

# Magmatismo máfico en el basamento de la sierra de Papachacra, Sierras Pampeanas de Catamarca: aspectos geológicos y geoquímicos

Sierra de Papachacra basement mafic magmatism, Pampean Ranges of Catamarca: geologic and geochemistry aspects

José E. Lazarte

Facultad de Ciencias Naturales e Instituto M. Lillo, UNT – INSUGEO, CONICET. Miguel Lillo 205, (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina. jelazar@csnat.unt.edu.ar

## RESUMEN

Se propone una secuencia litoestratigráfica para el basamento metamórfico y granitoides en la zona de la Sierra de Papachacra, Sierras Pampeanas de Catamarca, sobre la base de estudios geológicos, petrográficos y geoquímicos de las rocas máficas aflorantes en la zona. Se definieron 5 grupos de rocas máficas. La secuencia litoestratigráfica comienza con actividad magmática sinsedimentaria, sigue con el emplazamiento de la Ortoanfíbrolita La Cuesta y diques en las metamorfitas, luego se emplazan los diques de los grupos G3 y G4 en el ortogneis Chango Real, entre los que no se puede definir cronología. Finalmente, se emplazan diques hipabisales G5 en el Granito Papachacra. La geoquímica indica bajos contenidos de Sr y alto contenido del par Th-U en todas las rocas máficas, respecto a la media de basaltos. Los tipos G1 y G2 (ortofanfíbrolita La Cuesta) poseen altos LIL y bajos Ta y Nb. El dique de gabro (G3) se agrupa con el tipo G5 por los elementos traza pero se distinguen por el alto contenido en SiO<sub>2</sub> de G3. El tipo G4 tiene bajos valores de Nb, con Ta por encima de la media y contenidos irregulares de LIL. Los rasgos geoquímicos indican el paso de un ambiente posiblemente tipo arco magmático a una etapa distensiva con cuerpos de composición más básica.

**Palabras clave** — Basamento ígneo-metamórfico, secuencia magmática, Sierras Pampeanas, Paleozoico.

► Ref. bibliográfica: Lazarte, J. E. 2019. "Magmatismo máfico en el basamento de la sierra de Papachacra, Sierras Pampeanas de Catamarca: aspectos geológicos y geoquímicos". *Acta Geológica Lilloana* 31 (2): 1-33. Fundación Miguel Lillo, Tucumán, Argentina. D.O.I.: <https://doi.org/10.30550/j.agl/2019.31.2/1>

► Recibido: 16/04/19 – Aceptado: 06/10/19

► URL de la revista: <http://actageologica.lillo.org.ar>



► Algunos derechos reservados. Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons Atribución – No Comercial – Sin Obra Derivada 4.0 Internacional.

## ABSTRACT

A lithostratigraphic sequence for the metamorphic and granitoid basement in the area of the Sierra de Papachacra is proposed on the basis of geological, petrographical and geochemical studies of the basic rocks outcropping in the area. The sequence begins with synsedimentary magmatic activity, followed by La Cuesta Ortoanfibolite and dikes in the metamorphites (G1 and G2 types). Then G3 and G4 dikes are placed in Chango Real Formation, but the chronology of them is unknown. Finally, hypabissal dykes G5 (DBE) era located in the Papachacra Granite. All rock types have low Sr contents and high content of the Th-U pair, with respect to the mean basalts. G1 and G2 types have high LIL and low Ta and Nb. The gabbro dike (G3) is grouped with type G5 by the trace elements but with high content in SiO<sub>2</sub>. The G4 type has low Nb values, with Ta above the mean and irregular LIL contents. Geochemistry indicates tectonic setting of magmatic arc and a later distensive stage.

**Keywords** — Igneous basement, magmatic sequence, Pampean Ranges, Paleozoic.

## INTRODUCCIÓN

En el sector de Papachacra, departamento Belén, Catamarca, el basamento metamórfico está constituido por la Formación Loma Corral. A esta unidad la intruyen dos tipos de granitoides, un ortogneis granítico biotítico, de dimensiones batolíticas (Fm. Chango Real) y un conjunto de stocks con características de granitos evolucionados que afloran en las sierras mencionadas (Granito Papachacra). Existen numerosas manifestaciones metalíferas de Pb, Zn, Au, W, (Sn), (Ag), Fe, etc., por lo general vetiformes, que estarían relacionadas a éstos intrusivos.

En este conjunto se encuentran las rocas básicas objetos de este estudio, algunas intercaladas en el basamento metamórfico y otras como diques emplazados en los granitoides. Estas rocas básicas serían importantes para comprender la petrogénesis del sector y, de tener relación con la metalogenia, serían un interesante blanco para la investigación del basamento en variados aspectos.

La caracterización de las rocas básicas es importante para establecer eventuales relaciones con los granitoides que se consideran causantes de la mineralización (Lazarte 1991, 1994). Esto implica revisar la litología y estratigrafía del miembro de metabasitas de la Fm. Loma Corral a la luz de nuevos datos. En una primera etapa, esta caracterización se hace con datos de campo, petrográficos y geoquímicos e implica una clasificación y descripción de los tipos, sistematización necesaria para estudios de mayor detalle, en una segunda etapa. Resultados preliminares se publicaron en Lazarte (2017).

Cabe aclarar que en este trabajo no se incluyen rocas volcánicas de posible edad cenozoica, que afloran en el área pero fuera del ámbito del Basamento metamórfico y de los granitoides.

La hipótesis de trabajo es que, de los grupos o tipos de rocas básicas descriptos, alguno(s) se relaciona al Granito Papachacra. Su estudio podrían brindar informa-

ción acerca del episodio extensional en que se estima, se emplazaron los intrusivos evolucionados.

Se hicieron estudios petrográficos y calcográficos, análisis químicos por elementos mayoritarios y traza de 37 muestras, que se realizaron en laboratorios de Acme-labs (Canadá) con métodos ICP-MS y ICP-ES. Se incluyen datos de otros autores.

## GEOLOGÍA

### Basamento metamórfico

La Formación Loma Corral (Turner 1962) está constituida por metasedimentitas (pelíticas y psamíticas) con metamorfismo regional de bajo grado, de esquistosidad marcada, entre las que se intercalan mármoles y metabasitas en mucho menor proporción (Fig. 1A), a los que se asigna la categoría de miembros de la formación (Lazarte 1991).

**Metasedimentitas.**— Son cuarcitas, esquistos y filitas; de color gris con tonos verdosos o parduzcos. La mineralogía en general, está integrada por cuarzo, biotita, muscovita-sericita, apatito, circón y, en menor proporción, clorita, epidoto y feldespato indiferenciado.

El cuarzo presenta extinción fuertemente ondulosa y elongación en el sentido de la esquistosidad. La biotita es el mineral que define la textura lepidoblástica. Se presenta parcialmente desferrizada, con pasaje frecuente a muscovita y clorita, posiblemente por metamorfismo retrógrado. La fábrica granoblástica puede ser bandeada dependiendo de la abundancia de cuarzo o de minerales máficos, con venillas cortando a la estructura general.

La muscovita es producto de alteración de biotita. En menor proporción se observan individuos frescos, de origen metamórfico primario.

Plagioclasa y feldespato potásico se presentan como minerales relícticos de los sedimentos originales con alteración a muscovita y sericita, y extinción ondulosa. También se observa oligoclasa de origen metamórfico, sin deformación. En zonas de contacto con los granitoides hay fenoblastos de feldespato potásico como producto de metasomatismo.

El epidoto (pistacita) se relaciona con los niveles calcosilicáticos o bien puede presentarse distribuido de manera irregular en la roca. En cuarcitas se observa clinzoicita asociada a las micas.

Desde el río Papachacra hacia el norte se observa skarnificación que afecta al basamento. Los minerales principales son epidoto y granate en venillas discordantes o en forma de lentes. Acompañan piritita, cuarzo y calcita ocasional.

Lazarte (1991) indica que el metamorfismo regional dinamotérmico es de bajo grado, paragénesis cz-bio-mu (cuarzo-biotita-muscovita), con temperaturas de 400 a 500°C y presiones menores a 5 Kb.

Estructuralmente la roca presenta al menos dos planos de esquistosidad, uno más conspicuo que coincidiría con la estratificación original (Lazarte 1991) y otro

posterior (véase más adelante). Las fábricas varían entre granoblástica en las cuarcitas a lepidoblástica en filitas y esquistos. En una franja del orden del centenar de metros de espesor, a lo largo del río Vicuña Pampa, a la altura de La Cuesta, afloran rocas de estructura milonítica.

**Mármoles Totorillas (García, 1974).**— Son calizas y sedimentitas carbonáticas afectadas por metamorfismo regional y de contacto. Ocurren como lentes de espesores del orden de la decena de metros y longitudes del orden del centenar al millar de metros. Afloran en una faja de rumbo N 350° con inclinaciones variables entre 30° O y 70° E (Fig. 1A).

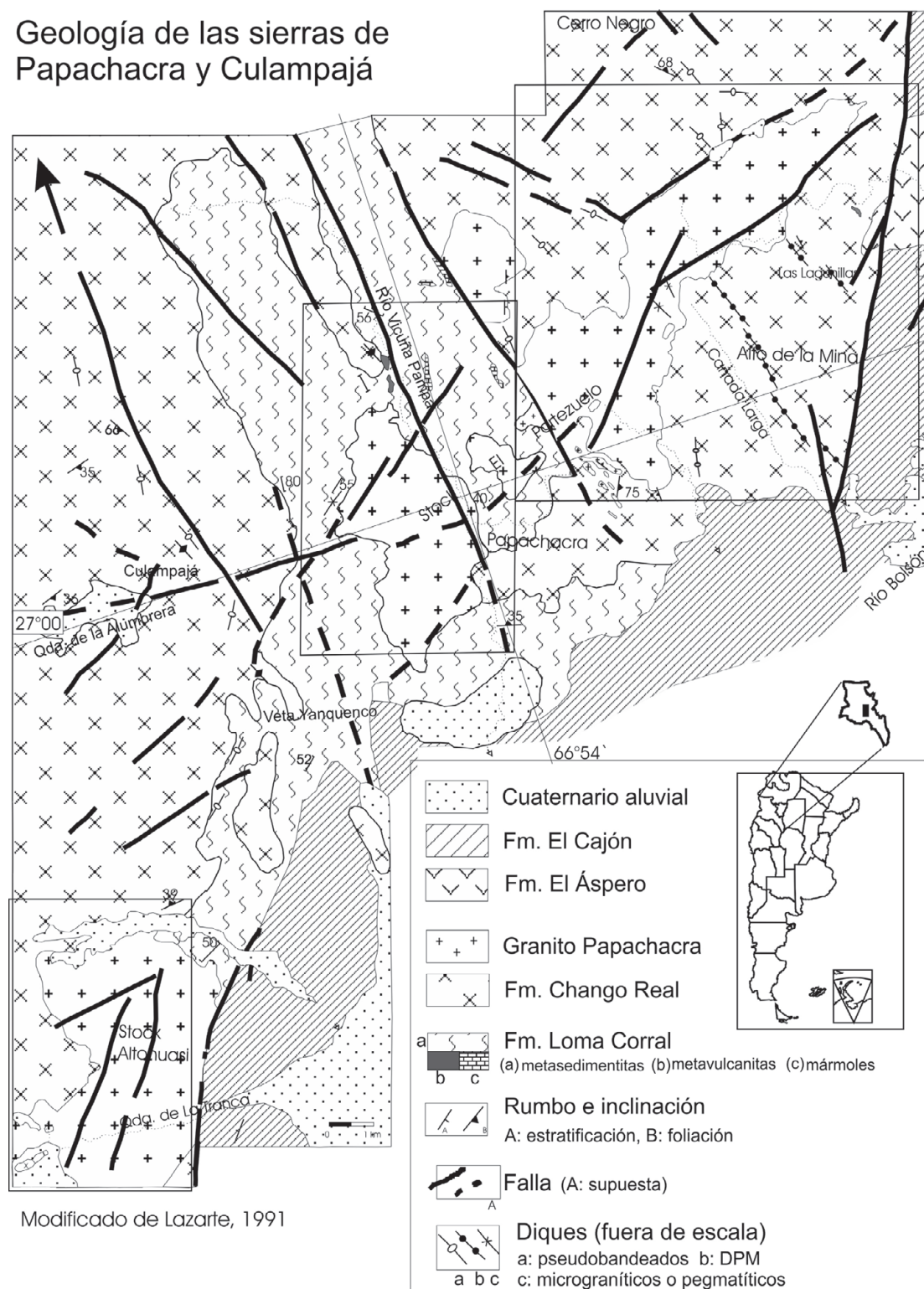
La composición es de calcita (>90%), muy escaso topacio intersticial, granate, forsterita (García y Rosello 1984), fluorita y magnetita, que podrían estar relacionadas a la intrusión de los granitoides (Lazarte 1991). La textura es de grano grueso a medio, colores variados. En algunas localidades, los lentes de mármoles están acompañados por una brecha polimíctica, con clastos de cuarcitas y calizas de hasta 1 m de diámetro, con pasta de composición grauváquica (García 1974). Presenta ocasionales xenolitos de metamorfitas bandeados, ovales, de hasta 0,2 m, alineados con la estructura general. En la quebrada de Las Bateas, las calizas se encuentran en contacto concordante con las metasedimentitas y son intruidas por un cuerpo de rocas básicas de unos 15m de potencia, que desarrolla, en el contacto, una roca de mezcla entre caliza y metabasita (Fig. 1B), con un espesor del orden del metro en donde se observan epidoto y venillas de cuarzo. La relación de intrusividad se observó en la mina Ojo de Agua y aguas arriba de la quebrada, en forma de intercalaciones de rocas básicas en los mármoles y una roca de mezcla (se describe en otro apartado).

En niveles calcosilicáticos menores se observa epidoto con tremolita- actinolita subordinados y calcita.

El miembro de metabasitas se describe con detalle más adelante.

Ávila y Lazarte (2010), asignan a la Fm. Loma Corral una edad entre Neoproterozoico y Eocámbrico, siguiendo a Aceñolaza y Toselli (2009). Consideran a esta unidad, por grado metamórfico, correlacionable con equivalentes de la Fm. Puncoviscana (*s.l.*) como la Fm. Medina.

# Geología de las sierras de Papachacra y Culampajá



**Figura 1.** Mapa general de la zona de Culampajá y Papachacra. En recuadros, las áreas detalladas en este trabajo.

## GRANITOIDES

Hay dos tipos de granitos, uno representado por el granito que dio origen al ortogneis de la Formación Chango Real y el otro, el Granito Papachacra integrado por los cuerpos de Altohuasi y El Portezuelo y otros, que intruyen al ortogneis de la Fm. Chango Real.

### Formación Chango Real

La Fm. Chango Real (Turner 1962) es un ortogneis biotítico, generado durante los eventos deformacionales del ciclo Famatiniano (Lazarte 1992) sobre un protolito biotítico de posible edad cámbrica. Tiene contacto intrusivo con las metamorfitas de la Fm. Loma Corral. Presenta grano mediano a grueso, textura porfiroide y foliación conspicua, ampliamente distribuida. Los componentes principales son cuarzo, feldespato potásico (ortosa y microclino), micropertítico, oligoclasa-andesina, biotita, muscovita secundaria, epidoto, apatito, circón y minerales opacos. Predominan composiciones granodioríticas y monzograníticas.

El cuarzo tiene extinción fuertemente ondulosa con suturas y mortero en los bordes de los cristales. En algunos sectores se observan rasgos miloníticos (Lazarte 1992).

Ortosa y microclino son anhedrales con micropertitas finas y sericitización y caolinización de distribución irregular. La plagioclasa es subhedral, zonada, variando entre Andesina media ( $An_{40}$ ), en el centro de cristales, y Oligoclasa media ( $An_{22}$ ) hacia los bordes.

La biotita se presenta deformada, con flexuras e inclusiones de apatito, circón y epidoto en menor proporción, con rutilo ocasional. Se altera a muscovita y en menor grado a clorita y epidoto.

Sólo ocasionalmente se observaron halos pleocroicos en la mica. El epidoto más abundante es secundario (pistacita y clinozoicita). Ocasionalmente se observa una generación de posible origen magmático (Lazarte 1992).

Químicamente, el ortogneis es peraluminoso, con contenidos de elementos mayores y trazas (K/Rb, Rb/Sr, Y y Zr) normales para la corteza (Lazarte, 1992).

### Granito Papachacra

(García *et al.*, 1981; Lazarte, 1991)

Comprende a los stocks de Altohuasi y El Portezuelo, más otros cuerpos menores. Son cuerpos polifaciales que intruyen al ortogneis Chango Real y al basamento metamórfico. Lazarte (1991, 1994) caracteriza esta unidad como tardía a postectónica, epizonal, de tipo evolucionado, de posible edad carbonífera. El Stock de Altohuasi aflora en la sierra homónima (Fig. 3). El Stock de El Portezuelo se divide en dos cuerpos principales que afloran entre los ríos Vicuña Pampa y Vallecito, siguiendo la dirección ENE-OSO (figuras 1 y 2).

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

Las alteraciones van de feldespatización, muscovitización sericitización, albitización, hasta greisenización (Lazarte 1994).

Colombo *et al.* (2010) citan un complejo alcalino (sienita alcali feldespática, comenditas) emplazado en el Stock El Portezuelo, cuya relación genética no está definida.

Desde el punto de vista geoquímico, el Granito Papachacra es peraluminoso con altos valores de Rb/Sr y bajos de K/Rb, indicio de su alta especialización. Además, según Lazarte (2008), presenta altos contenidos de Co, Cr, Th, U y ETR pesados respecto a la media de granitoides de Krauskopf (1979).

**Rocas de dique relacionadas al Granito Papachacra (Lazarte 1994, 2003, 2008).—** El Granito Papachacra tiene asociados un importante conjunto de cuerpos intrusivos menores (Fig. 4).

Se citan diques micrograníticos, aplíticos y pegmatíticos, ligados al Granito Papachacra. Los diques o bolsones pegmatíticos están compuestos por biotita, muscovita, cuarzo, microclino, turmalina, topacio y fluorita.

Además, hay un importante conjunto de diques leucocráticos de estructura bandeada, emplazados en el ortogneis de la Fm. Chango Real. En algunos diques se observan porciones discretas con textura gráfica.

En la sierra de Altohuasi y en el Alto de la Mina, afloran pórfiros riolíticos, con textura porfírica, holocristalina e hipidiomórfica, con fenocristales de feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa, en una matriz afanítica, de cuarzo, FK caolinizado, oligoclasa ácida, biotita desferriada, muscovita y clorita secundarias. Además, en el Alto de la Mina, se observan cuerpos porfíricos con esferulitas, emplazados en la Fm. Chango Real.

## LAS ROCAS BÁSICAS

Para una mejor exposición se dividen las rocas básicas en cinco grupos (cuadro 1). Se dejan de lado los andesitoides de la Fm. El Áspero, de posible edad cenozoica, ya que escapan a los objetivos fijados para este trabajo. El orden en que se describen no implica cronología.

### Metabasitas La Cuesta

(García *et al.*, 1981, redef. por Lazarte 1991)

En este trabajo se reserva el nombre de Miembro La Cuesta para las rocas básicas emplazadas en el basamento metamórfico, sean cuerpos concordantes o discordan-

**Cuadro 1.** Tipos de rocas básicas (no se ordenan cronológicamente).

Unidad	Tipo rocoso	Modo de yacer	Roca de caja	Detalles
Metabasitas La cuesta (OALC)	G1 Ortoanfibolitas	Cuerpos medianos sub concordantes	Basamento metamórfico (LC)	Metamorizados
	G2 Otros cuerpos	Principalmente diques		Con y sin skarnificación.
	G3 Microgabroides y otros	Diques	Granitoides <i>Intruyen a OCR</i>	Sin mineralización.
	G4 Diques c/alteración	Diques	<i>Intruyen al GPch</i>	Con mineralización.
	G5 Hipabisales y otros	Diques		Sin mineralización.

LC: Fm. Loma Corral, OCR: Ortogneis Chango Real, GPch: Granito Papachacra.

tes con la estructura dominante. En el cuadro, corresponde a los tipos 1 y 2 que se designan en el texto como G1 y G2 (véase Fig. 2).

La definición incluye cuerpos de diversas características que en general sufrieron los efectos del metamorfismo regional y/o de contacto. Un cuerpo principal de ortoanfibolita aflora en La Cuesta (Fig. 1 y 2, García *et al.* 1981, Lazarte 1991). Otros cuerpos de metabasitas, subconcordantes o discordantes, se relacionan a la zona de sakarnificación, adyacente al contacto Granito Papachacra /Basamento.

**1. Ortoanfibolitas.**— Los cuerpos propiamente anfíbolíticos (tipo G1), en general son de colores gris oscuro, verdosos y parduzcos, con textura magmática porfírica de grano fino a medio, holocristalina e hipidiomórfica a xenomórfica, con bandeamiento que, en algunos sectores presenta rasgos de fluidalidad por orientación de cristales elongados. García *et al.* 1981 mencionan textura pilotáxica relíctica. La relación de campo es concordante o pseudoconcordante con metamorfitas de la franja de deformación de Vicuña Pampa (Lazarte 1991, 1992). Cerca de los contactos se observan rasgos cataclásticos. También se observó, cerca de la localidad de La Cuesta, un lente de ortoanfibolita en ortogneis de 5 x 0,6 m, sin efectos térmicos en los contactos con el encajante (Fig. 2).

Los cuerpos tipo G1 están constituidos por hornblenda en cristales tabulares subhedrales, generalmente sin orientación definida hacia el núcleo de los cuerpos y orientados cerca de los contactos. Plagioclasa (andesina) es subhedral o anhedral, biotita es secundaria, originada a partir de anfíboles. Otros minerales secundarios son muscovita – sericita, epidoto, clorita, cuarzo, opacos. García *et al.* (1981) citan titanita. El cuarzo es tardío, de posible origen metamórfico. La figura 1B incluye un perfil esquemático a la altura de la localidad de La Cuesta.

Los niveles anfíbolíticos en metamorfitas de la Sierra de Altohuasi (Lazarte 1991) se consideran parte de episodios sinsedimentarios que serían las primeras manifes-



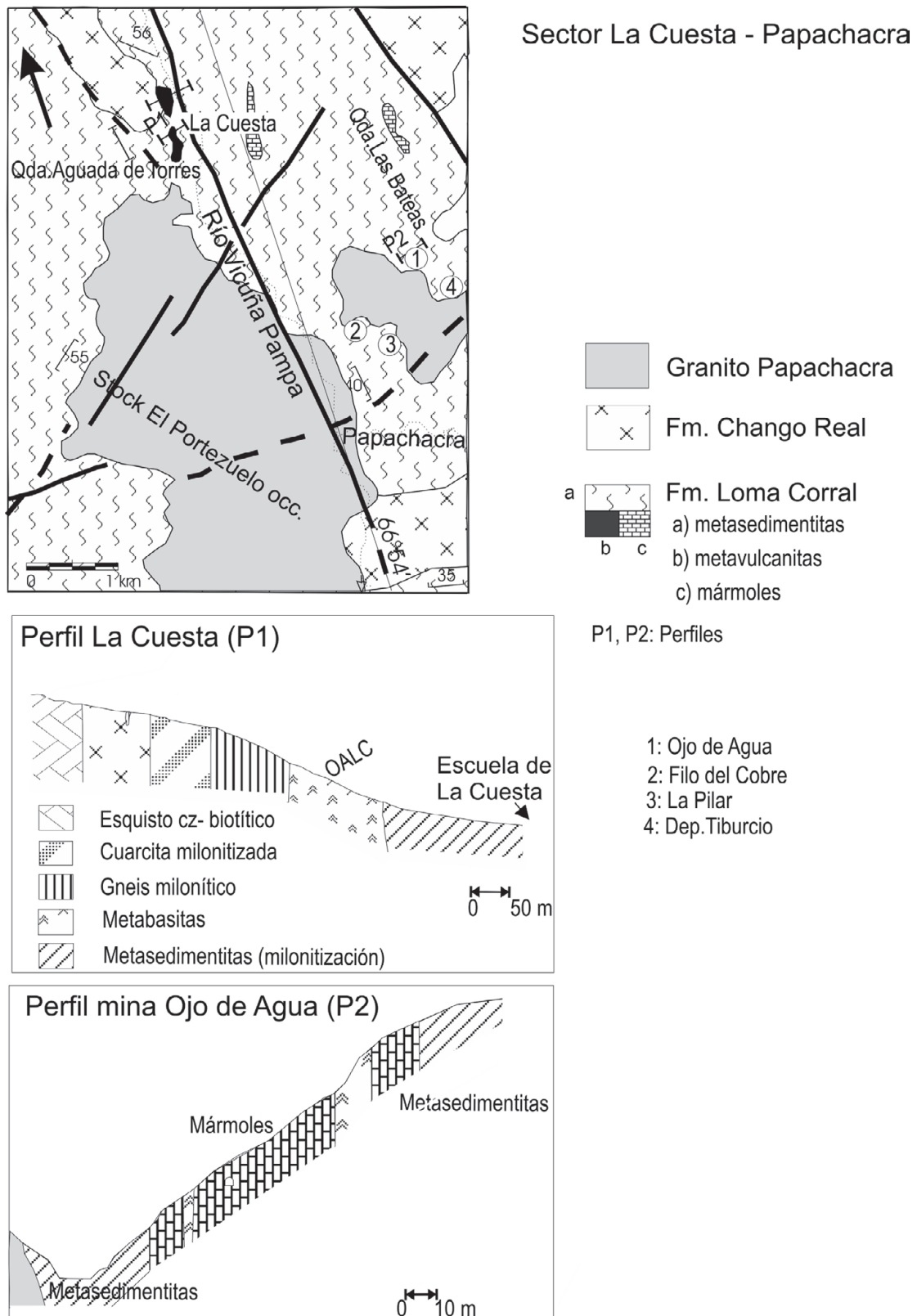


Figura 2. Mapa sector La Cuesta y perfiles.

taciones de vulcanismo, como ha sido descrito para otras localidades de Sierras Pampeanas (Aceñolaza y Toselli 2009).

**2. Otros cuerpos.**— La mayoría de los cuerpos emplazados en el basamento afloran al N del río Papachacra, hasta la zona de La Cuesta. Los contactos pueden ser concordantes, pseudo concordantes o discordantes (también citados por García *et al.* 1982). Los cuerpos pseudo concordantes se interpretan como intrusivos ya que tienen zonas de reacción con la caja. En general son diques con espesores entre 0,6 y 1,5 m, si bien se han encontrado cuerpos de hasta 20 m de espesor y corridas del orden de los miles de metros. La textura en general, es holocristalina, porfírica o equigranular, grano fino a mediano, con estructuras bandeadas con indicios de fluidalidad dados por la orientación de minerales tabulares (plagioclasa, anfíboles), rodeando fenocristales y enclaves cuando estos se presentan. En algunos casos, los fenocristales son de feldespatos potásicos y podrían estar relacionados a la intrusión del Granito Papachacra. En rocas de las manifestaciones de Ojo de Agua y Filo del Cobre se observó textura traquítica.

Los minerales constituyentes son plagioclasa, piroxenos, biotita, anfíboles (con reservas) muscovita, sericita, minerales opacos, epidoto, clorita.

El piroxeno dominante es augita subhedral, con alteración a epidoto, biotita y clorita (cloritización con presencia de carbonatos tardíos). La sericitización es generalizada. También se observa abundante epidoto secundario. Se observan enclaves de hasta de 3 mm, con textura traquítica, compuestos por plagioclasa no identificada, muscovitizada y opacos con bordes corroídos.

En la Quebrada de Tiburcio, se observa, en contacto con las metapelitas, una metavulcanita de grano muy fino, con estructura bandeada definida por orientación de micas y opacos que rodean fenocristales de plagioclasa, posiblemente indicadores de flujo magmático. La roca se presenta epidotizada, compuesta por cuarzo, plagioclasa, epidoto, biotita y clorita. Se observan fenocristales de plagioclasa y cuarzo en una matriz de grano fino, predominantemente de plagioclasa anhedral. Los cristales de cuarzo son anhedrales con extinción flash. La epidotización intensa oblitera la textura original y genera pistacita, clorita y biotita secundarias.

En la Quebrada de Las Bateas (labores de la mina Ojo de Agua), aflora un dique de metavulcanita de hasta 15m de espesor, que se puede seguir por cientos de metros a lo largo de la quebrada, en contacto con el granito Papachacra (véase Fig. 2).

La metavulcanita (basalto) está compuesta por plagioclasa (oligoclasa- andesina), piroxenos (augita- egirina, diópsido (con reservas, c.r.), biotita y minerales opacos; con clorita y epidoto secundarios. En la matriz, microlitos de plagioclasa se orientan, subparalelos, posible producto de flujo lávico. Los minerales opacos son anhedrales a subhedrales, distribuidos uniformemente. Como minerales tardíos, se observan un máfico con textura en abanico (posiblemente biotita cloritizada) y microvenillas de cuarzo, que se relacionarían a la intrusión del granito, cortando la estructura. Se observan fenómenos cataclásticos sobreimpuestos, que generan curvaturas en algunos cristales de plagioclasa.

Por otra parte, los procesos ligados a la intrusión del Granito Papachacra habrían generado, en algunas metasedimentitas, cordierita, que se presenta muscovitizada y

cloritizada, epidoto en lentes (epidotización) y fenocristales de feldespato potásico. En la Mina Ojo de Agua, en el contacto entre el cuerpo de metavulcanitas con las calizas se genera una roca de mezcla en un espesor de 0,35 m. La plagioclasa se presenta sericitizada y se observan venillas de cuarzo sin orientación dominante.

En el filo del Cobre, la metavulcanita presenta textura porfírica, en pasta traquítica y está compuesta por plagioclasa en fenocristales y una secuencia de tres máficos: piroxeno (con reservas, c.r.) alterado, augita y anfíbol alterado. Clorita secundaria y minerales opacos completan la secuencia.

Los cuerpos del grupo G2 tendrían origen volcánico o subvolcánico. El conjunto está afectado por el metamorfismo regional de bajo grado y la intrusión del Granito de Papachacra que genera rocas tipo skarn en una franja isorientada con el lineamiento de Vicuña Pampa.

**3. Microgabroide.**— Sobre el faldeo S del Cerro Negro aflora un dique originalmente caracterizado como diabásico en sentido amplio (Lazarte 1991). Se emplaza en el ortogneis Chango Real y tiene particularidades que hacen conveniente incluirlo en un grupo aparte.

Al microscopio se observa textura holocristalina, porfírica, hipidiomórfica a idiomórfica. Los fenocristales (1-2 mm, 10 mm ocasionalmente) son de plagioclasa y clorita secundaria, posiblemente por reemplazo total de olivino. La pasta es de grano fino, compuesta predominantemente por plagioclasa, con textura intergranular, además de piroxeno, olivino, anfíboles (c.r.), feldespato potásico (c.r.), clorita, muscovita, apatito y circón.

La plagioclasa es subhedral, de hábito tabular y con remanentes de la macla polisintética, no se pudo determinar debido a que está afectada por alteración sericitica intensa. El feldespato potásico (con reservas) es mucho menos frecuente, está caolinizado y sericitizado.

El olivino se presenta en pequeños cristales redondeados, en la mayoría de los casos alterado parcialmente a epidoto y/o clorita. Los cristales de augita son subhedrales y anhedrales, están alterados a clorita, biotita y epidoto. A veces se disponen radialmente alrededor de fenocristales de clorita secundaria, como bordes kelifíticos.

El cuarzo es muy escaso, salvo una generación de silicificación masiva, póstuma, relevante para interpretar los datos geoquímicos. La muscovita es secundaria, por alteración de plagioclasa. El epidoto es de tipo pistacita, de origen secundario. Apatito y circón son muy escasos, como inclusiones en biotita. Se ha observado escasa pirita de posición intersticial.

**4. Diques con alteración y mineralización.**— Son cuerpos mineralizados con fuerte alteración hidrotermal que afloran en el Alto de la Mina, emplazados en el ortogneis Chango Real (Fig. 4). La roca tiene color verde oscuro, textura porfiroide con cristales de feldespato y clorita en pasta de grano fino con alto contenido de minerales máficos cloritizados. La alteración intensa destruyó los minerales primarios y las texturas de la roca original, lo que impide asignarle un nombre.

En la mina la Negra Dorada (Fig. 4) se observa un dique de meso a leucocrático en el que se emplaza un dique melanocrático, ambos con mineralización metalífera. En el dique básico se emplazan vetas de cuarzo. El conjunto, que se interpreta como una estructura «dique en dique», tiene un rumbo NNE, inclin. 70 SE y espesor medio de 11 m (Lazarte 2002). La mineralogía del dique melanocrático comprende clorita, plagioclasa, máfico cloritizado no identificable, minerales opacos, apatito y circón. Biotita, clorita y muscovita son secundarias.

En muchos casos se observa una disposición radial de clorita, indicio de crecimiento en espacios abiertos por lo que sería de origen póstumo o hidrotermal. Hay inclusiones ocasionales de circón y apatito. El feldespato es aparentemente plagioclasa, con fuerte alteración sericítica. Los opacos (pirita, calcopirita, galena, esfalerita y óxidos de Fe) se encuentran relacionados a los máficos.

El dique leucocrático que contiene al melanocrático presenta grano mediano, composición granodiorítica; con cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico micropértítico, hornblenda (c.r., muy alterada), clorita y sericita. Fenocristales de cuarzo y plagioclasa (oligoclasa a andesina) subhedral con sericitización y caolinización suave.

En el Cerro Pabellón, el dique está constituido por máficos con intensa alteración (posiblemente opx), con rellenos de fracturas de cuarzo- muscovita, biotita y opacos. Hay cloritización extendida. No se descarta la presencia de anfíboles muy alterados. Lazarte (2002) describe un total de cuatro diques de este tipo.

**5. Diques máficos hipabisales.**— Son cuerpos melanocráticos de color gris verdoso, espesores de hasta 1,7 m, emplazados en el Granito Papachacra. Tienen textura holocristalina, hipidiomórfica y porfírica, con fenocristales de feldespato, máficos y cuarzo (ocasional) de 2 a 8 mm en pasta de grano fino.

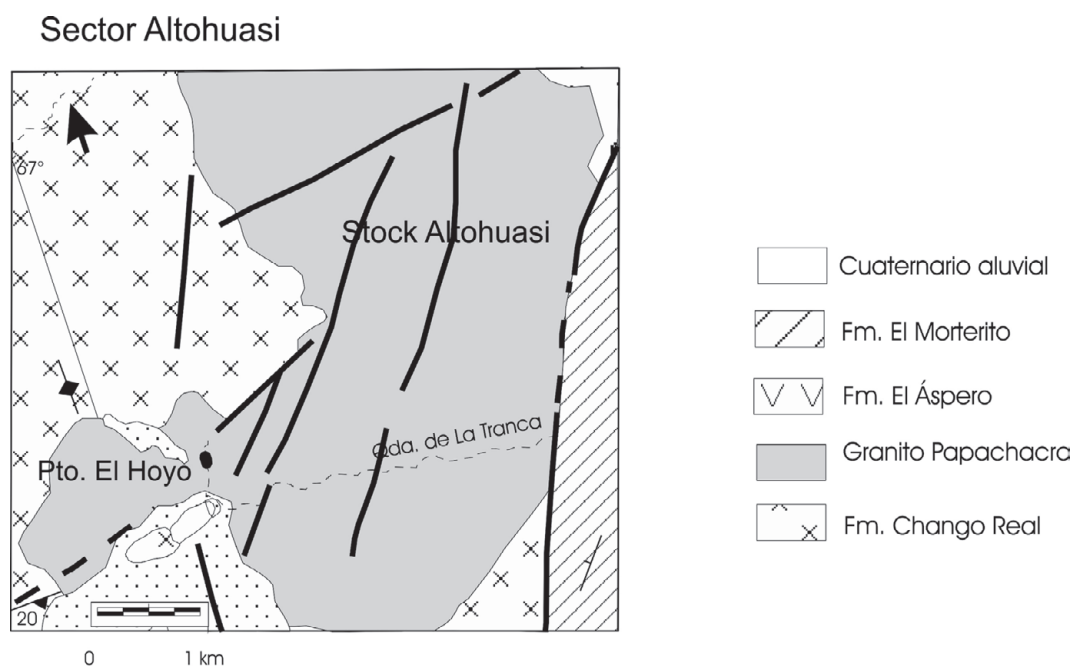


Figura 3. Mapa sector Altohuasi.

## Sector Alto de la Mina

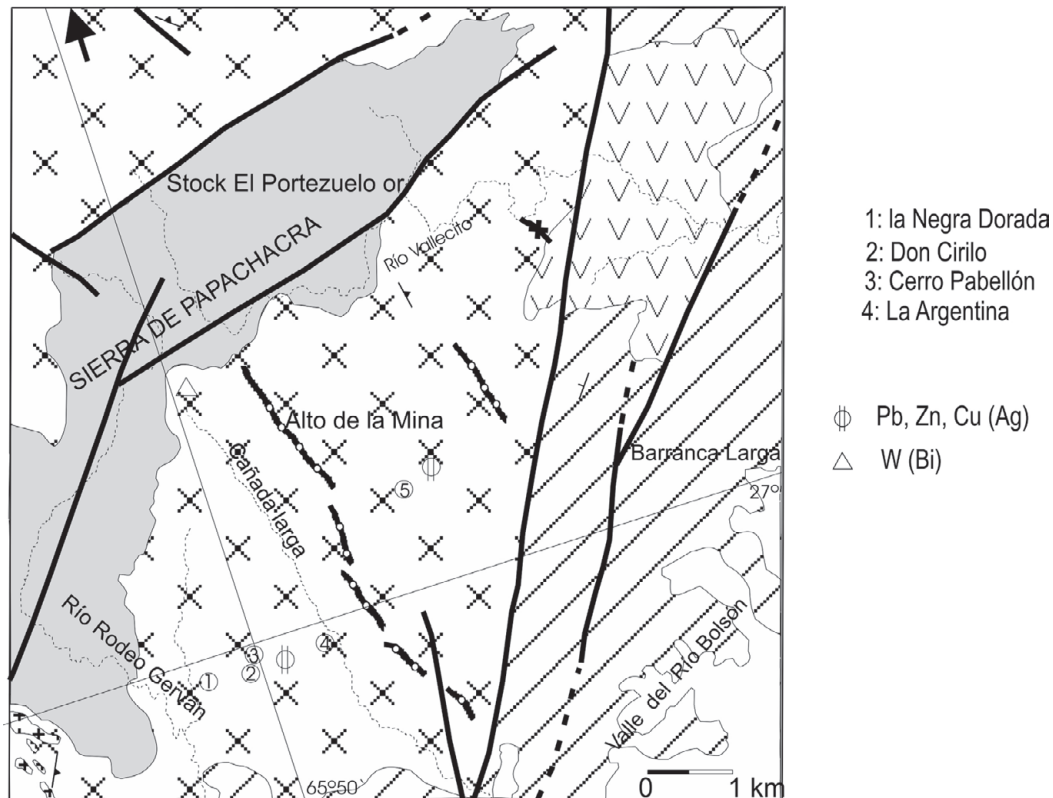


Figura 4. Mapa sector Alto de la Mina.

Están compuestos por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, piroxenos, anfíboles, biotita, muscovita, clorita, epidoto, titanita ocasional y opacos.

La plagioclasa presenta alteración intensa, con bordes de cristales corroídos.

El cuarzo es anhedral, de extinción normal, su abundancia es muy variable según los cuerpos.

El feldespato potásico, aparentemente ortosa, es muy escaso, con hábito tabular, alteración sericítica y caolinítica y corrosiones en los contactos de granos.

El piroxeno más frecuente es augita, en cristales subhedrales, algunos con bordes corroídos. Se observó un piroxeno (posiblemente diópsido) que presenta pasaje a augita en los bordes.

La biotita es muy escasa, generalmente cloritizada. Muscovita, sericita, clorita y epidoto son secundarios.

En la zona de puesto El Hoyo, en la sierra de Altohuasi (Fig. 3), aflora un cuerpo de color verdoso, con sectores de textura porfírica, (fenocristales de FK) y otro sector microgranular de similar color pero sin fenocristales. La caja (Stock Altohuasi) presenta enclaves básicos de hasta 30 cm de diámetro. La presencia de cristales de FK cortando el contacto de ambos dominios indicaría que, en parte, tienen origen posterior al dique, posiblemente relacionado a la intrusión del granito.

La composición es de piroxeno, plagioclasa como fenocristales muy alterados y en la pasta, epidoto en intersticios en contacto con plagioclasa, opacos, clorita y muscovita.

En el Stock de El Portezuelo (cuerpo occidental) aflora un dique de estructura compuesta. Es un dique básico con las características generales del grupo, en cuyos bordes se encuentra una roca leucocrática de grano grueso, notablemente pobre en máficos y compuesta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y escasa biotita. Ambos feldespatos con moderada alteración (sericitización y caolinización).

En el cuerpo oriental de El Portezuelo aflora un dique con textura porfírica, holocristalina, hipidiomórfica, compuesto por plagioclasa, piroxenos, clorita, muscovita, epidoto, opacos y sericita; con cuarzo y feldespato potásico escasos. Los fenocristales son de plagioclasa euhedral (no se pudo medir composición por la alteración), con bordes redondeados y corroídos por la pasta. Los piroxenos son diópsido y augita en cristales euhedrales y subhedrales, con alteración a clinzoicita. Clorita es abundante, producto de alteración de biotita. La sericitización es moderada a fuerte. Se observan opacos euhedrales y subhedrales que se relacionan espacialmente a los máficos cloritizados. En el contacto de este cuerpo con el granito se desarrolló una aplita con textura holocristalina, xenomórfica, porfiroide; donde predomina el microclino peritítico, el que reemplaza parcialmente a plagioclasa. Hay una generación intersticial de albita y máficos desferrizados que, por su extinción oblicua, serían anfíboles).

### Aspectos estructurales relacionados a las rocas básicas

La estructura interna (mesoscópica) resumida de cada unidad litológica es como sigue:

La Fm. Loma Corral, tiene una marcada esquistosidad (S1), la que posiblemente coincida con el plano original de sedimentación (Lazarte 1991). Además se observa un clivaje de crenulación S2 que se manifiesta ocasionalmente como acodamientos y corrugados en minerales hojosos. Las posiciones tomadas fuera de zona de fallas son: S1: 215, 30N, S2: 234°, 82° SO.

En el ortogneis Chango Real el rasgo sobresaliente de la estructura interna es la foliación. En la quebrada de La Cueva tiene una posición N20°, subvertical) y de la quebrada de Las Minas coincide con una faja de fuerte cataclasis y/o milonitización (N328°, suvertical).

En el Granito Papachacra, las diaclasas son la mesoestructura más importante, la foliación es un rasgo local, circunscripto a pocos contactos.

**Macroestructura.**— Los principales juegos de fallas de extensión regional, encontrados en la zona de estudio, son:

a) rumbo NNE- SSO, con inclinaciones entre 60 y 70° al O. Estas fallas se relacionan al levantamiento del Alto de la Mina y la sierra de Altohuasi- Culampajá.

b) Rumbo ENE- OSO controla los afloramientos del Stock de El Portezuelo y que coincide con una fractura que posiblemente separa la zona de ocurrencia de los yacimientos auríferos, al N de la quebrada de la Alumbreira.

c) Fallas de orientación NNO- SSE a submeridiana, con altos ángulos de inclinación, que controlan la faja de calcosilicatos y skarn de la intrusión del Granito Papachacra. A este juego, que controla el emplazamiento de la OALC, pertenecen los

grandes lineamientos que recorren las quebradas de Yanquenco, Vicuña Pampa y Corral Quemado y son observables en el campo como fallas con una zona de trituración y/o milonitización (filitas y gneises con estructura milonítica) del orden de la centena de metros, y como fotolineamientos en imágenes satelitales. Estos lineamientos se unen en una sola estructura que se puede seguir por muchos kilómetros fuera del área de estudio, al norte del portezuelo de Vicuña Pampa y al sur de la localidad de Corral Quemado (Lazarte 1991). La ocurrencia de apófisis del Ortogneis Chango Real a lo largo de estas fracturas hace pensar en estructuras antiguas, que posiblemente sufrieron reactivaciones en el Paleozoico inferior a medio (Lazarte 1991).

Las observaciones de imágenes satelitales, fotografías aéreas y afloramientos, indican que los cuerpos básicos se emplazan, en casi todos los casos, en o cerca de zonas de fracturas (Figs. 1 a 4).

Los diques en el Basamento metamórfico se agrupan con rumbos NE-SO y se observan zonas de cataclasis de rumbos NO (con bastante dispersión). Los G3 y G5 tienen en general rumbos NO-SE y los G4 con rumbos NE-SO. Las inclinaciones y direcciones de inclinaciones son variables.

La OALC (G1) presenta rasgos de cataclasis que se relacionan al lineamiento de Vicuña Pampa. Esta estructura habría controlado el emplazamiento de las rocas anfibólicas.

## GEOQUÍMICA

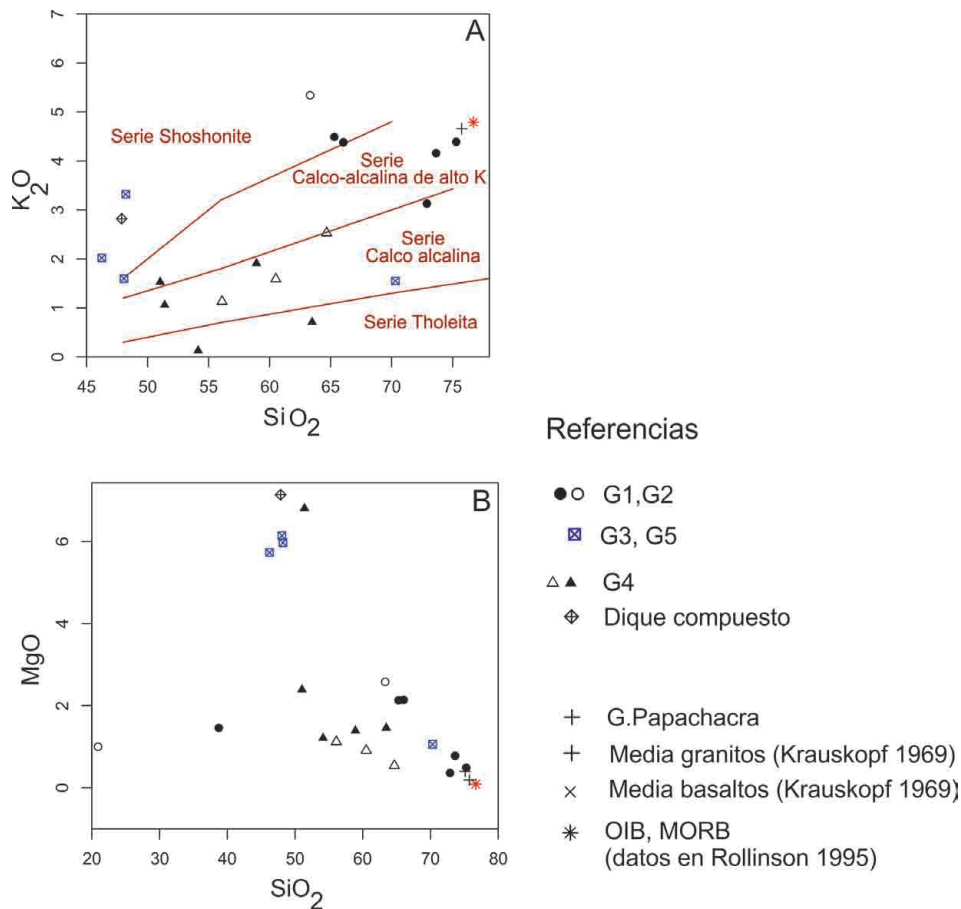
### Caracterización geoquímica

La caracterización geoquímica de las rocas objeto de estudio presenta la dificultad de que, por alteración o metamorfismo, la composición química queda afectada, especialmente en elementos mayoritarios. El tipo de alteraciones (sericitización, cloritización, epidotización, etc.) movilizan elementos como Al, Si, Fe, Mg, Ca y álcalis. Por eso estos elementos se usan de modo general, con las reservas del caso y se recurre a elementos traza. Asimismo, en los diagramas se incluyen datos de metasedimentitas, para comparar con las metavulcanitas G1 y G2.

De este modo, en forma amplia, las rocas estudiadas podrían considerarse como calcoalcalinas normales y de alto potasio (G1 y G2, diag. Pecerrillo y Taylor 1976, Fig. 5A), con posibles afinidades toleíticas para G4 (con el mayor grado de alteración) o básicas de baja sílice (serie shoshonítica) en el caso de G5.

El tipo G3 (microgabro) por tener cuarzo tardío, posiblemente el causante de su alto contenido de SiO<sub>2</sub> (>70%), no se puede clasificar por los elementos mayoritarios.

La OALC (metavulcanitas tipo G1) presenta contenidos de Fe elevados (>20%) respecto a las metasedimentitas (<6%), los diques G4 presentan bajo Mg (salvo una excepción), a pesar de la intensa cloritización (Fig. 5B). Los contenidos de SiO<sub>2</sub> están entre menos de 40 (excepcional) y 75% para G1 y G2; entre 45 y 50% para G5 y entre 50 y 65% para G4. Los contenidos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> están entre 10 y 20% aproximadamente.



**Figura 5.** diagramas geoquímicos. A) diagrama  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  (campos según Pecerillo y Taylor 1976). B) Diagrama  $MgO$  vs.  $SiO_2$ .

Los datos analíticos se exponen en el cuadro 2. En este trabajo se incluyen datos geoquímicos inéditos de metasedimentitas de la Fm. Loma Corral, que sirven a su caracterización. Estos datos, incluyendo datos de Lazarte 1991, indican contenidos de  $SiO_2 > 65\%$ ,  $Al_2O_3 > 9,5\%$ , álcalis entre 3 y 6% y  $Fe_2O_3$  entre 2 y 5%.

**Cuadro 2.** Datos de análisis químicos. A y B, elementos mayoritarios, C: elementos traza.

Muestra	410	433	162	423	443	446	447
SiO <sub>2</sub>	20,91	63,32	38,74	72,89	75,29	73,64	65,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,05	16,62	10,18	9,71	11,55	12,06	16,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	71,07	6,64	25,34	2,33	3,04	3,77	4,78
MgO	1	2,58	1,46	0,36	0,49	0,78	2,13
CaO	4,69	0,86	18,14	0,68	1,12	0,71	0,76
Na <sub>2</sub> O	0,06	1,39	0,43	2,53	2,58	2,95	1,75
K <sub>2</sub> O	0,14	5,34	0,74	3,13	4,39	4,16	4,49
TiO <sub>2</sub>	1	0,86	0,42	0,32	0,52	0,56	0,74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,097	0,19	0,155	0,083	0,146	0,175	0,052
MnO	0,04	0,06	1,37	0,04	0,05	0,07	0,07
LOI	1,7	1,9	2,9	0,9	0,6	0,9	3
Sum	99,73	99,76	99,88	92,98	99,78	99,77	99,88

A)Elementos mayoritarios G1 y G2



**Cuadro 2 (cont.).** Datos de análisis químicos. A y B, elementos mayoritarios, C: elementos traza.

Muestra	30	21	73	131b	142	323	325	328	337	339	346	349	358
SiO <sub>2</sub>	70,31	48,06	46,24	47,87	48,21	56,1	60,51	64,67	58,92	51,4	54,14	63,48	51,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,36	16,72	17,08	15,21	21,83	15,4	14,87	15,48	15,91	13,59	9,57	16,79	11,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,24	9,76	10,58	10,1	7,83	11,52	10,57	6,64	6,65	13,24	16,54	5,56	14,23
MgO	1,06	6,14	5,73	7,14	5,97	1,12	0,91	0,54	1,39	6,81	1,21	1,46	2,39
CaO	1,75	7,65	7,31	7,69	7,68	2,82	1,25	1,24	3,26	3,77	0,2	1,18	0,77
Na <sub>2</sub> O	3,88	2,82	2,41	2,06	1,98	5,59	4,33	3,97	4,69	0,06		6,34	0,82
K <sub>2</sub> O	1,55	1,6	2,02	2,82	3,32	1,13	1,59	2,53	1,91	1,06	0,13	0,71	1,53
TiO <sub>2</sub>	0,67	2,17	2,36	2,35	1,12	0,36	0,36	0,33	0,43	1,81	0,05	0,49	0,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,46	0,43	0,48	0,21	0,19	0,18	0,19	0,18	0,22	0,16	0,15	0,22
MnO	0,06	0,16	0,13	0,13	0,16	0,86	0,87	0,62	1,11	1,23	1,82	0,74	0,77
LOI	0,85	3,57	5,5	3,9	1,4	3,17	3,02	2,66	4,19	5,26	4,88	2,48	0,77
Sum	98,95	99,11	99,94	99,91	99,74	98,26	98,46	98,87	98,64	98,45	88,7	99,38	84,76

B)Elementos mayoritarios G3, G4 y G5

Espacio en blanco = falta de dato.

Cuadro 2 (cont.). Datos de análisis químicos. A y B, elementos mayoritarios, C: elementos traza.

Muestra	162	423	424	443	446	447	410	414	433	440	402	416	418	419
Cr	27,4	13,7	225,7	13,7	27,4	47,9	6,8	6	68,4	7	156,7	145,7	144,4	164,7
Ni	11,7	8,4	11,6	9,8	10,6	7,1	2,6	9	34,9	16,9	102,5	20,2	19,3	17,6
Ba	7	769	6	1197	1131	644	17	7	646	32	645	425	87	23
Co	17,6	5	8	3,9	5,8	5	6,7	5,1	19,2	15,9	41	12	18	20
Hf	4,7	6,2	1,6	11,3	11,5	6,7	0,05	2,3	7,1	1,4	3,1	3,2	3,6	2,4
Nb	8,9	9,3	9,2	13,5	14,7	18,8	6,9	8,9	19	31,7	51,3	20,1	38,9	31,6
Rb	9,4	87,9	0,7	101,6	86,4	178,5	86,2	0,05	351,7	0,05	419,6	127,1	53,1	3,5
Sr	165,6	151,6	473	200,5	152,8	161	14,8	36	50,9	226	544	179	300	425
Ta	0,6	0,6	0,7	0,9	0,8	1,4	0,4	0,5	1,4	1,9	3,5	1,3	2,7	2,3
Th	5,7	8,2	9,1	15,5	16,5	10,8	0,8	4,3	17,3	3,2	4,3	14,8	6,6	2,6
U	1,6	1,4	2,9	2,5	2,8	3,9	3,6		3,5		0,9	2,2	2	0,6
V	57	27	58	26	28	66	4	9	101	87	186	61	71	250
Zr	153,1	222,1	29,8	392,1	401	211,5	0,05	76,8	240,8	38,9	88,7	86,8	81,8	104,3
Y	30,8	19,7	55,1	30	37,4	33,8	91,8	22	39,5	39	27,3	28,1	52,1	23,9
La	10,9	28,3	64,6	39	42,6	7,4	10,8	110	45,2	44,6	32,9	51,8	62,5	33,6
Ce	17,7	56,8	115	83	90	20	4	103	93,2	97	63	105	100	62
Pr	2,72	7,34		10,65	12,08	3,79	3,55		11,78					
Nd	10,6	27,8		41,3	49,9	17,9	13,8		45,2					
Sm	3,19	5,25		7,56	9,34	4	4,67		8,39					
Eu	0,59	1,06		1,42	1,53	0,67	0,03		1,43					
Gd	4,46	4,29		6,32	7,65	3,77	6,77		7,33					
Tb	0,82	0,7		1,01	1,23	0,68	1,51		1,28					
Dy	4,66	4		5,72	7,14	5,2	10,29		7,58					
Ho	1,08	0,71		1,02	1,27	1,12	2,49		1,38					
Er	2,78	2,07		3,08	3,78	3,81	7,42		4,19					
Tm	0,43	0,31		0,48	0,59	0,64	1,09		0,65					
Yb	2,87	1,99		2,97	3,48	3,97	6,23		4,17					
Lu	0,44	0,28		0,4	0,49	0,55	0,98		0,59					

Espacio en blanco = falta de dato.

Cuadro 2 (cont.). Datos de análisis químicos. A y B, elementos mayoritarios, C: elementos traza.

Muestra	435B	437	420B	421A	323	325	328	320	330	337	339	342	346
Cr	152,1	78,4			59	26	33	59	53	24	119	65	21
Ni	38,5	29,9			11	12	10	4	12	15	162	51	3
Ba	446	375	113,2	613,6	19	14	26	2	46	35	12	11	2
Co	10	26	9,7	20,4	5	8	9	37	16	10	40	16	37
Hf	4,3	3	10,5	6,1	4				3	4	2		0,5
Nb	15,9	43,5	11,5	21,1	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	4	0,5	0,5
Rb	142	181,1	71,3	201,9	59	7	8	9	100	110	180		27
Sr	52	115	610,8	194,1	25				10	25	17	5	10
Ta	1,3	3,2	0,8	1,3	1,8				1,2	1,4	1		1,8
Th	14,4	3,3	9,2	22,4	8,3				8,6	8,8	2,8		1,5
U	3,2	0,5	4,5	4,6	5,6				3,9	5,3	7,1		10
V	109	151	46	95	40	41	21	25	23	26	107	66	51
Zr	101,2	88,1	342,7	196	6	4	5	3	4	4	4	4	2
Y	11,8	23	35,2	39,5	14	12	13	4	18	18	11	14	2
La	42,1	33,1	11,6	54,6	20	18	15	2	14	21	12	4	1
Ce	85	67	27	111,4	37				32	42	22		2
Pr			3,69	13,72	0	0	0	0	0	0	0	0	
Nd			16,9	53,1	0	0	0	0	0	0	0	0	
Sm			4,1	10,1	3,8				2,9	4,3	3,2		0,14
Eu			2,52	1,68	3				0,5	2	2		0,5
Gd			4,2	7,08	0	0	0	0	0	0	0	0	
Tb			0,8	1,27	0,6	0	0	0	0,6	1	0,8	0	0,25
Dy			5,34	6,4									
Ho			1,23	1,34									
Er			3,46	3,86	0	0	0	0	0	0	0	0	
Tm			0,54	0,69	0	0	0	0	0	0	0	0	
Yb			3,46	4,76	4				4	4	3		1
Lu			0,48	0,65	0,6				0,5	0,6	0,1		0,1

Espacio en blanco = falta de dato.

Cuadro 2 (cont.). Datos de análisis químicos. A y B, elementos mayoritarios, C: elementos traza.

Muestra	348	349	350	352	358	30	21	131b	73	142
Cr	35	35	49	55	56		29	280,4	157,3	123,1
Ni	29	19	31	23	30		35	87	54	69,7
Ba	13	14	20	18	10	412,9	66	281,9	340,6	283
Co	16	13	16	24	52	43,3	32	22,8	45,5	36,3
Hf		5			5	5,8	4	5,4	5,3	2
Nb	0,5	0,5	0,5	0,5	2	37,3	3	43,6	37	16,3
Rb	4	90			72	83	150	410,5	300,5	592,8
Sr		6	7	5	15	427,5	66	338,2	452,4	500
Ta		1,7			1,3	2,3	2,4	2,7	2,3	1
Th		10			12	5,1	2,8	5,1	4,1	2,9
U		2,1			9,4	1	1,1	11	1,2	1
V	30	26	42	31	95	234	78	274	266	127
Zr	2	2	2	2	5	215,3	14	208,5	185,5	77,5
Y	16	12	13	10	23	35	39	39,2	32,1	14,7
La	12	21	10	14	33	37,7	34	36,2	35,5	13,9
Ce		49		43	43	77	54	71,3	67,6	26
Pr	0	0		0	0	8,95		9,19	8,26	3,59
Nd	0	0		0	0	38		37,5	31,9	14,6
Sm		4		0	2,7	7,7	7,7	8	6,3	2,86
Eu		4		0	0,5	2,2	3	2,67	2,04	0,97
Gd	0	0	0	0	0	7		8,31	6,24	2,69
Tb	0	0	0	0	1,1	1,2		1,22	1,04	0,45
Dy		0,5		0		6	1,5	6,81	6,05	2,77
Ho						1,25		1,33	1,1	0,47
Er	0	0	0	0	0	3,47		3,68	3,01	1,39
Tm	0	0	0	0	0	0,5		0,49	0,45	0,23
Yb		3		4	4	3	3	3,16	2,76	1,32
Lu		0,3		0,6	0,6	0,41	0,5	0,46	0,37	0,19

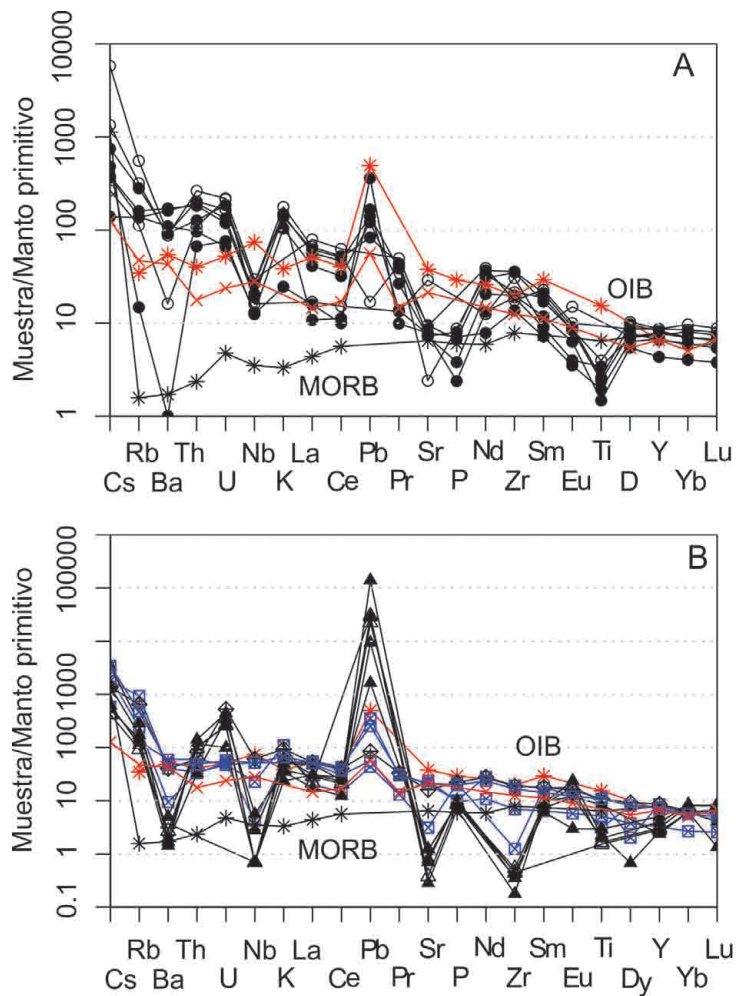
C) Elementos Trazas

Espacio en blanco = falta de dato.

## Elementos traza

Se hicieron diagramas multielementos normalizados al manto primitivo (norma según Sun y McDonough 1989) para los tipos rocosos en estudio. En los diagramas se incluyen la media de basaltos según Krauskopf (1979), medias de MORB y OIB tomadas de Rollinson (1995).

Considerando los diferentes tipos rocosos, se observan los siguientes caracteres (diagramas de Figs. 6A y B).



### Referencias

- |                   |  |
|-------------------|--|
| ●○ G1, G2         | + G.Papachacra                           |
| ⊠ G3, G5          | + Media granitos (Krauskopf 1969)        |
| △▲ G4             | × Media basaltos (Krauskopf 1969)        |
| ⊕ Dique compuesto | * OIB, MORB<br>(datos en Rollinson 1995) |

**Figura 6.** A) Diagrama multielementos normalizados a manto primitivo según Sun y McDonough (1989), G1 y G2. B) Diagrama multielementos normalizados a manto primitivo según Sun y McDonough (1989), G3, G4 y G5.

El grupo G1 (OALC) presenta altos contenidos de elementos LIL (Rb, K) por encima de la media de basaltos pero anomalías negativas en Ba, en casi todas las muestras excepto las metasedimentitas. En elementos HFS se observan altos contenidos del par Th-U. Se observa que los contenidos de Zr (extrapolable a Hf como se ve en el cuadro 2) se ubican por encima de la media de basaltos y de MORB. Además se observa una anomalía negativa de Ti.

Para el grupo G2 (diques en Bm) se observan altos contenidos de Rb, K y bajo Sr, respecto a la media de basaltos. Coinciden con G1 en altos Th-U, bajo Ti. En general, G2 están por encima de la media de basaltos en Th, U, Zr.

El grupo G4 es uno de los que mayores dificultades tiene para su caracterización a causa de la alteración que afecta estas rocas. Se observan picos negativos en Ba, Sr, Nb y Zr que se relacionan posiblemente a la etapa hidrotermal, en la que se habría producido lixiviación de estos elementos. Altos Th-U y LIL (Rb, K) completan el cuadro.

Los tipos G3 y G5 presentan altos Rb y K, picos negativos de Sr en general no tan marcados. Los contenidos de Hf están por encima de la media y se observa un pico positivo en U para la muestra del dique compuesto. El microgabro G3 tiene bajo Ti.

En los metales de transición, como Ni, Cr, Co y V, se observa que casi todas las rocas estudiadas presentan contenidos menores a la media de basaltos (cuadro 2). Los diagramas estudiados (Figs. 7A y B) permiten discriminar, en el grupo G4, las muestras del dique de la Negra Dorada de otros cuerpos que tienen mayores contenidos de Co y Ni. Los contenidos de Ba y Sr sirven para discriminar en G1 (OALC), las metavulcanitas con contenidos  $< 50$  ppm, de las metasedimentitas que tienen más de 500 ppm de Ba. Tanto G1 como G2 tienen valores Ba/Sr del orden de 0,1; muy por debajo de la media de basaltos, de 0,67 (cuadro 3). Los diques G2 tienen contenidos de Ba entre  $< 10$  ppm y  $> 500$  ppm sin que, por el momento, se conozca el motivo de esta variación amplia.

El contenido de Sr podría discriminar rocas sometidas a procesos hidrotermales ya que en todos los casos G4 y algunos G2 tienen  $< 50$  ppm. Sin embargo, en rocas con evidencias de procesos relacionados a skarnificación no siempre se da esta caída. En cuanto a Rb, si bien es un elemento incompatible, por lo que se considera con reservas, se observan diferencias entre las metabasitas y las metasedimentitas. Estas presentan valores Rb/Sr alrededor de 1, con mayores contenidos de Rb que en la OALC, con valores Rb/Sr  $< 0,5$ . Los diques G2 presentan una dispersión de valores amplia, con Rb/Sr entre 10 y  $< 0,1$ .

Los valores Zr/Hf (cuadro 3) varían entre 18 y 43 aprox., para todo el conjunto. La relación Nb/Ta (Fig. 7C) presenta una notable coincidencia en valores entre 12,2 y 18,4 de todos los tipos, por encima de la media cortical (Taylor y McLennan 1995, la sitúan alrededor de 11) y por debajo de valores de la media de basaltos (20) o del manto (17,2 Green 1995). La excepción es el G4, con valores  $< 5$  (Fig. 7C).

La relación Lu/Hf presenta valores entre 0,035 y 0,094 en G1, un único valor para G2 (0,083). Los grupos G3 y G5 tienen valores 0,075 y 0,095 y los diques G4 tienen valores con variaciones más amplias (entre 0,05 y 0,2). Como referencia, la media de basaltos es de 0,33.

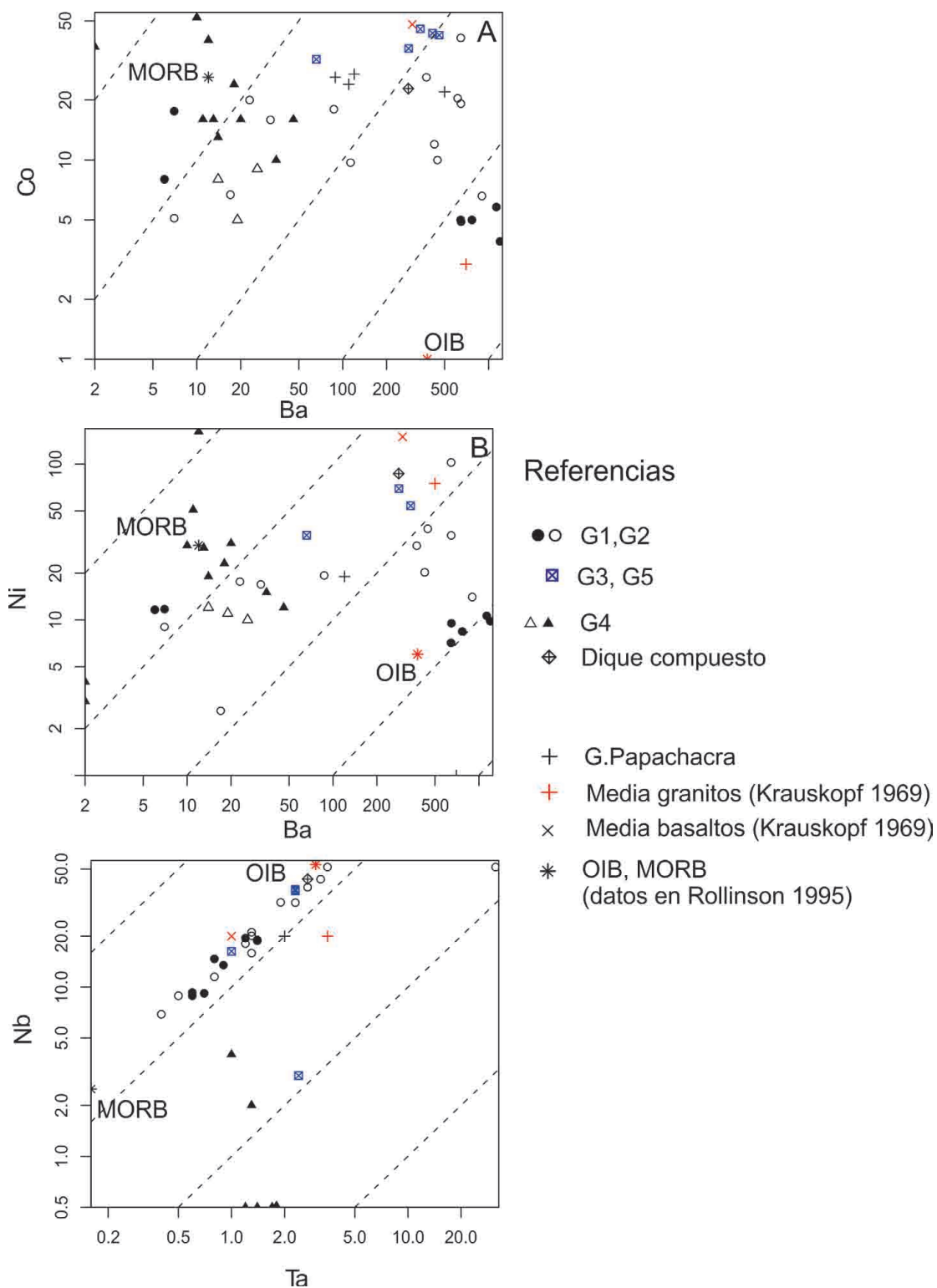


Figura 7. Diagramas geoquímicos. A) Ba vs. Co, B) Ba vs. Ni y C) Ta vs. Nb.

Cuadro 3. Relaciones químicas más significativas.

G1										G2															
	162	423	424	443	446	447	402	410	414	416	418	419	433	435	437		402	410	414	416	418	419	433	435	437
Ba/Sr	0.042	5.073	0.013	5.97	7.402	4	1.186	1.149	0.194	2.374	0.29	0.054	12.692	8.577	3.261		1.186	1.149	0.194	2.374	0.29	0.054	12.692	8.577	3.261
Nb/Ta	14.83	15.5	13.14	15	18.37	13.43	14.66	17.25	17.8	15.46	14.41	13.74	13.57	12.23	13.59		14.66	17.25	17.8	15.46	14.41	13.74	13.57	12.23	13.59
Zr/Hf	32.574	35.823	18.625	34.699	34.87	31.567	28.613	1	33.391	27.125	22.722	43.458	33.915	23.535	29.367		31.567	28.613	33.391	27.125	22.722	43.458	33.915	23.535	29.367
Nb/La	0.817	0.329	0.142	0.346	0.345	2.541	1.559	0.639	0.081	0.388	0.622	0.94	0.42	0.378	1.314		1.559	0.639	0.081	0.388	0.622	0.94	0.42	0.378	1.314
Lu/Hf	0.094	0.045	s.d.	0.035	0.043	0.082	s.d.	19.6	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	0.083	s.d.	s.d.		s.d.	19.6	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	0.083	s.d.	s.d.
Y/Ho	28.519	27.746	s.d.	29.412	29.449	30.179	s.d.	36.867	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	28.623	s.d.	s.d.		s.d.	36.867	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	28.623	s.d.	s.d.
Th/Yb	1.99	4.12	s.d.	5.22	4.74	2.72	s.d.	0.13	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	4.15	s.d.	s.d.		s.d.	0.13	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	4.15	s.d.	s.d.
Ta/Yb	0.21	0.30	s.d.	0.30	0.23	0.35	s.d.	0.06	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	0.34	s.d.	s.d.		s.d.	0.06	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	0.34	s.d.	s.d.
Sr/Nd	15.62	5.45	s.d.	4.85	3.06	8.99	s.d.	1.07	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	1.13	s.d.	s.d.		s.d.	1.07	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	1.13	s.d.	s.d.

G3										G4										G5											
	30	320	323	325	330	337	339	342	346	348	349	21	73	131b	142		330	337	346	348	349	349	21	73	131b	142		21	73	131b	142
Ba/Sr	0.966	0.222	0.76	2	4.6	1.4	0.706	s.d.	0.2	3.25	2.333	1	0.753	0.834	0.566		4.6	1.4	0.2	3.25	2.333	2.333	1	0.753	0.834	0.566		1	0.753	0.834	0.566
Nb/Ta	16.22	s.d.	0.28	s.d.	0.42	0.36	4	s.d.	34.6	s.d.	0.29	1.25	16.09	16.15	16.3		0.42	0.36	34.6	s.d.	0.29	0.29	1.25	16.09	16.15	16.3		1.25	16.09	16.15	16.3
Zr/Hf	37.121	s.d.	1.5	s.d.	1.333	1	2	2.2	4	s.d.	0.4	3.5	35	38.611	38.75		1.333	1	4	s.d.	0.4	0.4	3.5	35	38.611	38.75		3.5	35	38.611	38.75
Nb/La	0.989	0.25	0.025	0.028	0.036	0.024	0.333	0.125	0.5	0.042	0.024	0.088	1.042	1.204	1.173		0.036	0.024	0.5	0.042	0.024	0.024	0.088	1.042	1.204	1.173		0.088	1.042	1.204	1.173
Lu/Hf	0.075	s.d.	0.15	s.d.	0.167	0.15	0.05	s.d.	0.2	s.d.	0.06	0.125	0.07	0.085	0.095		0.167	0.15	0.2	s.d.	0.06	0.06	0.125	0.07	0.085	0.095		0.125	0.07	0.085	0.095
Y/Ho	28	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	29.182	29.474	31.277		s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	29.182	29.474	31.277		29.182	29.474	31.277	
Th/Yb	1.7	s.d.	2.07	s.d.	2.15	2.2	0.93	s.d.	1.5	s.d.	3.33	0.93	1.49	1.61	2.20		2.15	2.2	1.5	s.d.	3.33	3.33	0.93	1.49	1.61	2.20		0.93	1.49	1.61	2.20
Ta/Yb	0.77	s.d.	0.45	s.d.	0.3	0.35	0.33	s.d.	1.8	s.d.	0.57	0.8	0.83	0.85	0.76		0.3	0.35	1.8	s.d.	0.57	0.57	0.8	0.83	0.85	0.76		0.8	0.83	0.85	0.76
Sr/Nd	11.25	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	14.18	9.02	34.25		s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	14.18	9.02	34.25		14.18	9.02	34.25	

s.d. = sin datos.



La relación Y/Ho se destaca por el notorio agrupamiento de todos los tipos alrededor del valor de la media de basaltos (30) con escaso rango de variación (27 a 32).

**Diagramas de ETR (normalizados a condrito, Nakamura 1974).**— En general, los contenidos de tierras raras son irregulares. En los diagramas (Fig. 8) se observa que, por un enriquecimiento en ETRL, se separan dos grupos en los tipos G1 y G2.

La OALC (G1) presenta Ce empobrecido respecto a la media de basaltos. El diagrama tiene un diseño subhorizontal con anomalía de Eu moderada. Muestras de metasedimentitas de la Fm. Loma Corral, presentan un contenido más alto en ETRL que las metabasitas.

Los diques G2 tienen contenidos levemente mayores que G1 en el extremo de los ETR livianos, por encima de la media de basaltos. En general, el conjunto tiene anomalía de Eu negativa ( $Eu/Eu^*$  entre 0,62 y 0,7), salvo una excepción que se relaciona a alteración hidrotermal.

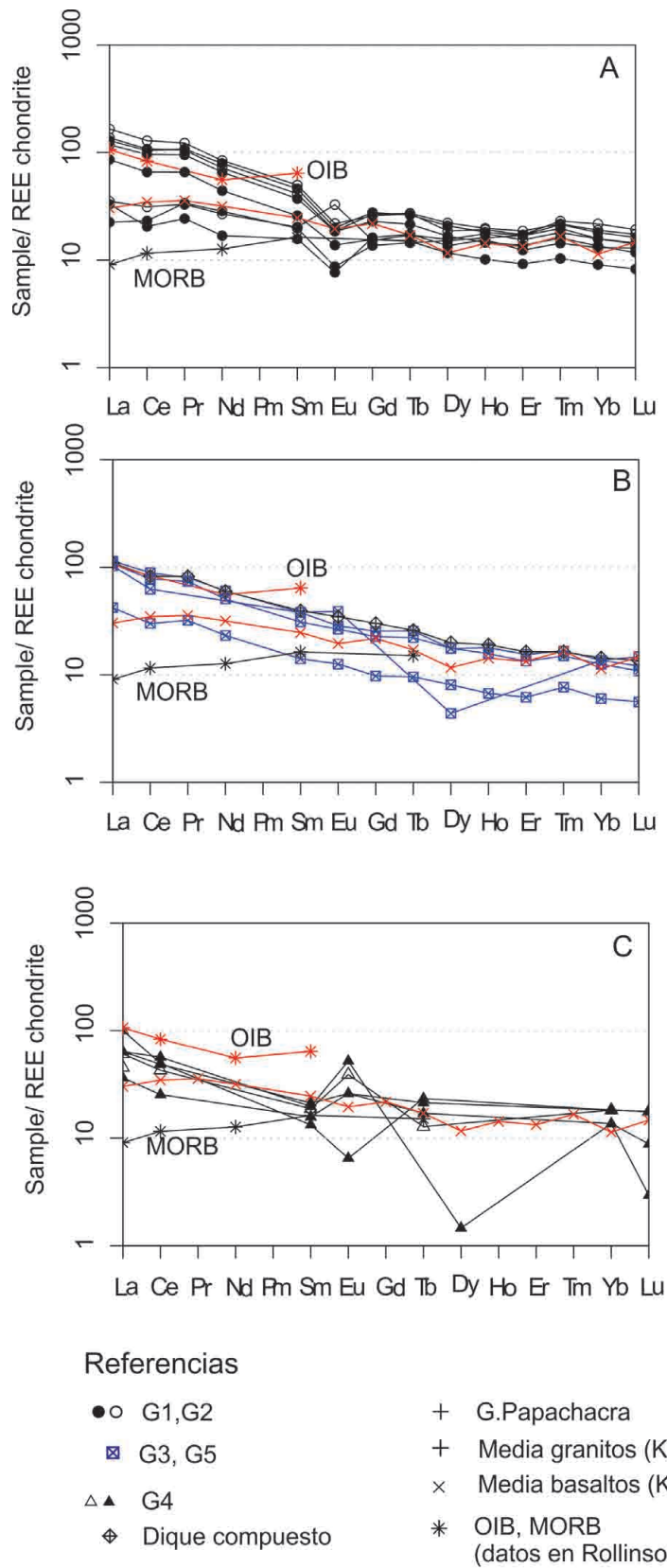
Los grupos G3 y G5 tienen un perfil con valores más altos que la media de basaltos en ETRL y anomalía de Eu casi nula. El dique básico del stock de Altohuasi muestra empobrecimiento en todos los ETR.

En los G4, las muestras de las vetas Don Cirilo y La Argentina, tienen anomalía de Eu negativa. El resto presenta anomalía positiva ( $Eu/Eu^* = 1,67$ ), que se observa tanto en los diques mineralizados como en rocas de caja de estructuras mineralizadas (p.e. en el Filo del Cu, dique G2). Esto se atribuye a alteración hidrotermal (véase Discusión). Algunos diseños de perfil son anómalos con picos negativos de Sm (La Negra Dorada) y en Dy (Cerro Pabellón). En algunos casos hay leve suba de ETRP (el perfil tiende a aplanarse) y en general se aproximan al perfil de la media de basaltos. La muestra del dique ácido de la Negra Dorada (estructura dique en dique) tiene un perfil subparalelo a la media de basaltos pero con anomalía de Eu positiva. Presenta valores de Lu  $< 0,7$  y una amplia dispersión en La/Lu que podría estar reflejando el efecto de alteración/ mineralización.

## DISCUSIÓN

La secuencia de rocas básicas estudiadas y su entorno geológico sugiere la existencia de más de un evento de magmatismo básico y más de un evento tectonometamórfico. Existen algunas dificultades para establecer la secuencia de eventos, que se comentan a continuación.

En primer lugar hay evidencias de magmatismo básico contemporáneo a la deposición de los sedimentos de la Fm. Loma Corral (Lazarte 1991), representado por los niveles anfibólicos en los afloramientos de la sierra de Altohuasi- Culampajá. Este sería el primer evento y se correspondería con los cuerpos concordantes o pseudoconcordantes que se observan en el sector de La Cuesta. Esto puesto en condicional ya que la franja de deformación cataclástica que pasa por ese sector obliga a considerar con reservas estas concordancias. En otras localidades, a nivel regional, se mencionan rocas volcánicas o metavulcanitas sinsedimentarias (Aceñolaza y Toselli 2009)



**Figura 8.** Diagramas geoquímicos de ETR normalizados a condrito según Nakamura (1974). A) G1 y G2. B) G3 y 5. C) G4.

a las que se considera como probablemente pre-tilcáricas. Por otra parte, Toselli *et al.* (2017) consideran que dichas metavulcanitas se originan en una cuenca extensiva relacionada a la separación de Arequipa- Antofalla del cratón Amazónico. Los fenómenos de pseudo concordancia podrían explicarse por intrusión de la Ortoanfibolita La Cuesta y cuerpos relacionados en un ambiente tectónicamente activo.

Una vez depositados los sedimentos y rocas carbonáticas se produjo el primer evento metamórfico (M1) de carácter regional. Por ésta época podría situarse la brecha polimíctica que se menciona en la quebrada de Totorillas y áreas aledañas (García 1974, García *et al.* 1981, Lazarte 1991). La segunda etapa de magmatismo máfico habría sucedido con posterioridad a la deformación que genera el ortogneis Chango Real, la que se asimila al ciclo Famatiniano. No obstante, no se puede excluir que una parte del evento haya sucedido posterior al metamorfismo M1.

Un episodio importante que también debe ser ubicado en el tiempo es la cataclasis/ milonitización que muestran algunas rocas de la zona de La Cuesta especialmente. Es claro que el Granito Papachacra, datado como Carbonífero inf. (post orogenia Oclóyica según Rosello *et al.* 2000), no presenta deformación por lo que el episodio deformacional se sitúa preferentemente en el Carbonífero temprano, lo que es coherente con dataciones K-Ar (García *et al.* 1981, Lazarte 1991). Este método de datación refleja episodios de deformación ya que, el aumento de temperatura asociado a los mismos, supera el límite de cierre del sistema (Lazarte 1991) y la relación K/Ar ya no refleja la formación del mineral sino su deformación. Sin embargo, el efecto deformacional sobre el cuerpo principal de la OALC es limitado (la deformación interna en el cuerpo de La Cuesta no alcanza la zona de núcleo haciéndose progresivamente más difusa), por lo que no se debería descartar actividad magmática posterior a la milonitización, constituyéndose en un tercer o cuarto episodio de magmatismo básico. La cataclasis- milonitización habría causado lo que García *et al.* (1981) denominan «mezclas cataclásticas» lo que se ve reflejado en el lente de ortoanfibolita en el ortogneis. Los diques G3, G4 y, en parte, G5, no tienen una ubicación clara en el tiempo. El último episodio del Paleozoico sería el emplazamiento de los cuerpos del Granito Papachacra, al que se asocian los diques que intruyen a esa unidad (G5), último episodio magmático básico paleozoico. La secuencia se resume en la Fig. 9.

El Granito Papachacra tiene altos contenidos de Y y ETR pesados, por encima de las medias utilizadas en los diagramas y de granitos de Sierras Pampeanas que no presentan evidencias de especialización (Lazarte 1994), característica que indicaría posible origen profundo del magma, y, por lo tanto, una posible relación con alguno de los grupos de rocas básicas, sin descartar también a las rocas alcalinas que citan Colombo *et al.* (2010).

La presencia de lentes de epidoto, magnetita con calcita incluida (que implica desarrollo de minerales de Fe posterior), en contacto con el granito, que a su vez desarrolla minerales aluminosos (sericita, cordierita, biotita en nódulos) en la metavulcanita, es un indicio de que el Granito Papachacra es el causante de la skarnificación en el basamento.

Los mármoles Totorillas habrían sufrido el efecto de la intrusión del Granito Papachacra, según lo indican algunos componentes minerales (Lazarte 1991). La

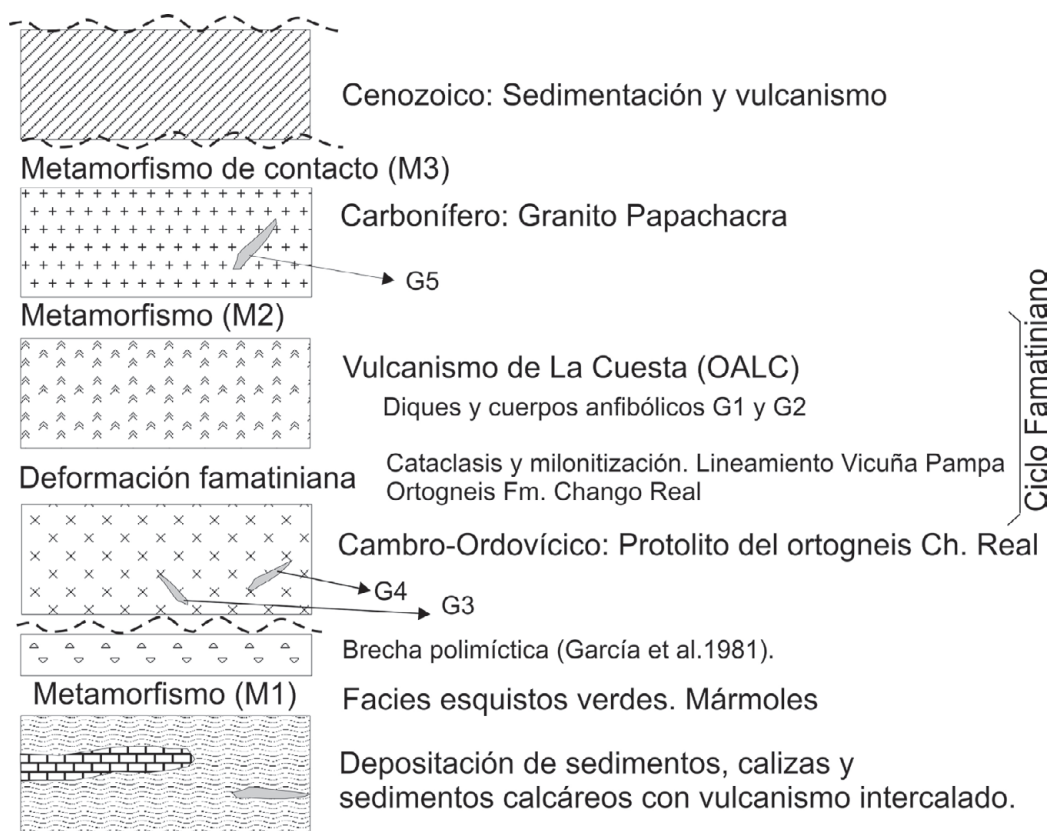


Figura 9. Esquema de columna geológica para el intervalo de tiempo que abarca el magmatismo máfico.

brecha polimíctica que los acompaña no tendría relación con las metabasitas ya que no se observaron, hasta el momento, bloques de estas rocas en la brecha.

Un problema importante y difícil de resolver es el origen de las rocas estudiadas. La separación temporal es demasiado amplia, con los límites que impone la falta de dataciones. Es poco probable que se trate de un solo proceso por etapas, pero no se descarta un mismo magma para G1 y G2, diferentes de G5. Los valores Lu/Hf en G1 podrían considerarse coherentes con valores corticales. Wedepohl (1995) da un valor general de 0,07 que aumentan desde la corteza superior (0,047) a la inferior (0,12). Los valores de las metavulcanitas y el único de G2 indicarían corteza inferior, si bien hay datos dispersos. Los diques G5 tienen valores de corteza inferior sin alcanzar la media de basaltos. Esta relación podría salvar los problemas que introducen la mineralización y la alteración en G4 ya que los números son coherentes con los de la corteza inferior, si bien un valor muy alto se da en muestra afectada por alteración hidrotermal. Si se consideran los elementos de transición (Cr, Ni, Co, V), G1 tiene en general valores coherentes con corteza superior (referencia, datos de Wedepohl 1995), lo mismo que G2, con algunos datos que podría reflejar origen en corteza inferior. Lo mismo vale para G4 si bien una muestra tiene valores de corteza inferior. G5 es el único grupo que se habría originado, según estos datos, a mayor profundidad, en la corteza inferior.

El gabroide G3, es una roca particular desde el punto de vista petrográfico ya que posee olivino (único hasta el momento) lo que amerita un grupo aparte. También se caracteriza por la roca encajante (ortogneis). Sin embargo, se deja entre paréntesis su filiación hasta contar con más datos.

En el aspecto geoquímico, quedan confirmados los tipos rocosos que se pueden determinar a escala meso y microscópica.

En los diques G2 se observan algunas diferencias con la unidad principal (G1), como por ejemplo, la presencia de piroxenos. La geoquímica de G1 y G2 sugiere relaciones genéticas entre ambos por el perfil de los diagramas tipo araña y porque comparten el rasgo de distintos grados de enriquecimiento en ETRL. Esto se observa en diagramas multielementos y de ETR (Figs. 6A y 8A). La evolución de los G2 sería más compleja ya que muestran amplia dispersión en los diagramas estudiados y no se descarta que esta denominación incluya cuerpos de diverso origen.

La anomalía positiva de Eu que se observa en algunos diques cercanos a zonas mineralizadas o los del tipo G4 se interpreta como producto de la alteración hidrotermal ya que la destrucción de plagioclasa por soluciones post magmáticas llevaría a liberar Eu en las soluciones. Henderson (1984) relaciona este tipo de anomalía con la actividad hidrotermal, lo que en algunas circunstancias puede modificar las proporciones relativas de ETR. Otros probables indicadores geoquímicos de actividad hidrotermal serían los bajos contenidos de Ba como se observa en los diques tipo G4 y los valores de relación Nb/Ta. En las rocas básicas estudiadas se observan valores Nb/Ta de 12 a 18. Green (1995) da como valores del manto aceptados alrededor de 17,8 y aproximadamente 11 a 12 para la corteza. Si consideramos que el Granito Papachacra tiene en promedio 5,7 y la relación es de 1,5 en rocas con evidencias de alteración hidrotermal, y bajos contenidos en Nb y Ta ( $<10$ ), esto implica que se podría usar esta relación para detectar productos de actividad hidrotermal. Sin embargo, no todos los términos de la etapa deutérica se comportan de la misma manera ya que se observan porciones de cristalización tardía en el granito donde, con valores bajos de la relación, el Nb se concentra hasta más de 50 ppm.

Por el momento no hay explicación sobre los valores Nb/Ta en metasedimentitas, salvo una probable contaminación sinsedimentaria por vulcanismo subáqueo que le da valores similares a los de las rocas básicas y no a los términos netamente corticales (media de corteza según Krauskopf = 10). Lo mismo cabe para la relación Y/Ho que no discrimina entre origen sedimentario o volcánico. Otra hipótesis basada en la geoquímica sería la contaminación cortical durante el ascenso o emplazamiento del magma, coherente con los altos valores en LIL que se observan. La evidencia geológica apoya la contaminación en el momento de la extrusión pero esta segunda idea podría aplicarse a algunos diques. Restarían estudios isotópicos para definir.

Desde un punto de vista geoquímico, además de las dificultades para caracterizar estas rocas, se observan algunas particularidades como los bajos contenidos de Sr y Ba, y la distribución irregular de sílice. Los diques del grupo G5 se distinguen por ser de alto K (shoshonitas), posiblemente porque representan, en conjunto, una etapa distensiva que siguió a una etapa de posible arco magmático en el que se habría emplazado la ortoanfibolita y diques que acompañan.

El dique compuesto del grupo G5 se interpreta como un caso de fusión de la roca de caja (Granito Papachacra) por los caracteres geoquímicos del borde leucocrático. No así el dique de la mina la Negra Dorada, donde la estructura de «dique en dique» estaría relacionada a un intenso proceso de alteración hidrotermal. Sin embargo, por la intensidad de dicha alteración podría ser que una roca ígnea original fuera totalmente reemplazada, hipótesis que está en concordancia con la existencia de otros diques que sí tienen restos de la roca ígnea. Nuevamente, un estudio isotópico podría arrojar luz sobre el tema. La intensa alteración hidrotermal hace problemática la interpretación de los diques mineralizados (G4), ya que son pocos y pobres los remanentes de roca original. El proceso de cloritización podría haber sido de tipo isoquímico ya que no se refleja en los contenidos de Mg, a menos que las cloritas generadas sean del extremo rico en Fe (chamosita). Hay indicios petrográficos de reemplazo casi total de máficos por clorita principalmente y plagioclasa por sericita, por la alteración en la Negra Dorada.

El afloramiento de cuarcita con magnetita de la quebrada Aguada de Torres (Lazarte 1991) podría ser resultado del metamorfismo sobre productos de eventos hidrotermales que podrían haberse desarrollado en el ambiente subáqueo cercano a la zona de emplazamiento de la ortoanfibolita La Cuesta.

Estructuralmente, lo más significativo es la franja de cataclasis – milonitización que recorre la quebrada de Vicuña Pampa. El fenómeno afecta a la Fm. Loma Corral, al ortogneis Chango Real y parcialmente a las rocas básicas (OALC), pero se debilita hacia fuera del lineamiento de Vicuña Pampa, por lo que la última reactivación se situaría hacia fines del Devónico o comienzos del Carbonífero, previo al emplazamiento del Granito Papachacra. El lente de ortoanfibolita en el ortogneis Chango Real sería producto de la mezcla tectónica que mencionan García et al. (1981), lo que podría haber ocurrido en un estado semiplástico.

Analizando el ambiente tectónico, Lazarte (1992) relaciona la geoquímica del ortogneis Chango Real a un ambiente de arco magmático. En el caso que estudiamos, el ambiente geotectónico se define con geoquímica de elementos HFS, los que están menos afectados por procesos de metamorfismo o alteración. En este trabajo se usan Th, Zr, Hf, Y, Ta, Nb, La, Yb a partir de diagramas propuestos por diferentes autores o tomando las proporciones entre dichos elementos. En los diagramas de Shandl y Garton (2002), Fig. 10, en base a Th, Ta, Yb, Hf, en diversas proporciones, se observa que G1 y G2 tienden a campos de margen continental activo (ACM por las siglas en inglés) mientras que los grupos G5 y G3 tienden hacia campos de tipo intra placa (WPVZ). Pearce (2008) define una línea de arco volcánico y una franja que involucra a MORB (E y N) y OIB sobre la base de valores Th/Yb y Nb/Y. Se observa que G1 y G2, con valores de Th/Yb entre 1,9 y 5,2, tienden a la línea de arco mientras que los grupos G3 y G5 (valores entre 0,93 – 2,2) se sitúan en la franja MORB-OIB. El grupo G4 (0,93 – 3,3) se ubica en una posición aproximadamente intermedia hacia el arco volcánico. El esquema de Rollinson (2008), basado en Nb/La, Sr/Nd y Zr/Hf, indicaría algo similar ya que tomando como límite el valor 0,8 de Nb/La, el grupo G5 tiende hacia el campo de basaltos de isla y los G1 hacia el ambiente de arco.

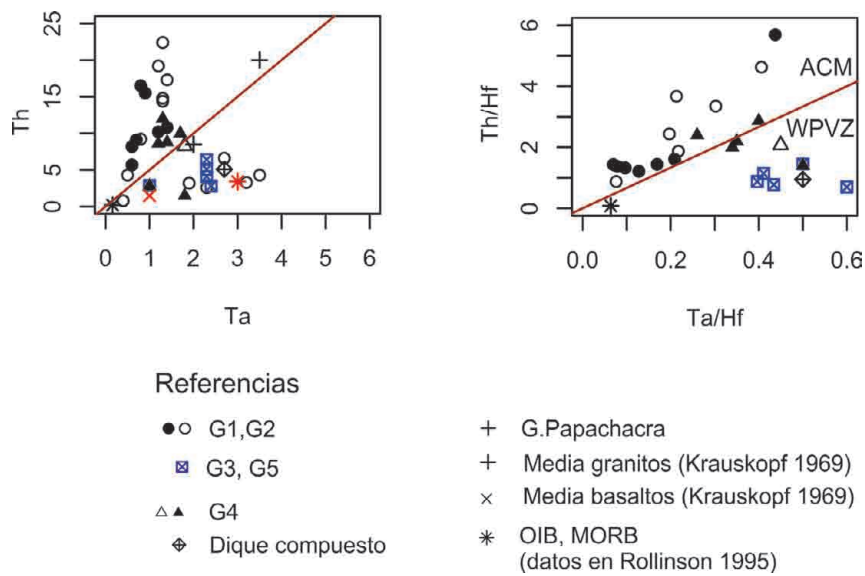


Figura 10. Diagramas de ambiente geotectónico según Shandl y Gorton (2002).

## CONCLUSIONES

Se observan cinco grupos (con reservas en el caso del grupo G3, por pocos datos) de rocas máficas, con exclusión de andesitas posiblemente cenozoicas. Estos grupos se diferencian por rasgos de campo, petrográficos y geoquímicos.

G1: Ortoanfibolita La Cuesta. Se observa un evento sinsedimentario y un evento principal con emplazamiento de anfibolitas.

G2: Diques varios en el basamento metamórfico. Con G1 posiblemente configuran restos de un arco magmático.

G3: microgabro con olivino.

G4: Diques básicos mineralizados con alteración intensa.

G5: Diques básicos sin mineralización. Corresponden a un evento distensivo que da rocas con tendencias alcalinas.

Los tres últimos ocurren intruyendo las rocas graníticas.

Los datos geoquímicos indican bajos contenidos de Sr y Ba, altos LIL. La geoquímica de los elementos HFS indica altos Th – U y presenta indicios de que el magmatismo máfico comienza en un posible ambiente de arco para luego pasar a un ambiente distensivo, con emplazamiento de rocas de filiación más básica.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó con el apoyo del CONICET y del Consejo de Investigaciones de la UNT (CIUNT), instituciones a las que el autor expresa su agradecimiento. Se agradece también a los revisores del manuscrito y editores de la AGL.

## LITERATURA CITADA / BIBLIOGRAPHY

- Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J. 2009. The Pampean orogen: ediacaran-lower cambrian evolutionary history of central and northwest región of Argentina. In Gaucher, C., Sial, A., Halverson, G., Frimmel, H. (Eds.): Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a focus on southwestern Gondwana. *Developments in Precambrian geology*, 16. Elsevier, pp. 239-254.
- Ávila, J. C. y Lazarte, J. E. 2010. Mineralización en el basamento metamórfico de bajo grado de Catamarca y norte de La Rioja, Argentina. *Serie de Correlación Geológica* (ISSN 1514-4186), 26: 85-102.
- Colombo, F., Lira, R., O'Leary, M. A. y Tassinari, C. 2010. Los diques comendíticos de Papachacra: magmatismo peralcalino en Sierras Pampeanas orientales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66 (1-2): 194-205.
- García, H. 1974. Las calizas cristalinas de Totorillas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29: 3, 295-303.
- García, H., Massabie, A. C. y Rosello, E. 1981. Contribución a la geología de La Cuesta, dep. Belén, Provincia de Catamarca. VIII Congreso Geológico Argentino. IV: 853-865. San Luis.
- García, H.; A. Masabié, y E. Rossello. 1982. El depósito Tiburcio. Ejemplo argentino de roca ribbon, Papachacra, Belén, Catamarca. V Congreso Latinoamericano de Geología Económica. Buenos Aires, Actas 2: 735-750.
- García, H. y Rosello, E., 1984. Geología y yacimientos minerales de Papachacra, Dep. Belén, prov. de Catamarca. IX Congreso Geológico Argentino, 7: 245-259. Bariloche.
- Green, T.H., 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical Geology*, 120: 347-359.
- Henderson, P. 1984. General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. In: Henderson, P. (editor), *Rare earth element geochemistry*, Elsevier Science Publishers, Amsterdam. 510 pp.
- Krauskopf, K. 1979. *Introduction to Geochemistry*. McGraw-Hill Co., Tokyo, 617 pp.
- Lazarte, J.E. 1991. Estudio petrológico y geoquímico de los granitoides de las sierras de Papachacra y Culampajá. Relaciones metalogenéticas. Fac.Ciencias Naturales e Instituto M.Lillo, Tesis Doctoral. Inédito. 270 pp.
- Lazarte, J.E. 1992. La Fm.Chango Real (NW de Sierras Pampeanas, Rep. Argentina), ejemplo de magmatismo Paleozoico (Cámbrico?). Diferencias geoquímicas con batolitos ordovícicos. *Revista Estudios Geológicos*, 48: 5-6; 257-267, España.
- Lazarte, J.E. 1994. Geología y geoquímica del Granito Papachacra (¿Carbonífero?), Sierras Pampeanas, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (3-4): 337-352.
- Lazarte, J.E. 2002. Diques básicos mineralizados (Pb-Zn-Cu) en el Alto de la Mina, Catamarca. VI Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas (Brodtkorb, Koukharsky y Leal, eds.), 217-224.



- Lazarte, J. E. 2008. Geoquímica de las rocas filonianas asociadas a la etapa tardía y postmagmática del Granito Papachacra, Sierras Pampeanas, Catamarca, Argentina. *Revista Acta Geológica Lilloana* (ISSN 0567-7513), 20 (2): 159-182.
- Lazarte, J. E. 2017. Las rocas máficas de la zona de Papachacra, Argentina: caracterización petrológica y geoquímica. XX Congreso Geológico Argentino, ST4: 56-61.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-773.
- Pearce, J. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100: 14-48. 10.1016/j.lithos.2007.06.016.
- Peccerillo, A. y Taylor, S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63–81.
- Rollinson, H. 1995. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman, 354 pp., Harlow.
- Rollinson, H., 2008. Secular evolution of the continental crust: Implications for crust evolution models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9 (12): 1-14. D.o.i. 10.1029/2008 – GC 002262, ISSN: 1525-2027.
- Rosello, E.A., López de Luchi, M. y Osters, H. 2000. La formación Papachacra (Belén, Catamarca, Argentina): edades K/Ar y significado tectónico y metalogénico. IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Chile, 1: 360-364.
- Shandl, E. S. y Gorton, M. P. 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* 97: 627-642. D.o.i. 10.2113/973.629.
- Sun, S. S. y McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. y Norry, M. (eds.), *Magmatism in ocean basins*. *Geologic Society of London. Special Publications*, 42, 313-345.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 33 (2): 241-265.
- Toselli, A. J., Aceñolaza, F. G., Miller, H., Rossi, J. 2017. Áreas de proveniencia de meta-sedimentos e interpretación geoquímica de ambientes tectónicos de deposición de la Formación Puncoviscana: Cordillera Oriental y Sierras Pampeanas, Argentina. *Acta Geológica Lilloana* 29 (2): 67-105.
- Turner, J. C. 1962. Estratigrafía de la región al naciente de Laguna Blanca, Catamarca. *Revista de la Asociación. Geológica. Argentina*, 26: 1-2.
- Wedepohl, K. H. 1995. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59 (7): 1217-1232.