en Yaminué, Macizo Nordpatagónico (40°50'S, 67°40'W): su relación con la fase orogénica San Rafael y el arco de Los Gondwanides. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 3: 123-128.
- López de Luchi, M.G., Wemmer, K. y Rapalini, A.E. 2008. The cooling history of the North Patagonian Massif: first results for the granulites of Valcheta area, Río Negro, Argentina. 6° South American Symposium on Isotope Geology, Actas en CD, T-54, 4p., San Carlos de Bariloche.
- Malvicini, L. y Llambías, E. 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 185-202, Buenos Aires.
- Méndez, L.A. 1978. Yacimiento de fluorita Mina Delta, Sierra Grande, provincia de Río Negro. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 133-148, Buenos Aires.
- Miyashiro, A. 1978. Nature of alkalic volcanic rock series. *Contribution of Mineralogy and Petrology* 66: 91-10.
- Navarro, H. 1960. Geología general y economía del Distrito Minero Valcheta, Río Negro. Dirección General de Fabricaciones Militares, Informe 222, (inédito). 63 p., Buenos Aires.
- Núñez, E., Bachmann, E.W. de, Ravazzoli, I., Britos, A., Franchi, M., Lizuáin, A. y Sepúlveda, E. 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo Somuncura, provincia de Río Negro, República Argentina. 2° Congreso Iberoamericano de geología Económica, Actas 4: 247-266, Buenos Aires.



- Paar, W. y Brodtkorb, M.K. de, 1996. Presencia de cervelleíta y hessita en la galena del yacimiento San Martín, Valcheta, provincia de Río Negro. 3º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 173-175.
- Pankhurst, R.J., Caminos, R. y Rapela, C.W. 1993. Problemas geocronológicos de los granitoides Gondwánicos de Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 99-104.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth Science Reviews* 76: 235-257.
- Peccerillo, A. y Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic Rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Piccoli, P.M., Candela, P.H., Jugo, P.A. y Frank, M.R. 1996. Contrasting syn-late magmatic intrusive behavior of aplite dykes in the Tuolumne Intrusive Suite, California: implication for magma rheology. *Cordilleran Section of the Geological Society of America (a symposium in honor of Paul Bateman)* 28, 101 p.
- Quartino, B., De la Iglesia, H. y Zucolillo, U. 1961. Estudio preliminar para el desarrollo integral de la región Comahue. Comisión Especial para el Estudio del Desarrollo de las zonas de influencia de los ríos Limay, Neuquén y Negro (Comahue). Anexo 3. Geología y Minería, 127 p., Senado de la Nación.
- Rapela, C. y Caminos, R. 1987. Geochemical characteristics of the Upper Paleozoic magmatism in the Eastern sector of Northpatagonian Massif. *Revista Brasileira de Geociencias* 17: 535-543.
- Rickwood, P.C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos* 22: 247-263.
- Sardi, F.G. 2005. Geología y metalogénesis de los yacimientos de wolframio del sector centro-este del Sistema de Famatina, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 32: 3-18.
- Secretaría de Minería de la Nación, 1994. Directorio de Oportunidades. Ministerio de Economía, Obras y Servicios Públicos, 217 p., Buenos Aires.
- Srivastava, P.K. y Sinha, A.K. 1997. Geochemical characterization of tungsten-bearing granites from Rajasthan, India. *Journal of Geochemical Exploration* 60: 173-184.
- Stipanovic, P.N. 1967. Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 22: 101-133.
- Stipanovic, P.N. y Linares, E. 1975. Catálogo de edades redimétricas determinadas para la República Argentina, años 1960 a 1974. *Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria)* 3: 1-42.
- Stipanovic, P.N. y Methol, E.J. 1972. Macizo de Somún Cura. En Leanza, A.F. (ed.), *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias: 581-599, Córdoba.
- Tanelli, G. 1982. Geological setting, mineralogy and genesis of tungsten mineralization in Dayu district, Jiangxi (People's Republic of China), an outline. *Mineralium Deposita* 17: 279-294.
- Varela, R., Basei, M., Sato, A.M., Llambías, E.J. y Siga, O. Jr. 2001. Edades isotópicas neopaleozoicas del Complejo Yaminué, Macizo Nordpatagónico. 2º Simposio Argentino Paleozoico Superior, Resúmenes: 31, Trelew.
- von Gosen, W. 2002. Polyphase structural evolution in the northeastern segment of the North Patagonian Massif (southern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 15: 591-623.
- Wichmann, R. 1919a. Sobre la constitución geológica del Territorio del Río Negro y la región vecina, especialmente de la parte oriental entre el río Negro y Valcheta. Primera Reunión Nacional de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales, Sección I, Geología, Geografía y Geofísica: 90-107, Buenos Aires.
- Wichmann, R. 1919b. Contribución a la geología de la región comprendida entre el río Negro y el arroyo Valcheta. Con una descripción petrográfica de las rocas eruptivas y metamórficas por el Dr. F. Pastore. *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología*, 13 (4): PAGINGAS, Buenos Aires.
- Wichmann, R. 1931. Mapa geológico del Río Negro extraandino. En P. Groeber, 1931: El doctor Ricardo Wichmann y su obra científica. *Physis* 10(36): 264-298.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin and Hyman, 466 p., London.
- Winchester, J. y Floyd, P. 1987. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.

Recibido: 10 de septiembre, 2008

Aceptado: 01 de marzo, 2009