

# ***ANÁLISIS GEOLÓGICO Y METALOGENÉTICO DEL SECTOR NORTE DE LA CORDILLERA DEL VIENTO, PROVINCIA DEL NEUQUÉN***

**Eduardo O. Zappettini, Guillermo Cozzi, Marcelo Dalponte,  
Marta Godeas, Lidia I. Korzeniewski, Javier Peroni, Susana Segal  
y Silvia Castro Godoy**



*ANÁLISIS GEOLÓGICO Y METALOGENÉTICO  
DEL SECTOR NORTE DE LA CORDILLERA DEL  
VIENTO, PROVINCIA DEL NEUQUÉN*

*Eduardo O. Zappettini, Guillermo Cozzi, Marcelo Dalponte, Marta Godeas,  
Lidia I. Korzeniewski, Javier Peroni, Susana Segal y Silvia Castro Godoy*

## SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

---

*Presidente:* Dr. Eduardo O. Zappettini

*Secretario Ejecutivo:* Lic. Silvia Chavez

## INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

---

*Director:* Dr. Martín Gozalvez

## DIRECCIÓN DE RECURSOS GEOLÓGICOS MINEROS

---

*Directora:* Lic. Dolores Álvarez

### REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA

*Esta publicación debe citarse como:*

Zappettini, E.O., Cozzi, G., Dalponte, M., Godeas, M., Korzeniewski, L.I., Peroni, J., Segal, S., Castro Godoy, S., 2021.  
Análisis Geológico y Metalogenético del Sector Norte de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén.  
Instituto de Geología y Recursos Minerales,  
Servicio Geológico Minero Argentino.  
Serie Contribuciones Técnicas Recursos Minerales N°44, 51 pp.  
Buenos Aires

ISSN 2618-5032

ES PROPIEDAD DEL INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES – SEGEMAR  
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN



Av. General Paz 5445 (Colectora provincia) 1650 - San Martín - Buenos Aires - República Argentina

Edificios 14 y 25 | (11) 5670-0100

[www.segemar.gov.ar](http://www.segemar.gov.ar)

BUENOS AIRES - 2021

## CONTENIDO

<b>RESUMEN</b> .....	1
<b>ABSTRACT</b> .....	2
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	3
<b>2. MÉTODOS</b> .....	3
<b>3. CONTEXTO GEOLÓGICO</b> .....	4
<b>4. MARCO METALOGENÉTICO REGIONAL: LA FAJA CRETÁCICO-PALEÓGENA DEL NORTE NEUQUINO</b> .....	6
<b>5. EL MAGMATISMO CRETÁCICO-PALEÓGENO</b> .....	6
5.1. Litología .....	6
Granodiorita Varvarco .....	6
Granito Radales .....	7
Tonalita Butalón .....	8
Diorita Butalón Norte .....	8
Diorita Chacay .....	8
Diques .....	8
5.2. Edad .....	8
5.3. Geoquímica del Grupo Campana Mahuida .....	8
<b>6. MINERALIZACIONES DEL DISTRITO VARVARCO</b> .....	14
6.1. Cobre-Plata .....	15
Vetas Silverio 1-2 .....	15
6.2. Oro .....	19
6.1. Cobre-Plata .....	19
La Gregoria (o Radales 1) y Radales 2 .....	20
La Pirita .....	21
Arroyo Guaraco Norte .....	21
6.3. Hierro .....	22
El Fierrillo .....	22
<b>7. INCLUSIONES FLUIDAS</b> .....	24
7.1. Microtermometría de inclusiones fluidas .....	26
<b>8. MINERALIZACIONES DEL DISTRITO VARVARCO</b> .....	28
8.1. Procesamiento Digital de Datos Satelitales y Análisis Espectral .....	28
8.2. Áreas de alteración hidrotermal .....	30
Guaraco Norte .....	30
Auque Breccia .....	30
Auque Cap .....	31
8.3. Otras evidencias de alteración hidrotermal a escala distrital .....	34

<b>9. MINERALOGÍA Y CONDICIONES DE FORMACIÓN DE LA ALTERACIÓN ARGÍLICA AVANZADA DE AUQUE CAP .....</b>	<b>34</b>
9.1. Minerales .....	34
Corindón .....	34
Pirofilita .....	35
Diásporo .....	38
Andalucita .....	39
9.2. Condiciones P-T de formación .....	39
<b>10. MINERALIZACIONES DEL DISTRITO VARVARCO .....</b>	<b>40</b>
<b>ANEXOS .....</b>	<b>44</b>
ANEXO 1. Asociación malaquita-brochantita-cerusita-anglesita-cuarzo .....	44
ANEXO 2. Asociación linarita-malaquita-brochantita-cerusita-cuarzo .....	44
ANEXO 3. Asociación cerusita-cuarzo .....	45
ANEXO 4. Asociación corindón-pirofilita-diásporo-nacrita .....	45
ANEXO 5. Diagrama EDS de miersita .....	46
<b>TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO .....</b>	<b>47</b>

## RESUMEN

El distrito Varvarco, ubicado en el sector norte de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén, comprende mineralizaciones polimetálicas auríferas (mina Santos y manifestaciones Gregorio (Radales 1), Radales 2, Lomas del Trapiche, La Pirita, El Indio y Arroyo Norte), manifestaciones cupro-argentíferas (vetas Silverio 1 y 2), y de hierro (El Fierrillo) y áreas de alteración hidrotermal (Auque Cap, Auque Breccia y Guaraco Norte).

Se describen las mineralizaciones en un contexto metalogénico regional, se analiza la mineralogía, las inclusiones fluidas y las condiciones físico-químicas de formación de las asociaciones de alteración hidrotermal. Se destaca la presencia de alteración argílica avanzada caracterizada por la asociación pirofilita-diásporo-corindón.

El relevamiento magnetométrico ha permitido analizar la continuidad y geometría de los cuerpos mineralizados.

El conjunto de mineralizaciones se vincula con rocas plutónicas y subvolcánicas asignadas al Cretácico superior-Paleógeno (Granodiorita Varvarco, Granito Radales y diques subvolcánicos asociados) del que se brinda información geocronológica, geoquímica y petrológica que confirma su asignación a un magmatismo de arco de margen continental activo, sin señal adakítica.

Se presenta un modelo metalogénico local y su vinculación con el marco regional. Los diversos tipos de asociaciones minerales identificadas y las características de las inclusiones fluidas analizadas en las vetas analizadas, sugieren que el conjunto podría vincularse con un sistema tipo pórfiro, si bien la alteración argílica avanzada de baja sulfuración y la presencia de mineralización de hierro (magnetita-hematita) permite plantear la hipótesis de un modelo de exploración del tipo IOCG, más afín con la escasez de azufre del sistema.

**Palabras clave.** Distrito Varvarco; Cordillera del Viento; Neuquén; Polimetálico; Oro; Cretácico superior-Paleógeno; IOCG

## ABSTRACT

The Varvarco district, located in the northern sector of the Cordillera del Viento, Neuquén Province, comprises gold-bearing polymetallic mineralizations (Santos mine and Gregorio (Radales 1), Radales 2, Lomas del Trapiche, La Pirita, El Indio and Arroyo Norte occurrences), copper-silver occurrences (veins Silverio 1 and 2), an iron vein (El Fierrillo) and areas of hydrothermal alteration (Auque Cap, Auque Breccia and Guaraco Norte).

The mineralizations are described in a regional metallogenetic context. The mineralogy, fluid inclusions and the physico-chemical conditions of formation of the hydrothermal alteration associations are characterized. The presence of advanced argillic alteration consisting of a pyrophyllite-diaspore-corundum association stands out.

The magnetometric survey has made it possible to analyze the continuity and geometry of the mineralized bodies.

The mineralizations are linked to plutonic and subvolcanic rocks assigned to the Upper Cretaceous-Paleogene magmatism (Varvarco Granodiorite, Radales Granite and associated subvolcanic dikes) from which geochronological, geochemical and petrological information is provided. Its assignation to an active continental margin arc magmatism is confirmed; trace elements data indicate the absence of an adakitic signal.

A local metallogenetic model and its link with the regional framework are presented. The various types of mineral associations identified and the characteristics of the fluid inclusions in the veins analyzed, suggest that the district could be associated with a porphyry-type system. The low sulfidation advanced argillic alteration and the presence of iron mineralization (magnetite-hematite) makes it possible to hypothesize an IOCG-type exploration model, more akin to the sulfur shortage in the system.

**Keywords:** *Varvarco district; Cordillera del Viento; Neuquén; Polymetallic; Gold; Upper Cretaceous-Paleogene; IOCG-type*

## 1. INTRODUCCIÓN

En el presente trabajo se analiza la geología y depósitos minerales del sector norte de la Cordillera del Viento, en parte conocido como distrito Varvarco. Comprende mineralizaciones auríferas y cupro-argentíferas. Las mineralizaciones polimetálicas auríferas (Distrito Varvarco) incluyen mina Santos y manifestaciones La Gregoria (Radales 1), Radales 2, Lomas del Trapiche, La Pirita, El Indio y Arroyo Norte, en tanto las mineralizaciones cupro-argentíferas corresponden a dos vetas que informalmente se designan Silverio 1 y 2. Hay una manifestación de hierro conocida como El Fierrillo y áreas de alteración que han sido designadas Auque Cap, Auque Breccia y Guaraco Norte.

Zanettini (2001) describió la geología de la región en tanto Zanettini y López (1989), Zanettini y Deza (1990), Domínguez y Garrido (1995) y Zappettini *et al.* (2014) presentan información de las mineralizaciones de la comarca.

En particular, el área de alteración Auque Cap fue identificada originalmente por JICA (2000), en una investigación de carácter regional, lo que permitió reconocer la presencia de pirofilita de origen hidrotermal en rocas del volcanismo Choiyoi. Posteriormente Danieli *et al.* (2002) estudiaron los afloramientos y la mineralogía asociada a la pirofilita, identificando illita, clorita/esmectita interestratificadas y caolinita, caracterizándolos como un halo de alteración arcillosa avanzada propia de sistemas epitermales de alta sulfuración.

La empresa *Rome Resources* (2008) efectuó exploración geológica, geofísica y geoquímica en la zona, identificando anomalías geofísicas y de Au, Cu y As vinculadas con la alteración hidrotermal e indicando también la asociación dumortierita-pirofilita.

Posteriormente Herrador (2005) realizó un estudio de las aptitudes industriales de la pirofilita e identificó la presencia de corindón, cuarzo, goethita con relictos de pirita y rutilo. Presentó análisis químicos y difractogramas de RX.

Zappettini y Dalponte (2009) en el marco de la identificación y estudio de niveles de hierro bandeado en el norte de la Cordillera del Viento señalaron la asociación de la pirofilita con diásporo y cianita y, en razón de su deformación, asignaron a la secuencia una edad paleozoica, correlacionándola con la Formación Huaraco Norte.

Schalamuk *et al.* (2013) realizaron caracterizaciones complementarias de la pirofilita con el fin de evaluar su absorción UV para su potencial empleo

en sanidad animal, presentando un análisis químico y resultados de transmisión ultravioleta.

Zappettini *et al.* (2011, 2018) publicaron un detalle de la estratigrafía de la región, con datos geocronológicos, lo que permitió reasignar los afloramientos afectados por alteración hidrotermal a la Formación Colomichicó, y asignarle una edad jurásica inferior; en tanto, el magmatismo con el que se vinculan las mineralizaciones de la región y las alteraciones hidrotermales asociadas es de edad cretácico-paleógena, y se asigna al Grupo Campana Mahuida.

Zanettini (2018) presenta una síntesis de los recursos minerales y aspectos metalogenéticos de la provincia del Neuquén, que incluye el área aquí investigada.

Este trabajo tiene por finalidad describir las mineralizaciones presentes en un contexto metalogénico regional, caracterizar la mineralogía y las condiciones físico-químicas de formación de las asociaciones de alteración hidrotermal, y definir el modelo metalogénico local y su potencial.

## 2. MÉTODOS

Las muestras de los diques subvolcánicos y *stocks* con los que se vincula la alteración hidrotermal fueron analizados en los Laboratorios Actlabs, Canadá mediante método combinado ICP-OES e ICP-MS. Además se incorporaron datos analíticos de otros cuerpos plutónicos asignados al mismo magmatismo (Franchini *et al.* 2003; Casé *et al.* 2008) para completar su caracterización geoquímica.

Los análisis químicos aportados por Zappettini y Dalponte (2009) de la Formación Colomichicó permitieron cotejar las modificaciones producidas en relación con la alteración hidrotermal que la afecta localmente. También se hace referencia a los resultados analíticos de muestras de la alteración pirofilitica analizadas por Herrador (2005) y Schalamuk *et al.* (2013).

Se realizaron dataciones radimétricas del magmatismo y de la alteración hidrotermal vinculada con el mismo, en el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN).

Las áreas con alteración pirofilitica así como aquellas vinculadas a manifestaciones vetiformes se evaluaron mediante estudios de sensores remotos (ASTER) y con perfiles magnetométricos en el terreno.

Los minerales de la zona de alteración pirofilitica y los secundarios de cobre y plomo fueron

verificados mediante difracción de rayos X en los laboratorios del SEGEMAR. Se utilizó un difractómetro de rayos X marca Philips, modelo X'Pert MPD, con radiación  $K\alpha$  de Cu, en el intervalo de barrido 2 theta comprendido entre 5-70° con paso/tiempo de 0,03°/2s. La determinación de las especies minerales se llevó a cabo utilizando el programa *High Score Plus* de PANalytical y la base de datos PDF del *International Centre for Diffraction Data* (ICDD) (1997).

La petrografía y las mediciones microtermométricas de inclusiones fluidas se efectuaron en el SEGEMAR, utilizando una platina de calentamiento/enfriamiento FLUID Inc. montada en un microscopio de luz transmitida Olympus BX60.

Las composiciones químicas de los minerales se determinaron con una microsonda electrónica Cameca SXS1 en el *Korea Basic Science Institute* en Taejon, Corea del Sur, bajo las siguientes condiciones: 15 kV, 10 hA, tiempo de conteo t0-s y diámetro de haz de 5-/zm. Se analizaron los minerales en las siguientes asociaciones: andalucita-pirofilita; diásporo-andalucita, corindón-pirofilita y diásporo-pirofilita. Se determinaron los elementos mayoritarios Al y Si, así como los minoritarios Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ge y Sn. La composición química de la miersita fue corroborada mediante análisis semicuantitativo EDX.

### 3. CONTEXTO GEOLÓGICO

El área de trabajo se localiza en el departamento Minas, en el noroeste de la provincia del Neuquén. La localidad más cercana es Varvarco (36°51'09" LS - 70°40'35" LO), ubicada sobre la RP 43 inmediatamente al sur de la unión de los ríos Neuquén y Varvarco, 63 km al norte de Andacollo y a 500 km de Neuquén capital. Desde esta última localidad se accede a Varvarco por la RN 22 hasta Zapala, de allí por la RN 40 hasta Chos Malal, siguiendo por la RP 43 hasta Andacollo y finalmente por la RP 39, que corre paralela a la traza N-S del río Neuquén, pasando por las localidades de Huinganco y Las Ovejas.

La geología de la región (Fig. 1) fue estudiada por Zappettini *et al.* (2018). Las rocas más antiguas corresponden a los esquistos de bajo grado de la Formación Guaraco Norte (Zappettini *et al.* 1987), que representa unidades coetáneas con el prisma de acreción neopaleozoico constituido por los Complejos de la Costa de Chile. Está constituida por esquistos micáceos y cuarcíticos. Los esquistos micáceos están compuestos por biotita, sericita, clorita, moscovita y

cuarzo; hay circón, apatita y pirita como minerales accesorios. Los esquistos cuarcíticos presentan una alternancia de bandas ricas en cuarzo y otras ricas en micas, con albita y feldespato potásico como componentes minoritarios. Localmente hay lutitas negras, reconocidas en los afloramientos del arroyo Huaraco Norte.

Las rocas fueron metamorfozadas en la subfacies cuarzo-albita-clorita de la facies esquistos verdes y presentan esquistosidad conspicua (S1) paralela a subparalela a la estratificación (S0). La biotita sigue la foliación S1, superficie que es cortada por una incipiente esquistosidad. Hay andalucita, diópsido y hornblenda postcinemáticos (Zanettini 2001).

En la zona afloran sedimentos carboníferos de la Formación Huaraco, interpretados como depósitos tardíos en la evolución de este sector de la cuenca, y volcanitas de la Formación Arroyo del Torreón que fueron interpretadas como pertenecientes a un arco magmático desarrollado entre el Devónico y el Carbonífero inferior (Missisipiano) (Zappettini *et al.* 2012). El magmatismo gondwánico, vinculado con la subducción pacífica, se inicia en el Pérmico inferior y está representado por el Complejo Plutónico Volcánico Huinganco, aflorante al sur de la zona de estudio (Llambias *et al.* 2007).

Durante la etapa de *rift* desarrollada a partir del Triásico superior, representada por los depósitos volcánicos y volcanoclásticos de las formaciones Cordillera del Viento y Colomichicó (Ciclo Pre-Cuyano), los depocentros estuvieron controlados por fallas normales de rumbo N-S (sistema extensional Tres Chorros) (Vergani *et al.* 1995). En el sector de estudio está expuesta la sección inferior de la Formación Colomichicó, representada regionalmente por andesitas, basaltos y riolitas, siendo netamente más abundantes las rocas de composición básica a mesosilícica. No obstante, localmente predominan tobas y tobas lapillíticas ya sea correspondientes a depósitos de caída como de flujo y brechas volcánicas que fueron datadas en  $185,2 \pm 1,9$  Ma (U-Pb en circones) y son portadoras de una importante población de circones heredados de edades paleoproterozoica, mesoproterozoica, carbonífera y triásica (Zappettini *et al.* 2018). Es en esta sección donde se desarrolla el área de alteración hidrotermal principal estudiada.

El límite occidental de la Cordillera del Viento es interpretada por Cobbold y Rosello (2003) como una falla con inclinación al este que actuó durante el Jurásico-Cretácico como falla normal y fue reactivada como falla inversa a partir del Cretácico superior.

El levantamiento de la Cordillera del Viento, iniciado en el Cretácico superior, habría alcanzado

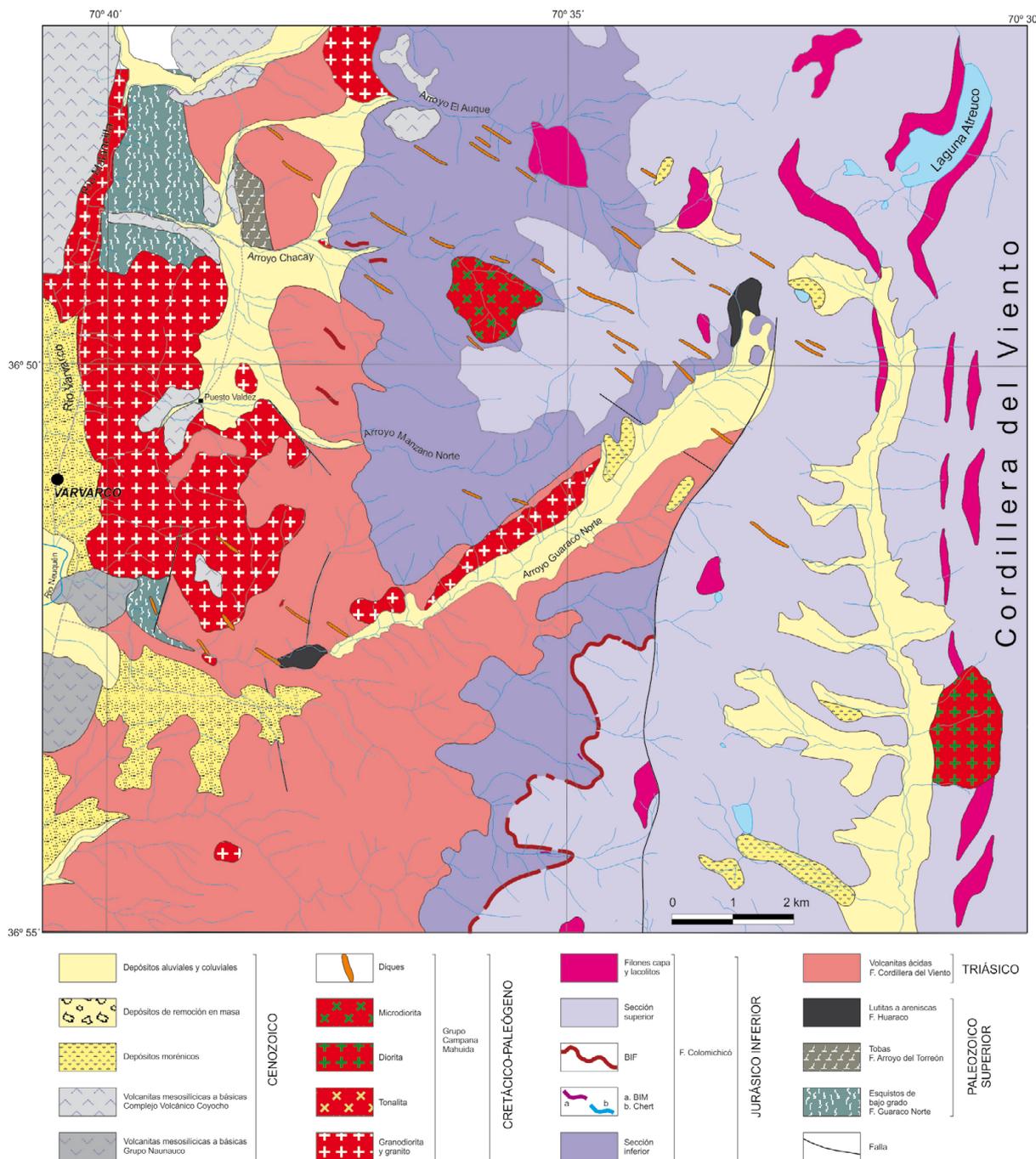


Figura 1. Marco geológico regional del sector norte de la Cordillera del Viento

los 3000 metros (Kay *et al.* 2006). Para esta época el frente magmático, localizado en Chile aproximadamente a los 72°O, migró hacia territorio argentino ubicándose alrededor de los 70°30' O, siendo responsable del magmatismo de edad cretácico-paleógena desarrollado en la región centro norte de la provincia del Neuquén, representado por el Grupo Campana Mahuida y que en el área de trabajo comprende dioritas, tonalitas, granodioritas y granitos designados colectivamente Plutonitas Varvarco (Pesce 1981).

Fueron discriminadas posteriormente por Zanettini (2001) quien les asignó distintas denominaciones de acuerdo con la composición de los cuerpos ígneos aflorantes y sus relaciones locales de contacto: Granodiorita Varvarco, Granito Radales y Tonalita Butalón. Se incluye también en este Grupo al Granito Varvarco Tapia, aflorante al norte de la región investigada y un conjunto de diques subvolcánicos mapeados en el área de estudio. Las mineralizaciones y alteración hidrotermal investigada se atribuyen

a la actividad postmagmática vinculada con este magmatismo.

En el área afloran, además, coladas básicas asignadas al Complejo Volcánico Coyocho, de edad pliocena superior, no afectadas por alteración hidrotermal y que en parte se acomodan a la topografía del valle del arroyo El Auque, lo que indica su carácter precedente y una topografía labrada ya en el Plioceno.

#### 4. MARCO METALOGENÉTICO REGIONAL: LA FAJA CRETÁCICO-PALEÓGENA DEL NORTE NEUQUINO

La colmatación y cierre de la Cuenca Neuquina representa una etapa de transición entre el régimen extensional mesozoico y la tectónica predominantemente compresiva instaurada a partir de la fase diastrófica Patagónica, el alzamiento de una Proto-Cordillera de los Andes y la instauración de un nuevo arco magmático, lo cual causó la definitiva desconexión con el océano Pacífico (Méndez *et al.* 1995; Garrido 2011).

De allí en más, la Cuenca Neuquina pasó a ser una cuenca de antepaís en la que se depositaron sedimentos continentales (Grupo Neuquén) provenientes de la Proto-Cordillera, de la reactivada Dorsal de Huincul, del Macizo Nordpatagónico y, posiblemente, de los bloques de San Rafael y de Chadileuvú (Garrido 2011).

Las características de la última etapa de sedimentación del Grupo Neuquén, hacia fines del Cretácico superior, señalan un nuevo ciclo de actividad tectónica con la consecuente reactivación del arco magmático occidental (Garrido 2011).

Las rocas ígneas involucradas en este arco magmático, tanto intrusivas como extrusivas, son de carácter calcoalcalino y afloran como cuerpos pequeños emplazados en los niveles superiores (de 0,8 a 1,8 km de profundidad; Franchini y Meinert 1991) de una corteza continental relativamente delgada (<40 km; Franchini y Casé 2011). Sobre la base de sus edades radimétricas, pueden ser agrupadas en una etapa magmática que se extiende desde el Cretácico superior alto al Eoceno medio.

Desde el punto de vista metalogenético, la actividad hidrotermal vinculada con el magmatismo cretácico-paleógeno generó mineralizaciones y zonas de alteración hidrotermal asimilables a diversos modelos: tipo pórfiro de Cu (Cajón de los Chenques, Butalón Norte, Guaraco Norte), vetiformes epitermales a mesotermales(?) polimetálicos de Cu (Pb-Zn) y de Pb-Zn, localmente vinculados con los

anteriores (Silverio 1 y 2) y vetiformes epitermales polimetálicos auríferos de alta sulfuración (comarca de Varvarco). A esta faja se vinculan, más al sur, las mineralizaciones del Ditrío Andacollo y el pórfiro de cobre Campana Mahuida.

Esto permite definir una faja metalogenética (Fig. 2) vinculada a la presencia de rocas plutónicas y subvolcánicas asignadas al arco magmático de margen continental activo del Cretácico superior-Paleógeno (Granodiorita Varvarco, Granito Radales y diques subvolcánicos asociados), alojadas en basamento constituido por rocas metamórficas de la Ectinita Guaraco Norte (Devónico-Carbonífero), volcanitas de la Formación Arroyo del Torreón (Carbonífero inferior) y sedimentitas del Grupo Andacollo (Carbonífero superior), intruidas al sur del área de trabajo por granitoides de arco magmático post-colisional correspondiente al Granito Huinganco (Pérmico inferior), las volcanitas permotriásicas de la Formación La Premia y volcanitas de *rift*, de las Formaciones Cordillera del Viento (Triásico), Milla Michicó y La Primavera-Colomichicó (Jurásico inferior). Esta faja se continúa hacia el sur y comprende intrusiones silíceas a mesosilíceas del Grupo Campana Mahuida (Cretácico superior alto-Paleoceno medio).

#### 5. EL MAGMATISMO CRETÁCICO-PALEÓGENO

##### 5.1. LITOLOGÍA

Se describen en este acápite los cuerpos plutónicos e hipabisales aflorantes en el área investigada.

##### Granodiorita Varvarco

Se manifiesta en varios afloramientos localizados entre el arroyo Manchana Covunco y la comarca de Butalón Norte.

La unidad está integrada por granodioritas y tonalitas de color blanco grisáceo a gris mediano, de estructura granosa mediana a gruesa, destacándose fenocristales de anfíbol.

En la zona de contacto, tanto las metamorfitas Guaraco Norte como las volcanitas de la Formación Cordillera del Viento, han sido hornfelizadas, lo que puede observarse en el arroyo Chacay, al sur de éste y en la barranca sobre el río Neuquén en el poblado de Varvarco, en el primer caso, y en los arroyos Covunco y El Auque, en el segundo.

En Butalón Norte las volcanitas de la Formación Cordillera del Viento se hallan silicificadas masi-

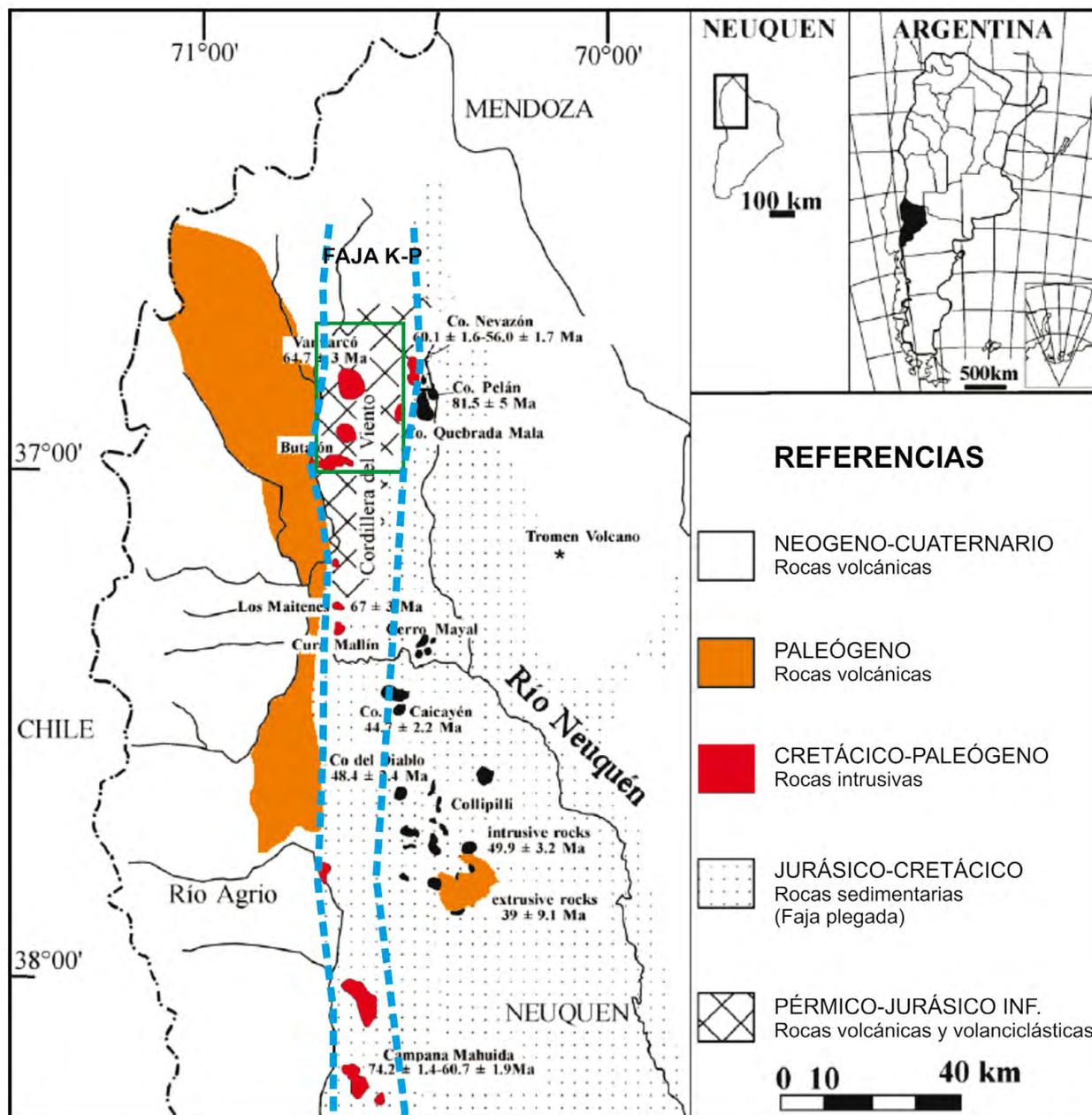


Figura 2. Faja metalogenética cretácico-paleógena del norte de la provincia del Neuquén

vamente y contienen venillas de cuarzo y pirita en la zona de contacto con la granodiorita. Si bien el contacto es neto, localmente se reconoce que la granodiorita ha penetrado a las efusivas porque engloba xenolitos de éstas.

En el sector medio del arroyo Chacay afloran cuerpos de granodiorita de grano fino asignados a esta unidad.

Otros afloramientos menores se observan en la ladera sur del arroyo Colomichicó (sector del Parque Arqueológico del mismo nombre).

Intruye con contactos netos a la Formación Guaraco Norte, a las formaciones Cordillera del Viento y Colomichicó.

### Granito Radales

Este cuerpo magmático aflora inmediatamente al este de la localidad de Varvarco, entre los arroyos Chacay y Guaraco Norte. Se trata de un granito gráfico, calcoalcalino, de colores blanco rosado, blanco grisáceo y gris rosado, de estructura granosa mediana a fina.

De acuerdo a Zanettini (2001), en el puesto Valdéz (h) se encuentra un dique de granito gráfico de color blanco rosado y estructura granosa fina, asignable a la unidad Granito Radales, que intruye a la Granodiorita Varvarco. Asimismo hay diques pegmáticos y vetillas de igual índole, también atribuibles al Granito Radales, que se alojan en la granodiorita

y su caja de metamorfitas en los afloramientos de la barranca del río Neuquén en el extremo norte del poblado de Varvarco.

Al igual que la unidad anterior, intruye a la Formación Guaraco Norte, a las formaciones Cordillera del Viento y Colomichicó y a la Granodiorita Varvarco.

### Tonalita Butalón

Corresponde a un stock tonalítico aflorante en la margen izquierda del tramo inferior del arroyo Butalón. En esta área hay asociados diques dacíticos porfíricos y una zona de alteración hidrotermal que afecta a las volcanitas de la Formación Cordillera del Viento y a la Granodiorita Varvarco. Se localiza al sur del área investigada.

### Diorita Butalón Norte

Constituye un *stock* con un área de afloramiento de 2 km<sup>2</sup> en el curso superior del arroyo Butalón Norte (Fig. 3). Está formada por una diorita biotítico hornblendífera con variaciones faciales a diorita hornblendífera que intruye a rocas de la Formación Colomichicó. Se halla compuesta esencialmente por plagioclasa (andesina a laboradorita ácida) y de manera subordinada hornblenda y localmente biotita. Entre los minerales minoritarios hay cuarzo, feldspato potásico, y entre los accesorios apatita y circón.

### Diorita Chacay

La Diorita Chacay es un *stock* ubicado en el curso medio del arroyo Chacay (Fig. 4) y cubre un área de aproximadamente 2 km<sup>2</sup>. Es una diorita porfiroide constituida por exiguos megacristales de plagioclasa en una base conformada por plagioclasa (labradorita sódica), clinopiroxeno y ortopiroxeno con cuarzo intersticial muy escaso. Se observa alteración suave de la plagioclasa a arcillas, sericita, clorita y epidoto.

### Diques

La mayor concentración de diques se encuentra en el sector centro-norte del área de estudio. Presen-

tan una orientación general NNO-SSE, longitudes individuales de hasta 2 km y potencias de hasta 5 metros (Fig. 5).

Desde el punto de vista composicional predominan los diques riolíticos a dacíticos, de textura porfírica afectados por alteración propilítica. Localmente hay diques andesíticos a basálticos con alteración propilítica, así como arcilloso-sericítica y biotítica.

### 5.2. EDAD

Con relación a la edad del Grupo Campana Mahuida, Kay *et al.* (2006) obtuvieron para la granodiorita Varvarco una edad de enfriamiento <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar en biotita de 69,09 ± 0,13 Ma. Por su parte JICA (2000) determinó para una tonalita de la misma unidad una edad K/Ar roca total de 64,7 ± 3,0 Ma. Vega *et al.* (2004) indican una edad K/Ar sobre roca total de 62 Ma en granodioritas del Parque Arqueológico Colomichicó.

Se obtuvo una edad K/Ar RT de 63 ± 2 Ma para la diorita aflorante en las cabeceras del arroyo Butalón Norte, que intruye a la Formación Colomichicó, así como una edad <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar en adularia de 65,73 ± 0,22 Ma vinculada con la alteración hidrotermal que afecta a volcanitas básicas de la Formación Colomichicó. Al norte de este cuerpo, rocas gábricas y dioríticas aflorantes en el cerro Nevazón arrojaron una edad <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar de 60,2 ± 1,2 Ma (Franchini *et al.* 2003). El conjunto de dataciones indica una edad Maastrichtiano-Paleoceno para el episodio magmático.

### 5.3. GEOQUÍMICA DEL GRUPO CAMPANA MAHUIDA

La composición de los elementos mayores y traza de los diques subvolcánicos aflorantes en el área de estudio y de los cuerpos dioríticos mapeados se muestra en el Cuadro 1. Para completar la caracterización geoquímica del magmatismo cretácico-paleógeno, en todos los casos se indican los campos correspondientes a las Plutonitas Varvarco y a los



Figura 3. Stock diorítico Butalón Norte. Vista hacia el NE



Figura 4. Arte rupestre grabado en la diorita Chacay



Figura 5. Diques riolíticos a dacíticos

cuerpos del área del cerro Nevazón (Franchini *et al.* 2003), así como a los cuerpos plutónicos y diques de la desembocadura del arroyo Butalón Norte (Casé *et al.* 2008).

Los diagramas de variación tipo Harker muestran una serie evolutiva comagmática bien definida con empobrecimiento general en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, TiO<sub>2</sub> y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, y de enriquecimiento en K<sub>2</sub>O a medida que aumenta la SiO<sub>2</sub>. El Na<sub>2</sub>O tiene un comportamiento particular, con un leve enriquecimiento hasta los 64% SiO<sub>2</sub> y luego una caída abrupta en los términos más ácidos (Fig. 6a). Respecto de los elementos traza, se observa con el aumento de SiO<sub>2</sub> un incremento de Ba, Rb, Ta, Nb, Zr e Y y un empobrecimiento en Ni, V y Sr (Fig. 6b).

En el diagrama A/NK vs. A/CNK de Shand (1943) (Fig. 7a) las rocas básicas a mesosilícicas

caen en el campo metaluminoso en tanto los diques ácidos lo hacen en el campo peraluminoso, lo que queda evidenciado por la presencia de corindón en la norma.

En el diagrama AFM (Fig. 7b) las muestras delinean una tendencia que se aproxima al límite entre las tendencias esperadas para las *suites* calcoalcalinas y toleíticas (Irvine y Baragar 1971), truncando el mismo. Tal trazado probablemente se da en función del enriquecimiento en Fe de la secuencia, en particular en muestras de las plutonitas Varvarco y Butalón, las que intruyen a la Formación Colomichicó. Este enriquecimiento podría deberse a asimilación de Fe de esta unidad, considerando que contiene un nivel de hierro bandeado o jaspilita con un promedio de 30% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Zappettini *et al.* 2018). Este enriquecimiento también es observable en el diagrama Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>

Muestra	ZD-131	ZD-132	ZD-143	ZD-187	ZD-188	ZD-190	ZD-191	ZD-193	ZD-196	ZD-255	ZD-263	ZD-265	ZD-266	ZD-270	ZD-271
SiO <sub>2</sub>	75,73	68,67	69,74	79,33	75,68	74,15	73,93	64,82	73,39	73,01	53,26	77,88	64,45	76,79	74,54
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,62	0,61	0,13	0,11	0,14	0,13	0,75	0,16	0,36	2	0,11	0,55	0,13	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,29	15,69	15,97	9,87	11,67	12,3	13,34	18,53	12,39	12,6	15,93	12,19	16,1	12,81	13,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	1,93	2,18	1,59	1,12	1,7	1,73	1,36	4,81	2,15	2,34	10,9	0,84	4,54	1,91	1,85
MnO	0,029	0,082	0,06	0,016	0,026	0,022	0,043	0,049	0,06	0,035	0,162	0,018	0,065	0,007	0,041
MgO	0,16	0,55	0,64	0,08	0,39	0,12	0,26	1,43	0,29	0,11	3,49	0,39	1,86	0,34	0,51
CaO	0,73	1,44	1,32	0,03	0,06	0,56	0,49	0,05	0,48	0,04	6,9	0,16	4,56	0,03	0,86
Na <sub>2</sub> O	3,29	7,08	7,26	0,17	0,25	0,4	1,5	0,72	0,75	0,18	3,2	3,89	3,23	0,24	0,69
K <sub>2</sub> O	4,55	0,54	0,87	8,43	8,6	9,48	8,35	3,9	9,25	10,19	1,13	2,79	0,91	5,64	6,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,2	0,15	0,05	0,02	0,03	0,02	0,04	0,02	0,06	0,61	0,01	0,12	0,02	0,02
LOI	0,44	1,7	0,64	0,45	0,8	0,51	0,34	4,14	0,42	0,86	1,59	0,81	2,72	1,58	1,21
Total	99,32	98,76	98,86	99,68	99,31	99,44	99,76	99,29	99,36	99,79	99,23	99,08	99,12	99,5	99,1
Ba	752	40	184	958	2810	980	1380	897	1570	885	245	822	254	1270	920
Rb	125	21	36	260	289	290	247	179	274	363	41	71	29	179	287
Sr	54	76	116	18	39	66	47	39	34	22	266	60	276	20	59
Cs	< 0,5	0,5	1,3	1,2	2,6	1,9	0,8	4,2	0,9	2,1	1,2	0,9	2,2	4,4	3,2
Ga	19	20	20	6	12	19	20	26	18	14	22	16	17	20	27
Tl	1	0,2	0,2	2	2,6	1,9	1,6	1,4	2	3,1	0,2	0,6	0,1	2,2	1,7
Ta	1,6	1,1	1,3	1,2	1,4	1,4	1,3	1,2	1,5	1,1	0,6	1,5	0,5	1,4	1,3
Nb	12	10	13	6	11	11	12	14	13	10	7	13	5	13	13
Hf	7,8	7,4	6,8	3	4,9	6	7	3,9	8,4	6,3	3,4	7	3,6	7	6,9
Zr	295	334	286	103	148	222	243	151	311	263	141	246	142	250	239
Y	46	45	41	19	38	44	55	24	49	22	32	40	19	51	56
Th	10,6	8,2	8,1	11,9	12,5	9,1	12,6	12	9,8	7,8	3,8	12,4	5,6	8,5	9,9
U	2,7	1,9	1,6	3,7	2,7	2,6	3	5	2,4	1,9	1	2,7	1,3	2,3	2,5
Cr	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	90	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Co	56	39	62	52	42	54	38	16	46	34	35	39	24	30	25
V	9	22	19	17	16	16	11	236	14	57	308	13	102	24	12
Cu	20	10	< 10	20	< 10	20	< 10	50	40	< 10	20	50	< 10	10	10
Pb	9	11	21	6	5	46	14	20	17	< 5	5	81	8	11	93
Zn	40	60	< 30	40	< 30	< 30	30	430	60	40	100	580	130	< 30	980
Bi	< 0,4	0,6	6,9	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	0,4	0,5	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	0,8	< 0,4
In	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Sn	3	1	2	2	3	4	4	5	4	< 1	2	5	1	4	4
W	396	264	285	338	262	328	250	91	328	211	76	289	116	228	178
Mo	5	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	10	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	5
Ag	1	1,1	1,6	< 0,5	< 0,5	0,9	0,9	0,6	1,4	0,9	< 0,5	1,1	0,7	1	0,9
As	< 5	< 5	< 5	11	< 5	< 5	< 5	165	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	23	< 5
Sb	< 0,5	< 0,5	< 0,5	1,9	< 0,5	1	1,8	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	4,2	< 0,5
Ge	2	2	2	< 1	1	2	2	2	1	1	2	1	2	1	1
La	38,9	29,1	37	36,8	35,6	37,8	45,2	32	36,8	30,9	18,4	21,8	19,7	30,5	33,5
Ce	83,4	72,3	84,4	72,2	80,5	71	94,3	65,1	78,6	111	42,9	79,9	40,6	66,2	78,4
Pr	10,2	10	10,8	7,61	9,03	10,3	11,6	8,1	10	9,76	5,64	6,13	4,82	8,18	9,81
Nd	40,1	43,9	43,3	26,5	33,9	40,6	46,4	30,8	40	36,3	25	24,2	18,3	32,2	39,9
Sm	8,8	10,2	9	4,5	7,1	8,3	10,4	6,4	9	7,6	6,2	5,6	3,7	7	9,5
Eu	1,49	2,52	2,6	0,68	0,43	1,19	2,33	1,14	1,52	1,22	1,99	0,83	0,84	0,96	0,97
Gd	8	9,1	8	3,3	5,9	7,5	9,9	5,2	8,5	5,3	6,1	5,4	3,3	6,9	9,3
Tb	1,4	1,5	1,3	0,6	1,1	1,3	1,7	0,8	1,5	0,8	1	1,1	0,6	1,4	1,6
Dy	8,6	8,9	7,7	3,4	6,7	7,8	9,8	4,7	9,2	4,4	5,9	7,1	3,3	8,7	10,3
Ho	1,7	1,7	1,5	0,7	1,4	1,6	2	e	1,9	0,9	1,2	1,6	0,7	1,8	2,1
Er	5	4,8	4,3	2,2	4,4	4,6	5,7	2,7	5,5	2,5	3,3	4,6	2	5,5	6
Tm	0,77	0,73	0,66	0,35	0,71	0,73	0,89	0,42	0,87	0,43	0,48	0,76	0,31	0,87	0,92
Yb	5,2	4,7	4,1	2,4	4,9	5	6	2,9	5,9	3	3,1	5,3	2,1	6	6,1
Lu	0,84	0,75	0,65	0,38	0,79	0,81	0,96	0,49	0,95	0,51	0,48	0,87	0,34	0,95	0,98

Cuadro 1. Geoquímica de los diques cretácico-paleógenos del norte de la Cordillera del Viento

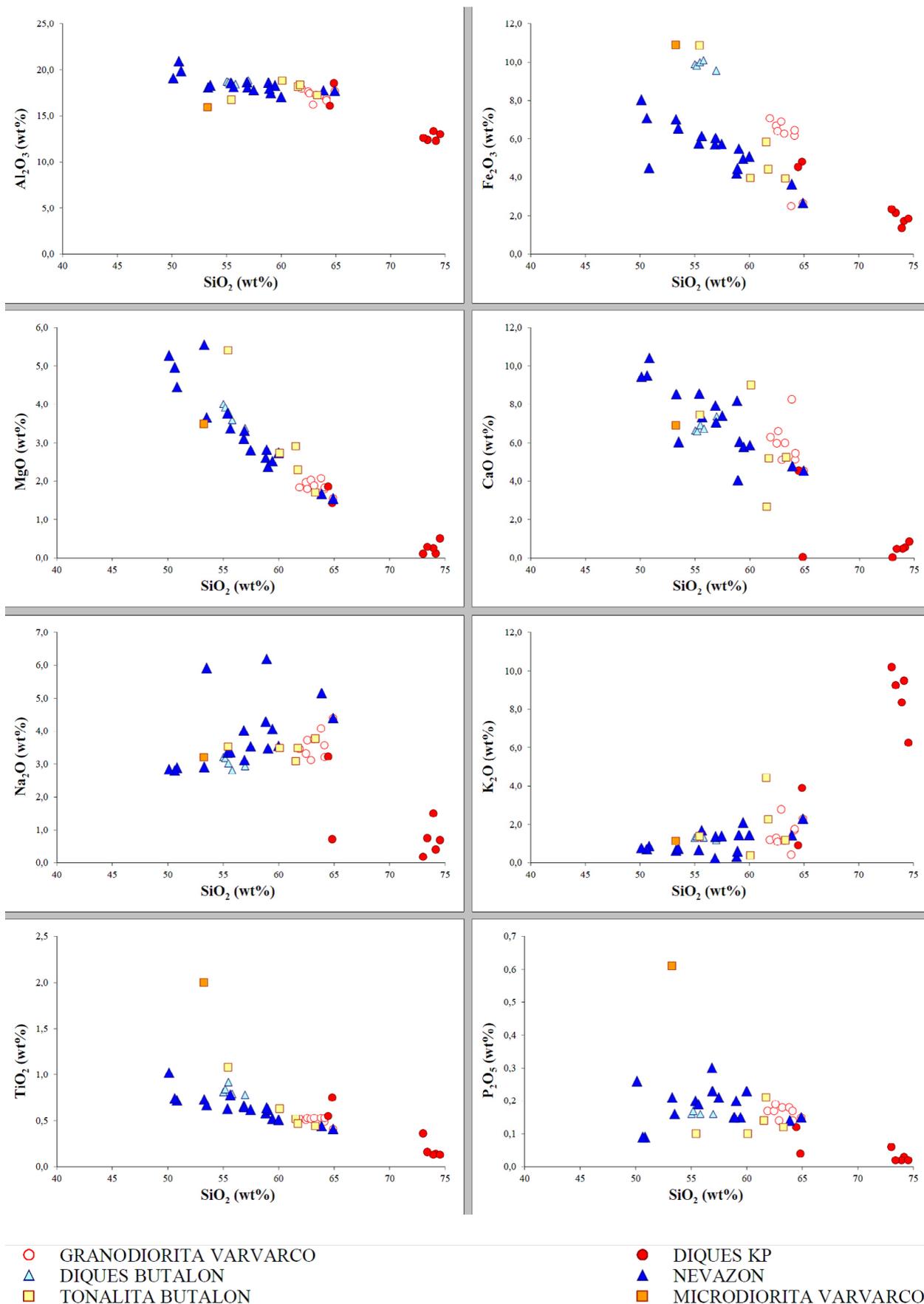


Figura 6a. Diagramas de Harker de muestras del Grupo Campana Mahuida. Elementos mayoritarios

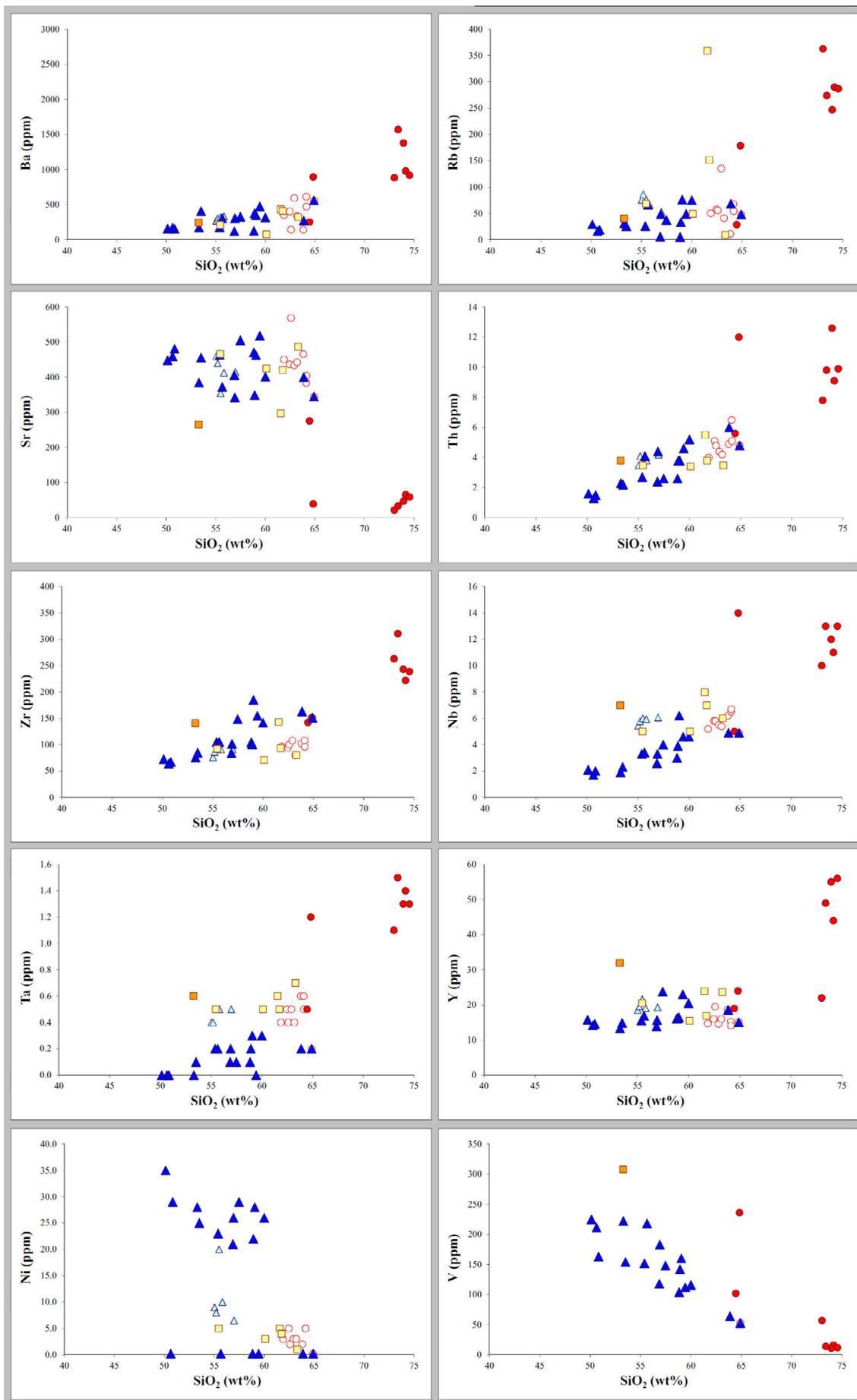


Figura 6b. Diagramas de Harker de muestras del Grupo Campana Mahuida - elementos traza

(Fig. 6a), donde los términos correspondientes a las plutonitas Varvarco y Butalón constituyen un tren más rico en Fe que el formado por las rocas del área de cerro Nevazón, que no intruyen a la Formación Colomichicó.

En el diagrama de Le Bas *et al.* (1986) (Fig. 7c) las composiciones se distribuyen en los campos basalto (gabro) andesita basáltica, andesita, dacita y riolita, de manera consistente con la clasificación obtenida a partir del diagrama Nb/Y vs. Zr/Ti (modificado de Pearce 1996) (Fig. 7d), si bien se observa al comparar ambas clasificaciones un desplazamiento de las muestras correspondientes a los diques subvolcánicos a términos más ácidos en el diagrama de elementos mayoritarios. Esto podría sugerir una modificación en la composición de los elementos mayoritarios por alteración hidrotermal.

Las muestras son de naturaleza subalcalina, lo que está de acuerdo con las relaciones Nb/Y (en general  $< 0,4$ ) y contenidos de Zr inferiores a 311 ppm, de acuerdo con el límite superior propuesto por Leat *et al.* (1986). Asimismo la *suite* aquí estudiada se caracteriza como de bajo Nb (1,7-14 ppm) y presenta contenidos moderados de Y (13,3-56 ppm), sobre la base de los límites señalados por Pankhurst *et al.* (1998).

Por otro lado, se consideró el contenido de Zr como índice de diferenciación, dado que su contenido se incrementa hacia los términos evolucionados de una *suite* ígnea. Las relaciones entre elementos traza y el Zr muestran una disminución en los contenidos de Ti con el aumento del Zr y un incremento para otros elementos traza (p. ej. Nb, Th, Y, Hf, La, Ce, Nd).

Se realizaron diagramas multielementales normalizados manto primitivo (Sun y McDonough 1989) (Fig. 7e). Las muestras presentan diseños semejantes, caracterizados por anomalías negativas de Ti, Nb, K y Rb. Se observa que el pico negativo para Ti es más pronunciado en las rocas ácidas.

Del mismo modo, se realizaron diagramas de tierras raras normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough 1989), discriminando dos grandes grupos composicionales: por una parte las rocas básicas a mesosilícicas, representadas por los gabros a dioritas del área de Cerro Nevazón, los del área de estudio y las tonalitas de Butalón, y por la otra los diques ácidos (Fig. 7f). Ambos grupos muestran un diseño con una pendiente baja, señalando un bajo fraccionamiento ETRL/ETRP. Las relaciones La/Yb del primer grupo oscilan entre 3,02 y 7,83, mientras que las de las rocas ácidas

entre 5,08 y 15,33. Las relaciones La/Sm y Sm/Yb en las rocas básicas fluctúan entre 2,12 - 4,96 y 1,38 - 1,89, respectivamente; en cambio, en las muestras ácidas varían entre 2,97 - 8,18 y 1,06 - 2,53.

Resulta notoria la anomalía negativa para el Eu que surge exclusivamente en las rocas ácidas (Fig. 7f), como la diferencia más significativa entre ambos grupos de rocas. Puntualmente se observan anomalías positivas de cerio.

Las relaciones Zr/Hf (Cuadro 1) muestran proporciones superiores a 50 en las rocas mesosilícicas a básicas, características de rocas derivadas del manto (Lentz 1999) y una tendencia decreciente con el aumento en el contenido en sílice, propio de un proceso de diferenciación. La modelización realizada a través del cálculo de Ersoy y Elvaci (2010) respecto a Eu/Th vs. Eu (Fig. 7g) a partir de una de las muestras más primitivas de la secuencia (gabro 15920 de Cerro Nevazón) pone de manifiesto que la cristalización fraccionada permite alcanzar satisfactoriamente las composiciones de las rocas más silíceas de esta *suite*.

Los diagramas de clasificación tectónica muestran que las rocas se agrupan en el campo de los márgenes continentales activos (Schandl y Gorton 2002) (Fig. 7h), y en el diagrama de Pearce (1982) en el campo de los arcos calcoalcalinos, con una leve tendencia hacia el campo shoshonítico para las rocas correspondientes a los diques ácidos.

En el diagrama Sr/Y vs. Y (Fig. 7i) las muestras se agrupan en el campo de las rocas de arco ácidas no observándose en ninguna señal adakítica. En cuanto a la fuente, las rocas muestran diseños bastante planos, con valores para las rocas básicas a mesosilícicas La/Yb entre 3,02 y 7,83 y entre 4,11 y 15,33 para los diques ácidos (Cuadro 1), empobrecimiento en ETRP poco pronunciado ( $Sm/Yb < 3$ , Fig. 7f), y concentraciones de ETRP normalizadas  $> 10$  mesosilícicas a ácidas y valores inferiores a 10 para los términos más básicos (gabros de cerro Nevazón). Estas proporciones caracterizan un residuo sólido en la fuente libre de granate y conformado predominantemente por piroxeno, señalando condiciones de presión intermedias, acorde a una fuente ubicada a profundidades moderadas.

En el diagrama Th/Yb - Ta/Yb de Pearce (1983, revisado por Gorton y Schandl 2002) (Fig. 7j) las muestras se disponen siguiendo un patrón correspondiente a cristalización fraccionada en un ambiente de arco relacionado a un margen continental activo.

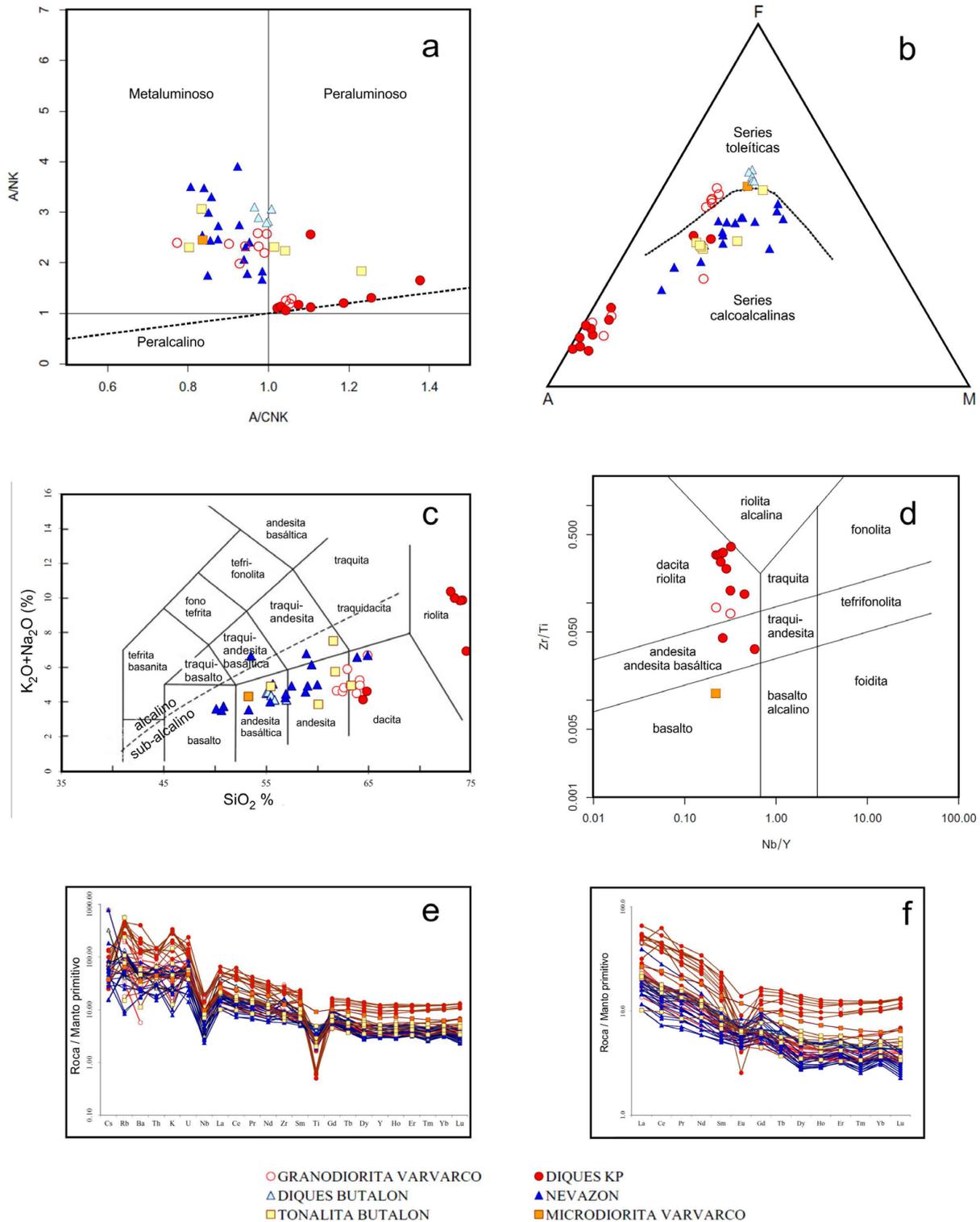


Figura 7. Diagramas geoquímicos de rocas del Grupo Campana Mahuida. a) Diagrama de Shand (1943); b) Diagrama AFM; c) Diagrama de Le Bas *et al.* (1986); d) Diagrama Nb/Y vs. Zr/Ti; e) Diagrama multielemento normalizado a manto primitivo; f) Diagrama de tierras raras normalizado a manto primitivo

## 6. MINERALIZACIONES DEL DISTRITO VARVARCO

El distrito presenta diversas manifestaciones minerales de escasa importancia que pueden agruparse en los modelos polimetálicos ricos en Au de

alta sulfuración (mina Santos y manifestaciones La Gregoria (Radales 1), Radales 2, Lomas del Trapiche, La Pirita, El Indio y Arroyo Norte), vetas polimetálicas cupro-argentíferas (informalmente designadas Silverio 1 y 2), una veta de Fe (magnetita-hematita) conocida como El Fierrillo y zonas de alteración

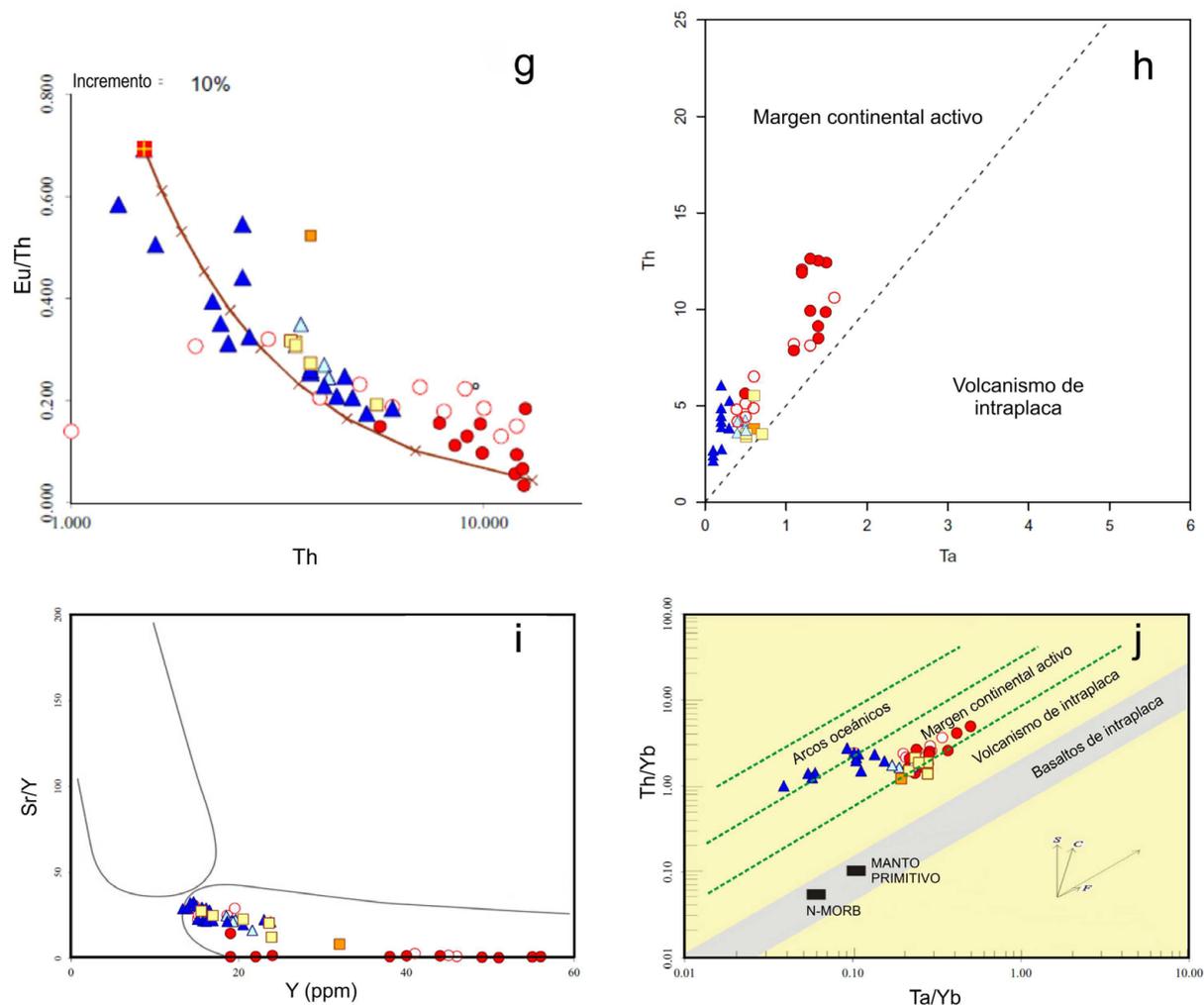


Figura 7 continuación g) Modelo de cristalización fraccionada; h) Clasificación tectónica de Schandl y Gorton (2002); i) Diagrama Sr/Y vs. Y; j) Diagrama Th/Yb - Ta/Yb de Pearce (1983, rev. Gorton y Schandl 2002)

hidrotermal propilítica, argílica y argílica avanzada (Fig. 8). Las mismas circundan una serie de rasgos circulares centrados en un cuerpo diorítico.

### 6.1. COBRE-PLATA

#### Vetas Silverio 1-2

Las vetas están localizadas en la margen derecha del arroyo Guaraco Norte. Tienen rumbo NO- y espesores entre 0,2 y 0,5 m, con una corrida aflorante de unas pocas decenas de metros. La veta Silverio 1 se encuentra casi totalmente cubierta por derrubio, en tanto la veta Silverio 2 aflora en un risco (Fig. 9).

En las vetas los minerales primarios son bornita, calcosina rómbica y argentita. Esta última forma granos irregulares y muy pequeños (40-70 micrones), cristales de hasta 400 micrones y también se encuentra relictica en cuprita.

Los minerales secundarios comprenden covellina y digenita. La primera se encuentra en forma de escamas reemplazando los bordes de calcosina

rómbica primaria y como venillas y microvenillas en la calcosina, mientras que la digenita se observa como venillas en el sulfuro de Cu primario. Hay stromeyerita que reemplaza a calcosina primaria. Se han determinado chispas de Ag nativa en agregados granulares de cuprita (Fig. 10).

El mineral de oxidación más abundante es malaquita  $Cu_2CO_3(OH)_2$  que se encuentra en moderada proporción formando agregados granulares y pátinas. En menor proporción hay brochantita  $Cu_4SO_4(OH)_6$ , linarita  $PbCu(OH)_2SO_2$ , cerusita  $PbCO_3$ , anglesita  $PbSO_4$ , anhidrita  $CaSO_4$  y, como minoritario, miersita  $(Ag,Cu)I$  (Fig. 11).

Este último mineral fue descrito por primera vez en Argentina en esta localidad (Zappettini *et al.* 2014). Se presenta como cristales de color amarillito verdoso, de 20 a 100 micrones, en los que predominan las morfologías tetraédricas y cubo-octaédricas. El microanálisis por dispersión de energía de rayos X (XEDS) arrojó un contenido de Cu: 31,09%, Ag: 37,92%, I: 30,71% y Cl: 0,27%, por lo que la

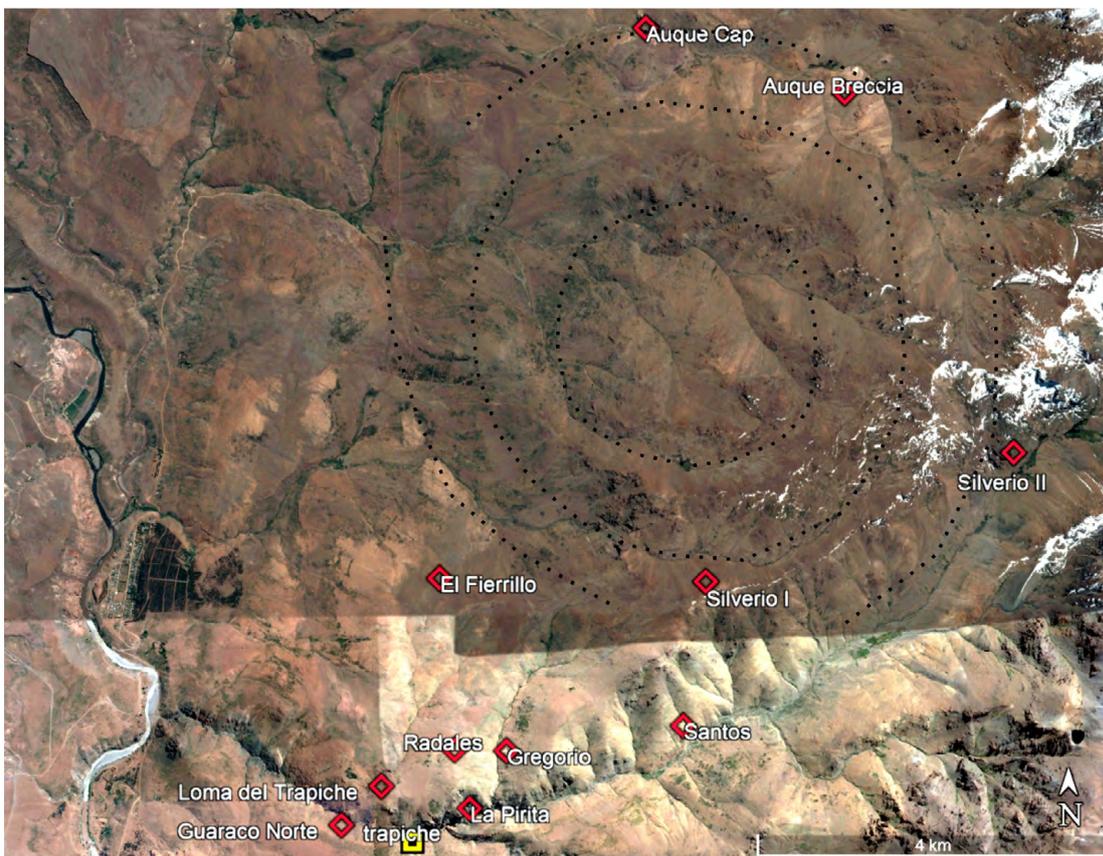


Figura 8. Ubicación de los depósitos minerales, áreas de alteración hidrotermal y rasgos circulares

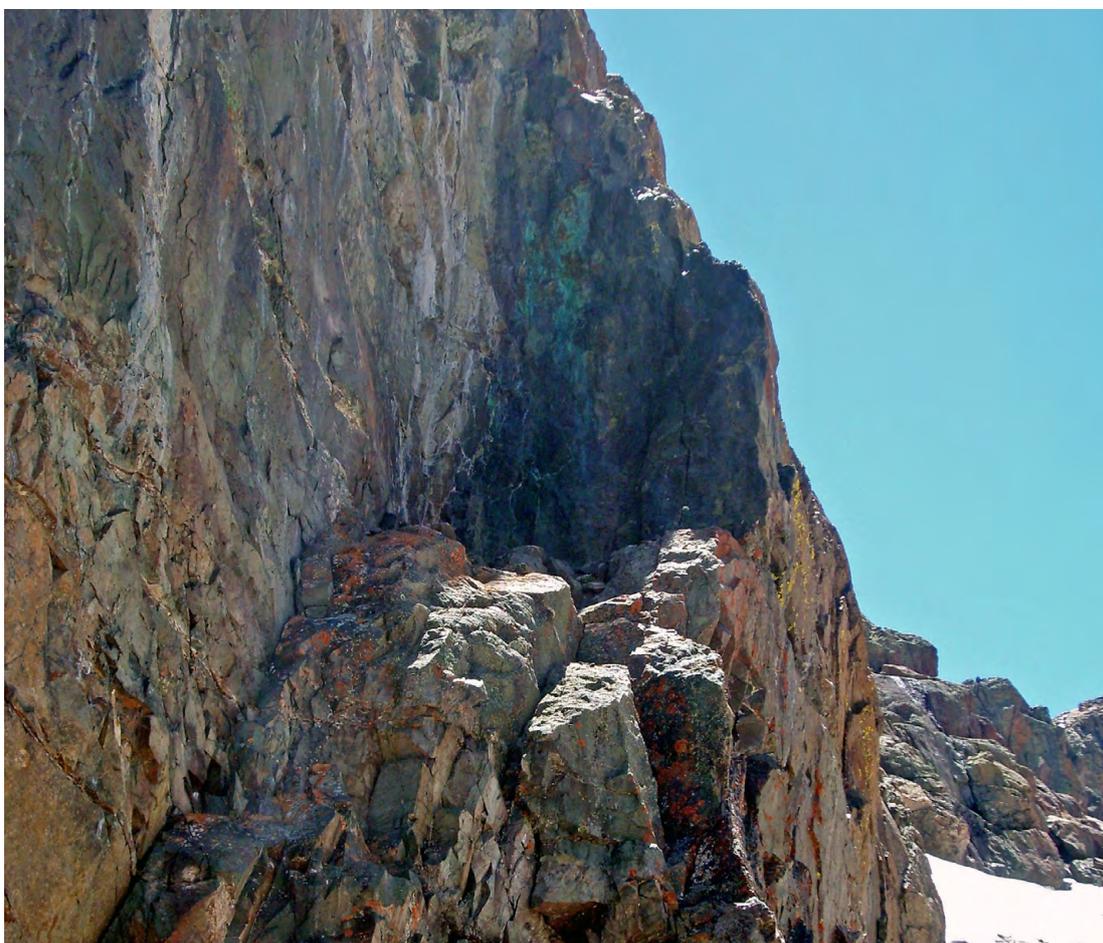


Figura 9. Veta Silverio 2, en las cabeceras del arroyo Guaraco Norte

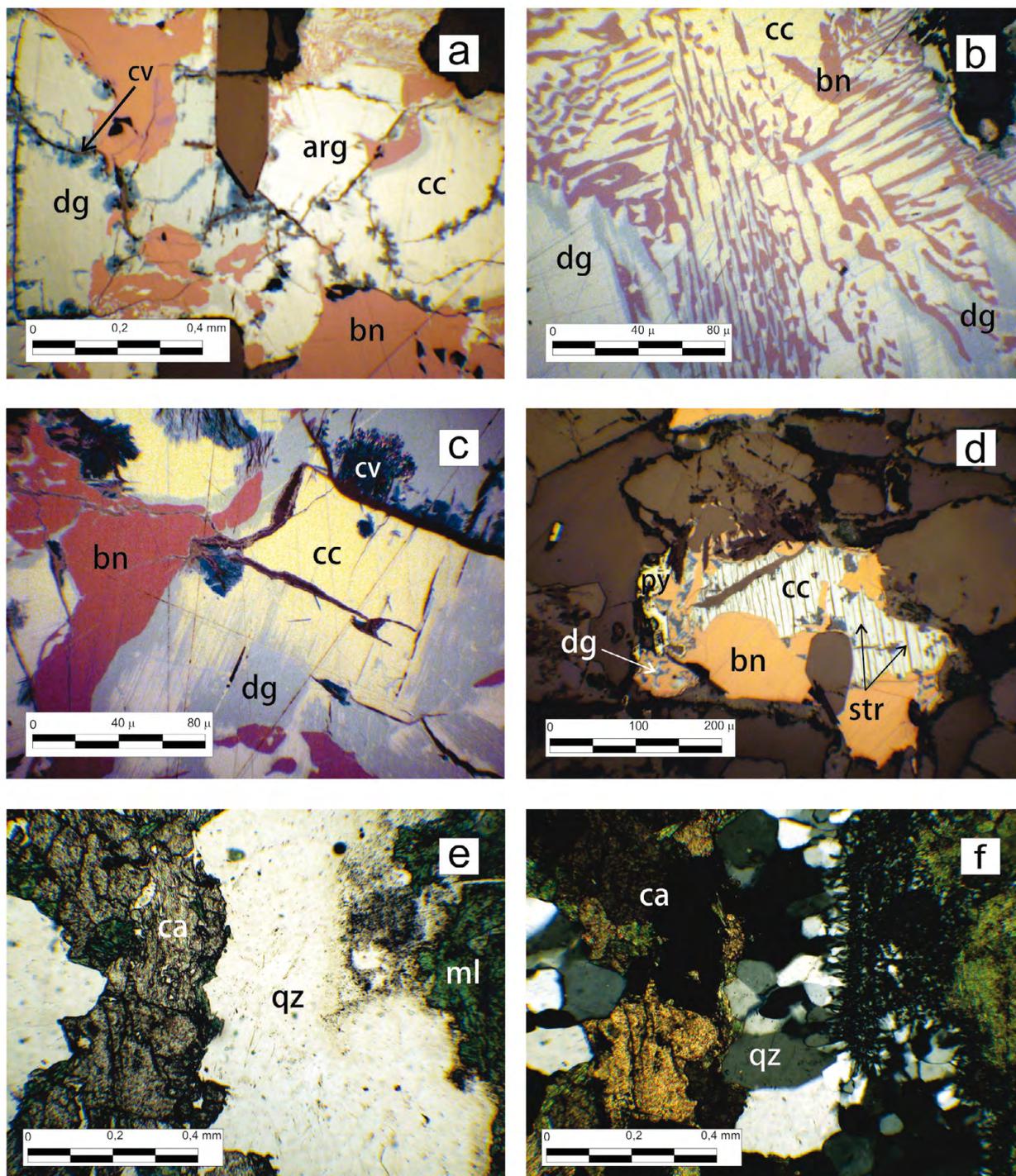


Figura 10. Paragénesis de minerales de Cu de las vetas Silverio. Minerales primarios y de enriquecimiento secundario: a) Intercrecimiento granular entre bornita, calcosina y argentita. En calcosina rómbica, se observa covellina distribuida en fisuras. b) Intercrecimiento simplectítico de bornita, calcosina rómbica y digenita. c) Bornita intercrecida con calcosina rómbica y digenita. Reemplazo de covellina en bordes de los cristales de calcosina. d) Bornita, digenita, pirita y exsoluciones simplectíticas de stromeyerita en calcosina. e) y f) Ganga conformada por cuarzo y calcita de las vetas.

fórmula es  $\text{Cu}_{0.58}\text{Ag}_{0.42}\text{I}_{99.97}\text{Cl}_{0.03}$ . Es un término de la serie iodargirita-marshita. Los estudios realizados por Millsted (1998) indican que entre los miembros extremos CuI y AgI puede haber una serie completa de solución sólida y la composición depende de la disponibilidad local de los iones Cu, Ag y I, en conjunción con un nivel freático y temperatura fluctuantes.

En el sector de las vetas Silverio 1, se realizó un relevamiento geofísico con el objetivo de identificar lineamientos magnéticos asociados a las estructuras que poseen pátinas de malaquita. Para esto se realizó una grilla magnética de 18.000 m<sup>2</sup>, con perfiles en sentido ENE-OSO, separados cada 10 a 15 metros (Fig. 12).

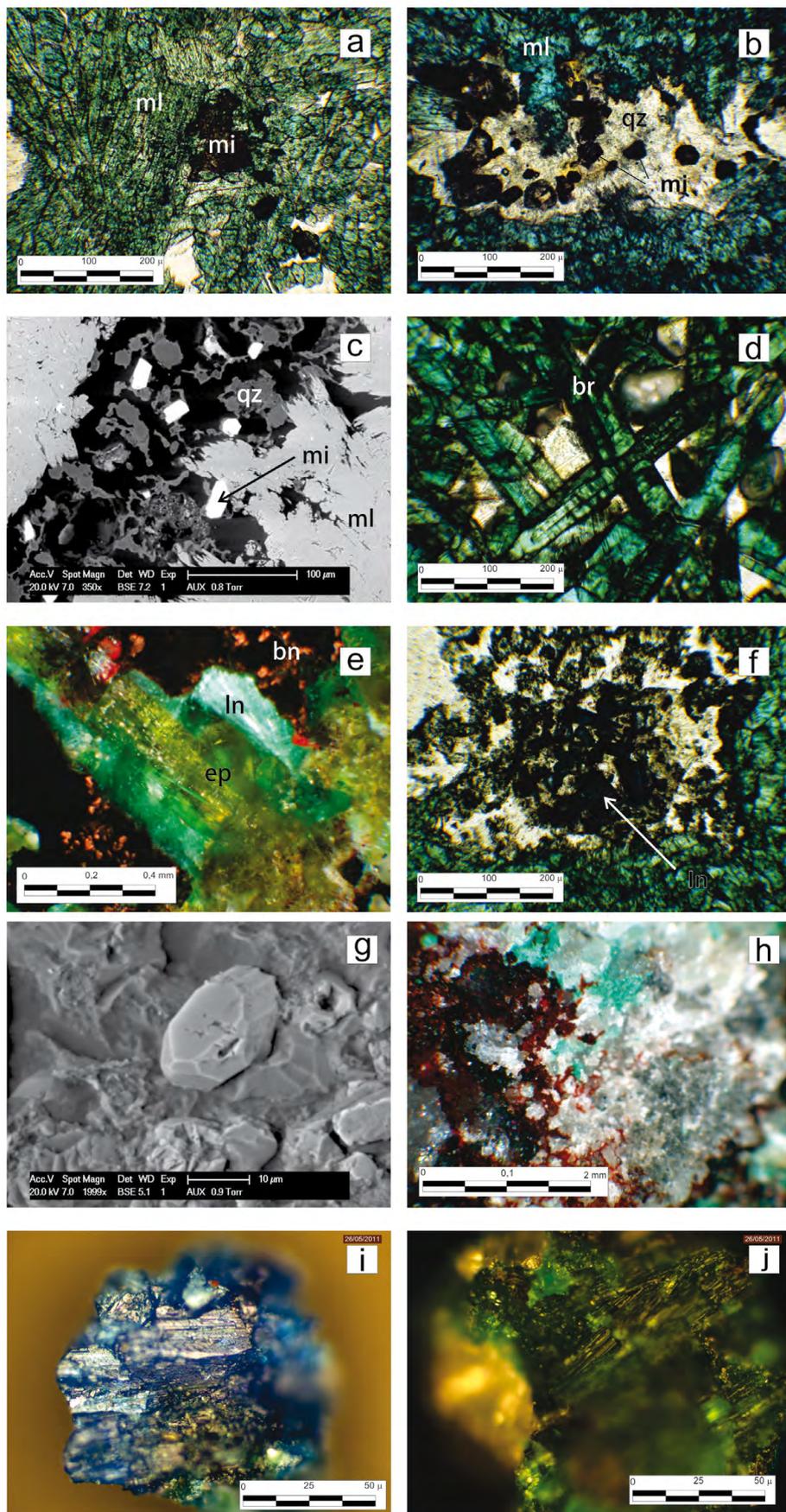


Figura 11. Paragénesis de minerales de Cu de las vetas Silverio. Minerales oxidados: a-b) Cristales de miersita asociados a malaquita y cuarzo. c) Imagen de electrones retrodifundidos de miersita asociados a cuarzo y malaquita. d) Cristales de brochantita asociados a calcita. e) Cristales aciculares de linarita asociados a epidoto y bordeados por bornita. f) Secciones basales de linarita asociados a carbonatos. g) Cristales de cerusita. h) Cerusita y anglesita (blanco grisáceo) asociadas óxidos de hierro y brochantita. i) linarita. j) Brochantita.

Los valores obtenidos en la grilla de anomalías de campo magnético presentan un amplio rango de valores que van de -200 a 780 nT, posiblemente asociadas a los depósitos volcánicos y volcanoclásticos de la Formación Colomichicó (andesitas, basaltos y riolitas). A pesar de la presencia de estas anomalías, no se pudo correlacionar con las estructuras asociadas a las vetas de cobre.

### 6.2. ORO

Los depósitos vetiformes polimetálicos auríferos del distrito Varvarco comprenden la *mina Santos* y las manifestaciones *La Gregoria (o Radales 1)*, *Radales 2*, *Lomas del Trapiche*, *La Pirita* y *Arroyo Guaraco Norte*.

Domínguez y Garrido (1995) proponen para vetas ubicadas al oeste del área una vinculación con depósitos epitermales de baja sulfuración de acuerdo a la textura y alteraciones hidrotermales, sin embargo asocian a los fluidos formadores de la alteración y mineralización (T° mayores a 300°C y salinidades altas) con las partes más profundas de sistemas

hidrotermales como los que originan la mineralización de tipo Cu porfirico y vetas satelitarias de Los Maitenes-El Salvaje.

### Mina Santos

Se ubica al este-sudeste de la población de Varvarco, desde donde se recorren 6,5 km en animales de silla hasta el depósito.

En el sitio aflora el Granito Radales (Paleoceno inferior) intruyendo a volcanitas andesíticas de la Formación Cordillera del Viento (Triásico superior). El granito está afectado por una falla, de rumbo N50°, que ha canalizado las soluciones mineralizantes constituyendo una veta polimetálica (Zanettini y López 1989; Zanettini y Deza 1990; Zanettini 2001).

El granito se encuentra epidotizado y cloritizado, con diseminación de pirita y venas de hematita supergénica, en la proximidad de la veta, la que tiene una longitud visible de 95 m, y forma ahusada con un ancho máximo de dos metros e inclina 18°NO; consiste en venas de cuarzo hialino piritoso, de 1 a 10 cm de espesor, que se presenta masivo y en menor proporción con crecimiento "diente de perro",

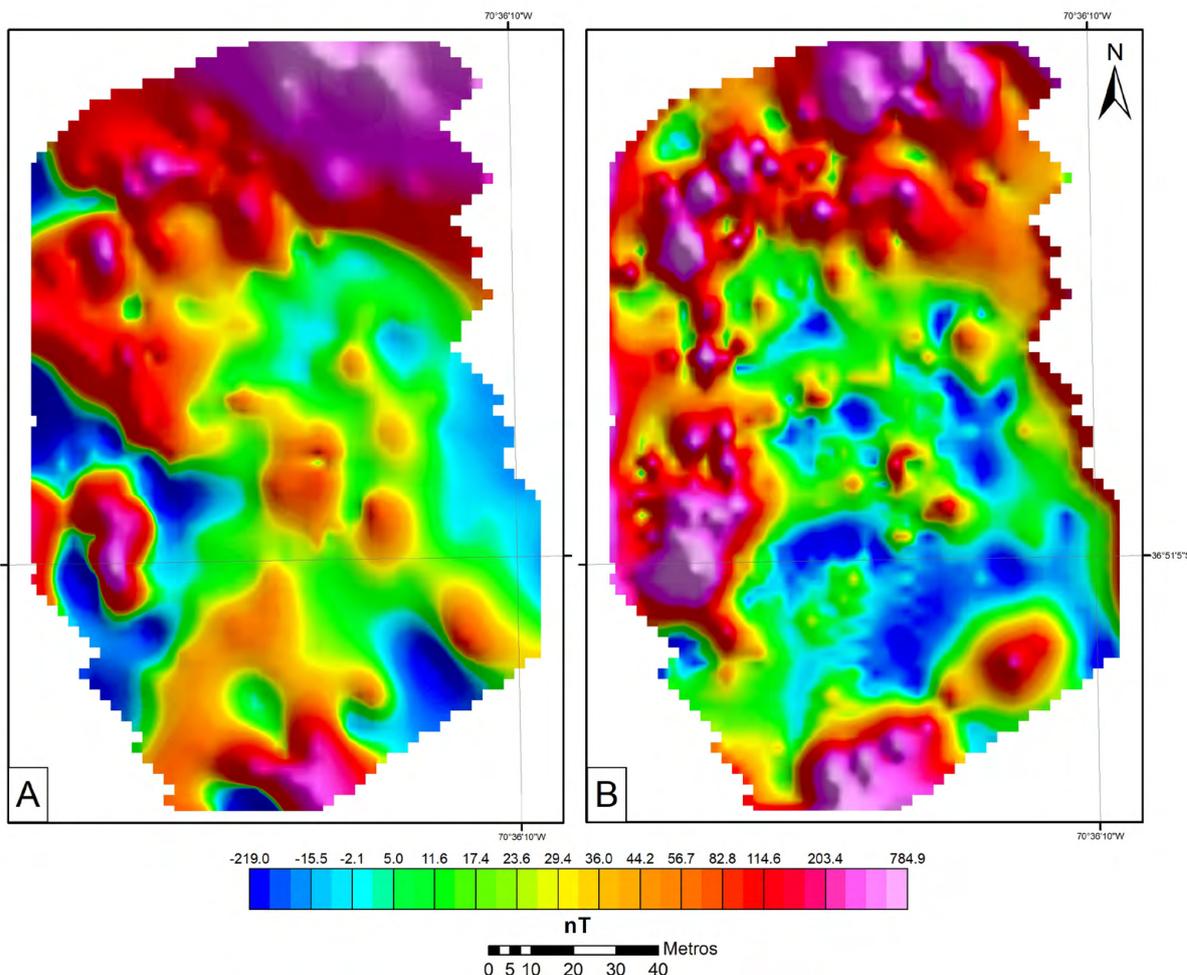


Figura 12. Relevamiento magnético en el sector de vetas Silverio. A: grilla de campo magnético total. B: Grilla de señal analítica.

rellenando total o parcialmente las fisuras. En una precaria labor cortaveta, se observa que a unos 4 m de profundidad, el espesor se reduce a 0,30 m y la inclinación aumenta a 32° (Fig. 13a).

La mineralización hipogénica, contenida en el cuarzo, consiste en oro libre, plata, galena, esfalerita, calcopirita, bornita y pirita; los minerales supergénicos y de oxidación son malaquita, turquesa, crisocola, azurita, calcosina, covellina, digenita, hematita y limonita.

Los granos de pirita, en general euhedrales y con tamaños que varían entre 50 y 280 micrones, presentan textura cataclástica. Parte de la pirita tiene inclusiones de oro nativo de 10 a 25 micrones. El oro nativo también se encuentra diseminado en el cuarzo con tamaño de hasta 40 micrones presentando en sectores textura dendrítica. En algunas muestras se encontraron muy pequeños granos de galena.

La ley del mineral aparentemente aumenta hacia el subsuelo, ya que de 5 g/t Au y 2,10 g/t Ag en superficie se pasa a 30 g/t Au y 78 g/t Ag en profundidad. El Pb, Zn y Cu muestran igual tendencia, con valores anómalos de 1000 ppm, 500 ppm y 90 ppm, respectivamente, en superficie, que aumentan hasta 4000 ppm, 290 ppm y 1800 ppm en subsuelo. La caja granítica es levemente anómala en plomo y cinc (Zanettini y Deza 1990).

Una muestra de escombrera arrojó 660 gr/t Au y 198 gr/t Ag (Zubia 1984), y JICA- MMAJ (2001) indicó 14 g/t Au, 524 g/t Ag, 2,8 % Cu y 2,7 % Pb en venillas de cuarzo masivo con calcopirita y malaquita.

El trabajo en la veta se realizó mediante un rajo a lo largo del afloramiento, de 1,50 m a 2 m de profundidad y una galería cortaveta de 10 m de longitud, de la cual se extraía el mineral.

### La Gregoria (o Radales 1) y Radales 2

Estas manifestaciones se encuentran al sudeste de la localidad de Varvarco, desde donde se recorren 4,5 km en animales de silla hasta ellas.

Se localizan sobre una falla de rumbo noroeste, en volcanitas de la Formación Cordillera del Viento (Triásico superior) (Zanettini y López 1989; Zanettini y Deza 1990 y Zanettini 2001).

En los afloramientos se observan venas de cuarzo de 10 a 15 cm de ancho, con oro libre, calcopirita, bornita, galena, esfalerita y pirita, siendo los minerales supergénicos malaquita, azurita, calcosina, covellina, digenita, hematita y limonita.

Las leyes de la mena varían de 1,80 a 22 g/t Au y 0,3 a 98 g/t Ag, con tenores de hasta 0,72 % de Cu, 500 ppm de Pb y 37 ppm de Zn. Zubia (1984) cita valores de 50 g/t a 125 g/t Au para muestras orientativas de la manifestación La Gregoria.



Figura 13. a) Labor en mina Santos, b) Labor en mina La Gregoria

Hay labores de exploración superficial y piques de hasta cinco metros de profundidad, extendidos a lo largo de aproximadamente 50 m de corrida en La Gregoria (Fig. 13b) y de unos 40 m en Radales 2 (Fig. 14a).

### La Pirita

Está ubicada al sudeste de la localidad de Varvarco, desde donde se recorren cinco kilómetros en animales de silla para llegar a ella.

Está constituida por dos vetas alojadas en volcanitas de la Formación Cordillera del Viento (Triásico superior) (Zubia 1984). La veta principal tiene rumbo  $290^\circ$  e inclinación de  $42^\circ$  a  $52^\circ$ N, de 150 m de longitud visible, que puede alcanzar los 300 m al integrar otros afloramientos discontinuos a lo largo del rumbo. Se dispone a manera de rosario, con “bolsillos” de espesor variable entre 0,15 m y 0,40 m y próximos entre sí, entre los cuales se observan vetillas de 0,03 m a 0,10 m de potencia. Otra veta secundaria, de similar rumbo e inclinada  $34^\circ$  al norte, tiene aproximadamente 70 m de longitud.

La mineralización hipogénica observada consiste en pirita y calcopirita y la supergénica es covellina, malaquita, calcantita y limonitas, todo en ganga de cuarzo.

No se identificaron metales preciosos en la paragénesis, pero los análisis químicos dieron valores entre 2 g/t y 13 g/t Au y 8 g/t y 52 g/t Ag en un sector de la veta considerado promisorio, estimándose para ese sector un total de 4.749 t de mena, con un contenido fino de 14,06 kg de Au, asumiendo una continuidad en profundidad de 30 metros.

Las labores en esta yacencia, hoy aterradas, consisten en rajos sobre veta de hasta 12 m de profundidad.

### Arroyo Guaraco Norte

Esta ocurrencia se localiza al sur del cerro Radales, sobre la margen izquierda del arroyo Guaraco Norte, al sudeste de la localidad de Varvarco desde donde se recorren 3,1 km en animales de silla hasta la manifestación.

Fue estudiada en su contexto distrital por Zanettini y López (1989), Zanettini y Deza (1990) y Zanettini (2001). Se aloja en volcanitas de la Formación Cordillera del Viento (Triásico superior).

Consiste en una brecha de falla de 1,50 m de ancho y rumbo NNO, que contiene una veta de cuarzo y sericita de 15 a 20 cm de espesor cubierta por una pátina limonítica. Lateralmente a ella la roca de caja presenta alteración potásica, silíceo y arcillosa, con venas de cuarzo-sericita y pirita diseminada.



Figura 14. a) Labor Radales



Figura 14. b) Antiguo trapiche para separación de oro en arroyo Guaraco Norte

La mineralización visible está compuesta por pirita, galena y calcopirita. El estudio geoquímico de la veta dio valores de 4,20 g/t Au, 15 g/t Ag y anomalías de cobre y plomo. En proximidades de este depósito se encuentra un antiguo trapiche donde se procesaba el mineral del distrito, incluido el de mina Santos (Fig. 14b).

El modelo de alteración hidrotermal podría indicar la vinculación de la mineralización vetiforme a un sistema tipo pórfiro de Cu en profundidad.

### 6.3. HIERRO

#### El Fierrillo

La mineralización en El Fierrillo corresponde a un afloramiento de 10 m x 5 m de un cuerpo aparentemente vetiforme, constituido por una asociación de magnetita-hematita masivas que se destaca en el terreno por formar un bloque aislado de 3,5 m de altura respecto del suelo (Fig. 15). Está emplazado en rocas graníticas asignadas al Granito Radales. En razón de su entorno geológico y de la paragénesis se le asigna a esta manifestación un origen hidrotermal.

Con el fin de establecer la morfología del cuerpo en profundidad y su posible continuidad lateral se realizó un relevamiento magnético del sector siguiendo una grilla de detalle, que cubrió un área de 25.000 m<sup>2</sup>, con perfiles N-S cada 10 metros. La grilla de anomalías de campo magnético total (Fig. 16a) presenta un rango de valores que van de -370 a 570 nT. En el área donde aflora el cuerpo masivo de mineral de hierro, se identifican una serie de anomalías magnéticas complejas con remanencia, las cuales

se pueden identificar claramente en la grilla de señal analítica (Fig. 16b), debido a que este filtro ayuda a determinar el contraste de valores de susceptibilidad magnética entre las diferentes litologías, aún ante la presencia de magnetismo remanente. En esta grilla se observa que las anomalías asociadas al cuerpo masivo se extienden en un área de 2400 m<sup>2</sup> aproximadamente, con una longitud de 80 m en dirección E-O y 30 m en sentido N-S.

Fuera de esa área, las anomalías magnéticas son menores y aisladas, asociadas posiblemente con cantos rodados dispersos en la ladera, lo que indicaría que la manifestación vetiforme no se extiende más allá del relevamiento magnético. Debido a la escala de trabajo utilizada en el área no se pudo relacionar con las anomalías hidrotermales identificadas en la zona mediante análisis de imágenes ASTER.

En el sector central se efectuó un modelo matemático para determinar las características del cuerpo que genera esta anomalía. Para esto se utilizó el módulo VOXI del *software* Oasis Montaj (Fig. 17) que permite hacer un modelado por inversión, según la variación de susceptibilidad magnética de cada celda (o vóxel). Este proceso se puede efectuar en un área con un máximo de 30x30 celdas de 10 metros cada una. El área analizada fue de 10x17x13 celdas, en función al tamaño de la grilla obtenida en el relevamiento eligiéndose un área centrada en la anomalía magnética asociada a la mineralización aflorante. El método no permite calcular vectores de magnetismo remanente presentes en esta área y evidenciados por anomalías magnéticas complejas, dando como resultado valores de susceptibilidad negativa en algunos sectores relevados.



Figura 15. Vistas del afloramiento de la veta de hematita-magnetita El Fierriello

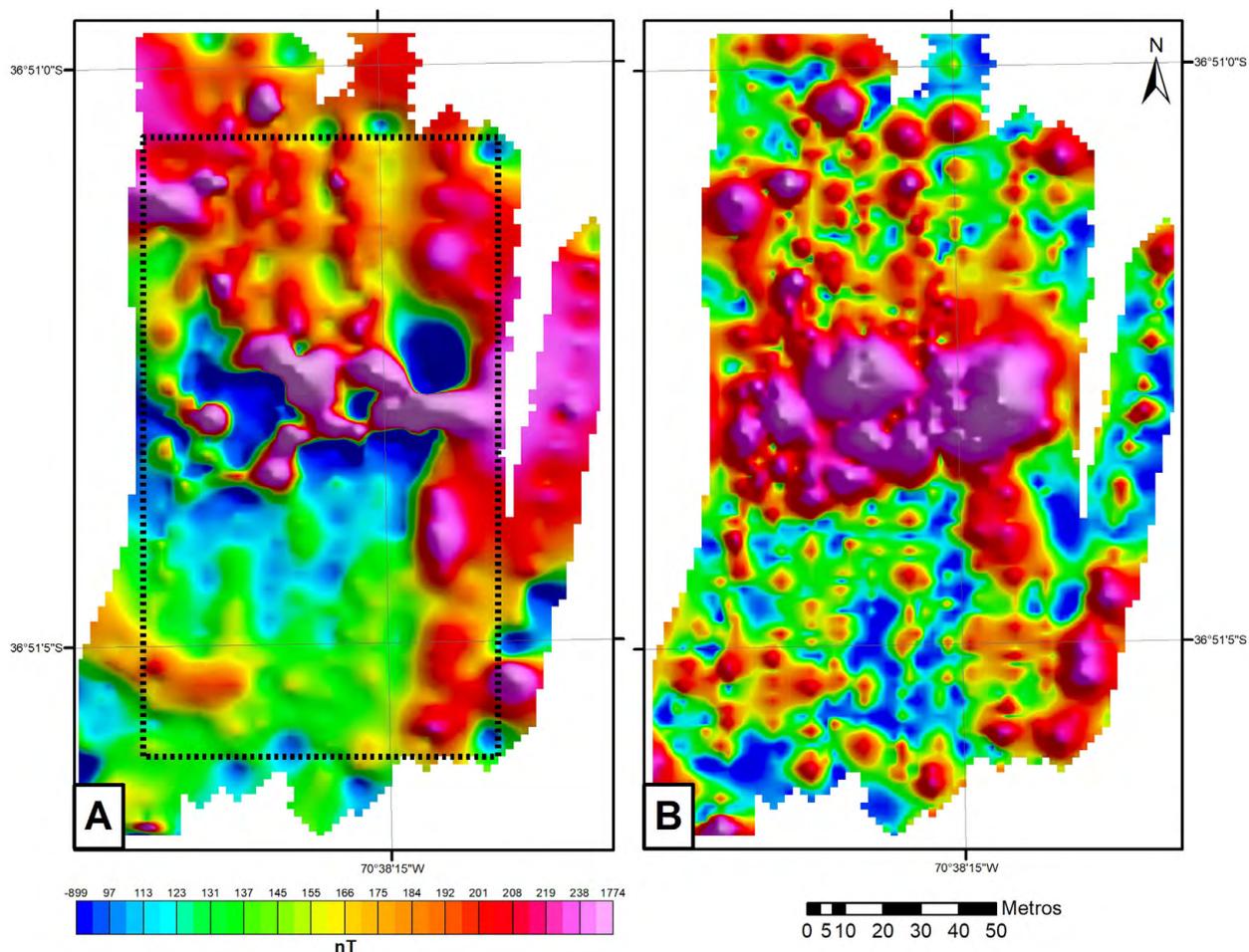


Figura 16. a) Grilla de anomalías del campo magnético total. El rectángulo en línea punteada representa el área modelada de la figura 17. b) Grilla de señal analítica.

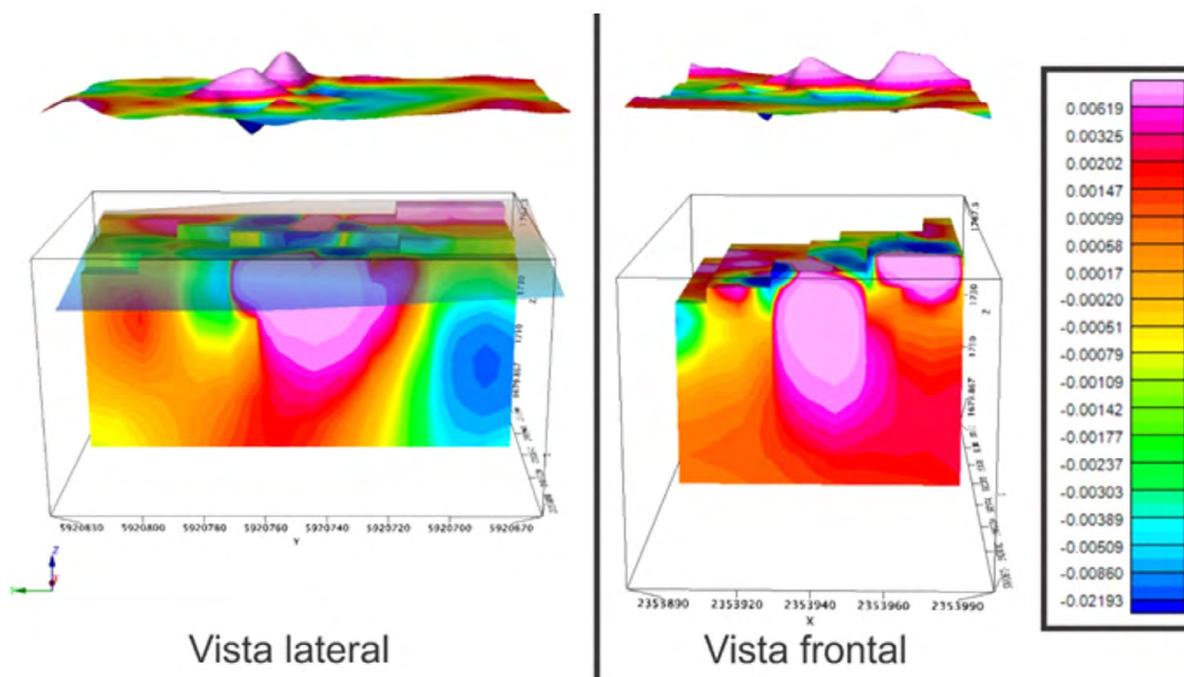


Figura 17. Vista lateral y frontal del modelo matemático del sector central del Fierri. En transparente se muestra la topografía utilizada para el modelado, obtenida del DEM. Arriba: grilla de campo magnético total.

En el sector central se observa un cuerpo principal de 35 metros de ancho en sentido E-O, 45 m en sentido N-S y 50 m de profundidad, que alcanza valores promedio de 0,005 SI asociado al cuerpo vetiforme y otro de menor tamaño, al oeste, de 20 m en sentido E-O, 15 m en sentido N-S y 15 m de profundidad.

La morfología vetiforme obtenida confirma que la extensión del cuerpo que genera la anomalía queda restringida al sector antes determinado en la anomalía de la grilla de señal analítica indicada en la figura 16b.

## 7. INCLUSIONES FLUIDAS

La petrografía de inclusiones fluidas y las determinaciones microtermométricas se efectuaron en cuarzo de vetas de superficie de las vetas Santos, La Gregoria (Zappettini *et al.* 2014) El Indio y Silverio 1 y 2, utilizando secciones doblemente pulidas.

Los tipos de inclusiones fluidas se diferenciaron según las fases presentes y la estimación del porcentaje de fluido, vapor y/o sólido se estimó visualmente a temperatura ambiente. Se consideraron asociaciones de inclusiones fluidas siguiendo a Goldstein y Reynolds (1994).

Las mediciones microtermométricas realizadas fueron: temperatura final de fusión del hielo ( $T_{m_{hielo}}$ ), clatrato ( $T_{m_{clat}}$ ) y temperatura de disolución de halita ( $T_{m_{ha}}$ ) para determinar la salinidad de los

fluidos (Bodnar 1993, Collins 1979 y Stetner *et al.* 1988; respectivamente). La temperatura de fusión de  $CO_2$  ( $T_{m_{CO_2}}$ ) se midió para evaluar la pureza de la fase  $CO_2$  y la temperatura de homogeneización de  $CO_2$  ( $Th_{CO_2}$ ) para determinar la densidad del  $CO_2$  (Shepherd *et al.* 1985). Así mismo se registró la temperatura de homogeneización total de las fases presentes ( $Th_{total}$ ). Cuando fue posible, también se tomó la temperatura de la primera fusión de hielo, para determinar la temperatura eutéctica ( $Te$ ).

En las muestras se diferenciaron dos tipos de cuarzo, uno de grano medio subhedral a euhedral, transparente y translúcido con bordes de presión/disolución y el segundo tipo, de grano fino, subhedral a anhedral, menos transparente y translúcido. Ambos tipos de cuarzo presentan numerosas microfracturas selladas que atraviesan los granos de cuarzo.

En el cuarzo de grano medio las inclusiones fluidas son relativamente abundantes y se ubican en núcleos y en microfracturas en bordes de cristales, a las primeras se les asigna un origen primario y a las segundas, pseudosecundario. En el cuarzo de grano fino las inclusiones fluidas son menos abundantes y con un origen difícil de establecer, no considerándose para los ensayos microtermométricos. En ambos tipos, las inclusiones en microfracturas selladas que cruzan y atraviesan los granos de cuarzo se consideran de origen secundario.

Se diferenciaron cuatro tipos de inclusiones fluidas (Fig. 18) de acuerdo a las fases observadas a temperatura ambiente:

*Tipo A.* Inclusiones con dos líquidos inmiscibles (L1+L2+V) este tipo de inclusiones se encuentra en grupos y aisladas en los núcleos de cristales. En general tienen formas regulares, elípticas hasta irregulares. Los tamaños son variables entre 8 a 20 micrones. Estas inclusiones se encuentran en todas las muestras, siendo particularmente abundantes en las muestras de la veta Santos.

*Tipo B.* Inclusiones con dos fases (L+V) se ubican en grupos, planos y microfracturas y están distribuidas en forma homogénea por sectores de las muestras. Tienen formas regulares, elongadas y ecuanteras. Los tamaños varían desde menores a 2 micrones hasta 15 micrones. La relación de fases es constante, ocupando la fase vapor entre el 10 y 30% del volumen total de la inclusión.

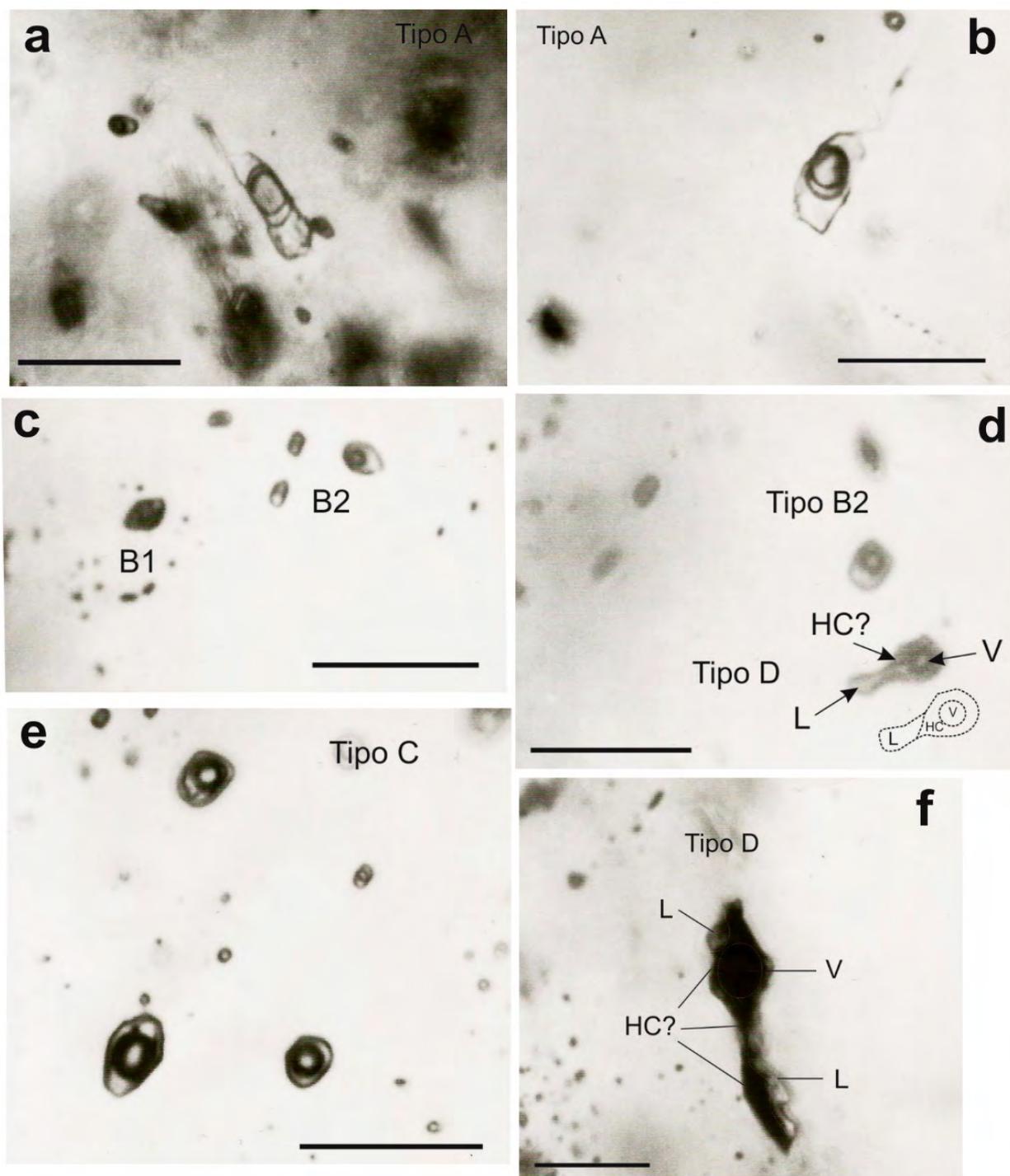


Figura 18. a y b) Inclusiones fluidas de tipo A. c) Grupo de inclusiones tipo B1 y B2 en núcleo de cuarzo. d) Inclusiones fluidas tipo B2 y de tipo D, estas inclusiones se caracterizan por presentar fase vapor (V) fase líquida (L) y una fase líquida de color marrón (hidrocarburos? (HC)). e) Inclusiones fluidas de tipo C.

Composicionalmente se diferencian inclusiones carbónicas (B1) y acuosas (B2), estas últimas de origen secundario, son abundantes en el cuarzo menos transparente. Las inclusiones B1 se encuentran localmente con inclusiones de tipo A. Las inclusiones B1 y B2 se observan en todas las muestras analizadas, sin embargo es notoria su escasez en muestras de la veta Santos.

*Tipo C.* Inclusiones multifásicas ( $L+V+S_1+S_2$ ) donde se diferencia: una burbuja de vapor, una fase líquida y pueden contener uno o dos minerales transparentes y translúcidos. El sólido más común es halita, el otro mineral no pudo ser identificado por su tamaño pequeño. Estas inclusiones tienen formas regulares hasta irregulares, y tamaños que varían entre 10 a 50 micrones, en general las de mayor tamaño son muy irregulares y tienen los dos minerales  $S_1$  y  $S_2$ . Se observan aisladas o en grupos en bordes de granos en el cuarzo de grano medio. Las inclusiones de tipo C se encuentran principalmente en muestras de las vetas Santos, El Indio y La Gregoria.

*Tipo D.* Inclusiones con fluidos inmiscibles ( $V+L1+L2$ ) estas inclusiones se diferencian de las inclusiones tipo A porque la burbuja está rodeada por un líquido de coloración castaña rojiza o amarillenta. En alguna de ellas eventualmente se ve un sólido pequeño (bitumen?). En general tienen formas irregulares a elongadas. Se encuentran en todas las muestras analizadas, excepto en muestras de El Indio.

### 7.1. MICROTHERMOMETRÍA DE INCLUSIONES FLUIDAS

Durante los ensayos de enfriamiento en las inclusiones de tipo A se observó la fusión de la fase carbónica ( $T_{m_{CO_2}}$ ) entre los  $-75,4$  a  $-57,10^\circ\text{C}$ . La fusión de  $\text{CO}_2$  clatrato ( $T_{m_{clat}}$ ) en presencia de  $\text{CO}_2$  líquido

tiene lugar entre  $2,6$  y  $10,5^\circ\text{C}$ ; correspondiendo a salinidades entre  $12,4$  a  $0\%$  en peso equivalente a  $\text{NaCl}$ . La homogeneización parcial del  $\text{CO}_2$  ( $T_{h_{CO_2}}$ ) a líquido ocurre entre los  $8$  a  $27,3^\circ\text{C}$ , mientras que la homogeneización total a líquido se observó en el rango de los  $210$  a  $306^\circ\text{C}$  (Fig. 19). La densidad de la fase carbónica se encuentra entre  $0,87$  a  $0,74\text{ g/cm}^3$ . La primera fusión de hielo (temperatura eutéctica de la fase acuosas) sólo fue posible observarlas en dos inclusiones fluidas en  $-29,3$  y  $-32^\circ\text{C}$ .

Las inclusiones B1 congelan a temperaturas por debajo de los  $-90^\circ\text{C}$ , la temperatura de fusión de la fase  $\text{CO}_2$  se produjo entre  $-56,7$  a  $-60^\circ\text{C}$  ( $T_{m_{CO_2}}$ ), (punto triple del  $\text{CO}_2$  puro  $-56,6^\circ\text{C}$ ). No se observa la formación de clatrato durante el congelamiento, consistente con la ausencia de fluido acuoso, aunque pueden estar presentes pequeñas cantidades de agua. Durante el calentamiento, homogeneizan a líquido a temperaturas entre  $14,6$  a  $28,4^\circ\text{C}$  ( $T_{h_{CO_2}}$ ) (Fig. 20) correspondiendo a densidades de  $0,82\text{ g/cm}_3$ .

En las inclusiones de tipo B2 la relación de fases es variable, pero constante dentro de un mismo cluster, en general la fase vapor ocupa hasta el  $30\%$  del volumen de la inclusión. La fusión final del hielo ( $T_{h_{hielo}}$ ) fue entre  $-0,8$  y  $-14,6^\circ\text{C}$  correspondiendo a salinidades entre  $1,4$  a  $18,3\%$  en peso equivalente  $\text{NaCl}$ . La homogeneización dentro de la fase líquida fue entre  $120$  y  $310^\circ\text{C}$  (Fig. 21). En algunas de estas inclusiones se pudo observar la primera fusión de hielo a los  $-23,9^\circ\text{C}$  (cercano al punto eutéctico del agua  $21,1^\circ\text{C}$ ).

En las inclusiones tipo C se produjo la disolución de halita ( $T_{dh}$ ) entre  $189$  a  $218^\circ\text{C}$  mientras que la homogeneización total ( $T_{hi}$ ) fue entre  $229$  a  $305,5^\circ\text{C}$ . La salinidad calculada es de  $31,3$  a  $32,8\%$  en peso equ.  $\text{NaCl}$  (Fig. 22). Fueron consideradas solo aquellas inclusiones que tienen un solo mineral transparente.

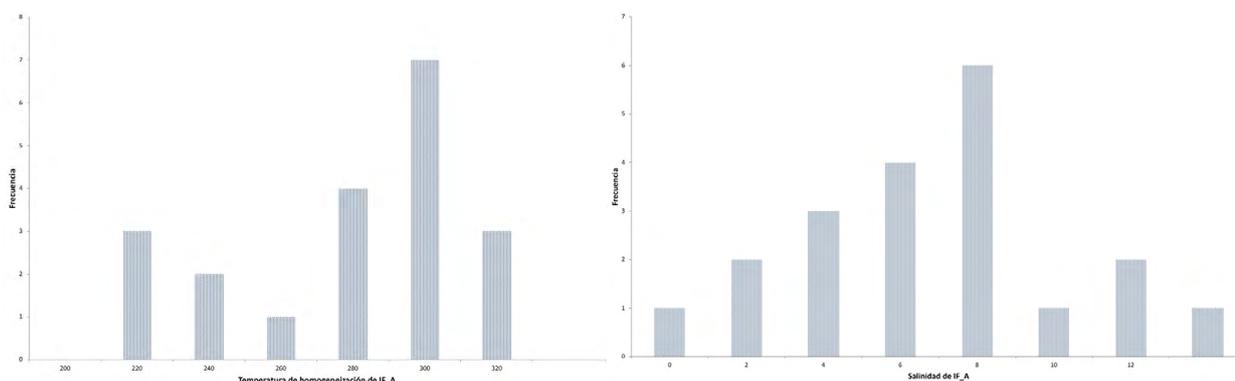


Figura 19. Histograma de temperatura de homogeneización e histograma de salinidades expresadas en % en peso equivalente en  $\text{NaCl}$  de inclusiones tipo A.

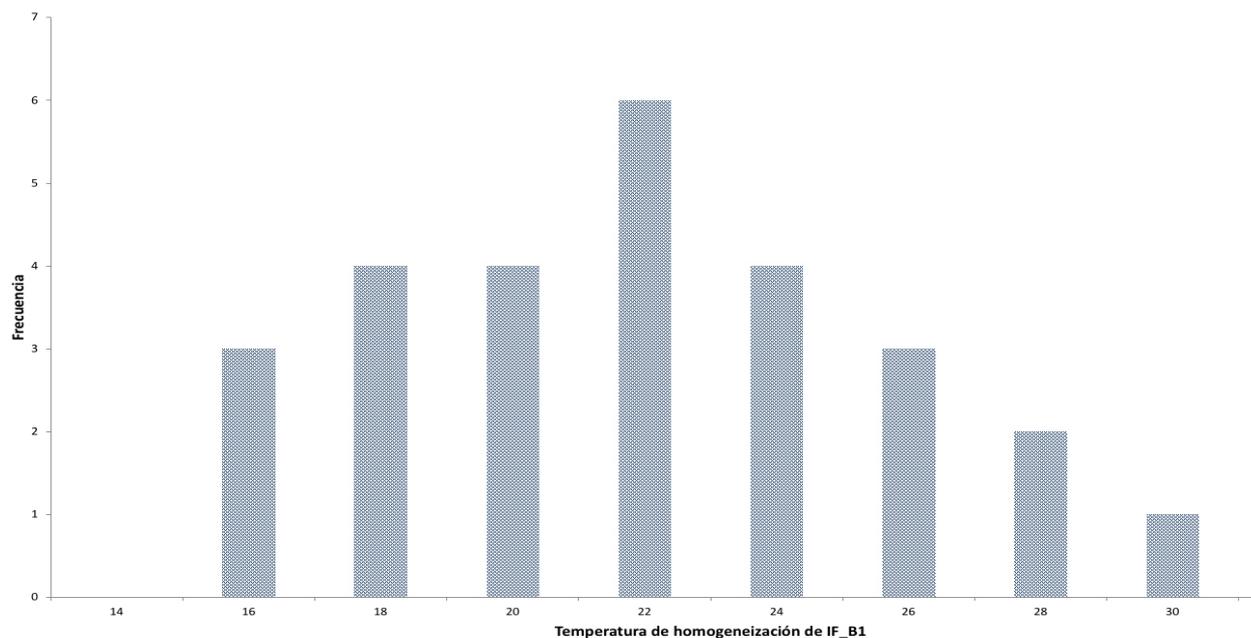


Figura 20. Histograma de temperatura de homogeneización de inclusiones tipo B1.

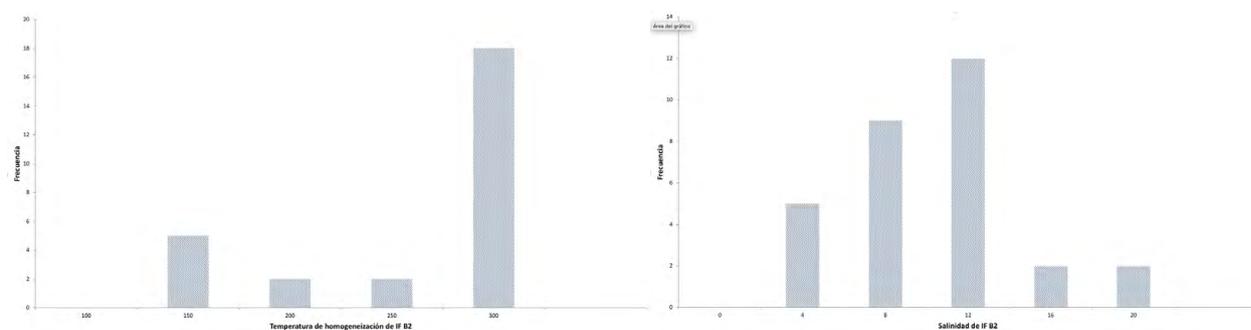


Figura 21. Histograma de temperatura de homogeneización e histograma de salinidades expresadas en % en peso equivalente en NaCl de inclusiones tipo B2.

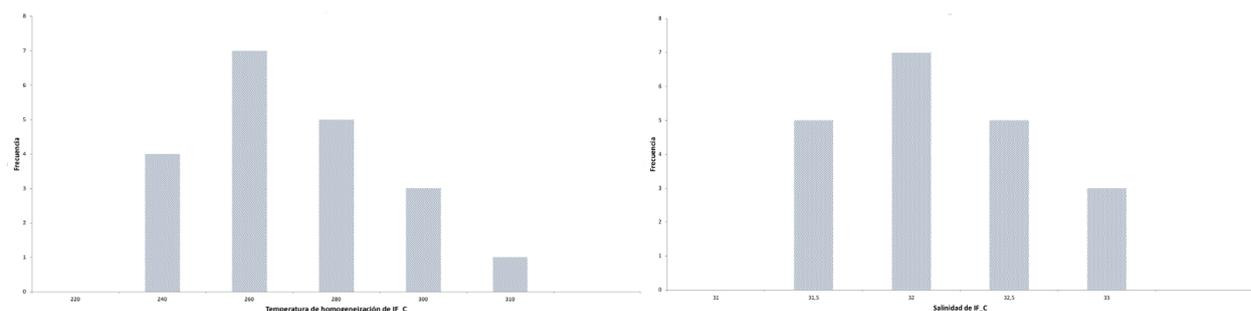


Figura 22. Histograma de temperatura de homogeneización e histograma de salinidades expresadas en % en peso equivalente en NaCl de inclusiones tipo C.

Los datos de inclusiones fluidas de las vetas del área, reflejan un ambiente de formación complejo con la presencia de fluidos con características diferentes entre ellos evidenciado por la presencia de fluidos salinos coexistiendo con fluidos ricos en CO<sub>2</sub>. Las temperaturas eutécticas en las inclusiones de tipo A indican la presencia de cationes simples de K, Ca, Mg además de sodio. Asimismo las Tm<sub>CO2</sub> en las inclusiones de tipo A hacen referencia a contenidos

de metano y las inclusiones de tipo D evidencia entrapamiento de fluidos con hidrocarburos.

La figura 23 muestra tres poblaciones de inclusiones fluidas con temperaturas de homogeneización similares y salinidades diferentes. La presencia de inclusiones fluidas de tipo A y B1 sugiere inmiscibilidad o desmezcla de un fluido original. Las inclusiones de tipo acuosas B2 tienen un rango más amplio de temperatura de homogeneización y salinidades,

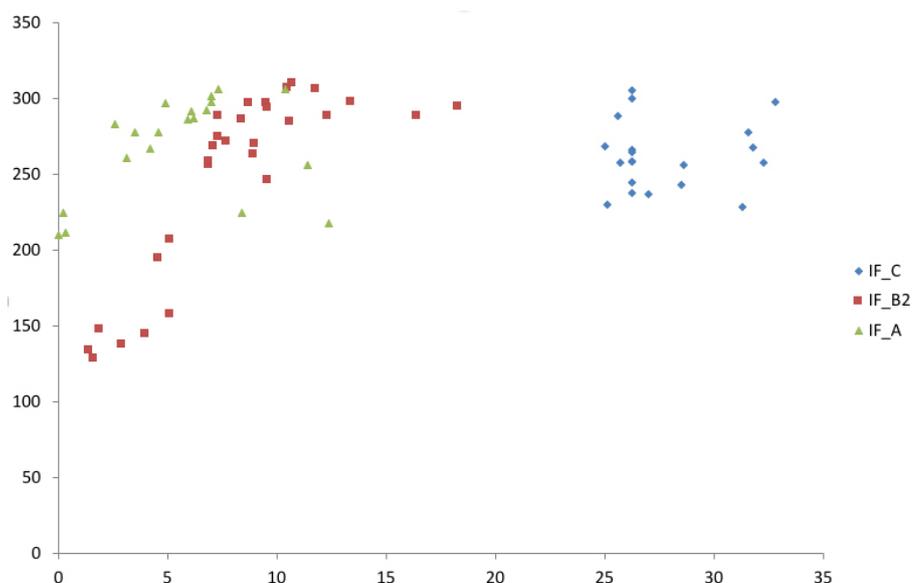


Figura 23. Diagrama de distribución de datos. Temperatura de homogeneización (Th °C) vs. Salinidad (% en peso equ. NaCl)

sugieren procesos de dilución y posiblemente una mezcla isotermal con fluidos de salinidades contrastantes, representados por las inclusiones de tipo C. Cabe aclarar que con los datos actuales, no es posible establecer si las inclusiones tipo C provienen de una separación de fases de una solución acuosa que evolucionó de un fluido magmático por un descenso brusco de temperatura y presión, como en el caso de los pórfiros de Cu o si son dos fluidos diferentes. Sin embargo, si fuera por un mecanismo de separación de fases, es de esperar estas inclusiones estuvieran acompañadas por inclusiones ricas en fase vapor, situación que no se ve en las muestras del área.

## 8. ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

### 8.1. PROCESAMIENTO DIGITAL DE DATOS SATELITALES Y ANÁLISIS ESPECTRAL

La extensión y características de las áreas de alteración hidrotermal fueron evaluadas mediante el sensor ASTER, que permite su identificación en el rango visible e infrarrojo cercano (VNIR), infrarrojo de onda corta (SWIR) e infrarrojo térmico (TIR), debido a que los minerales exhiben características espectrales de absorción diagnósticas en este rango espectral:

*Alteración argílica:* minerales como la caolinita absorben radiación en 2,20 micrones (SWIR, banda 6).

*Alteración argílica avanzada:* se detecta pirofilita/alunita debido a la absorción en 2,169 micrones (SWIR, banda 5) pero no es posible diferenciarlos entre ellos.

*Alteración fílica:* este tipo de alteración, dominada por illita/muscovita/sericita, tiene una fuerte absorción en 2,20 micrones (SWIR, banda 6) y una menor en 2,38 micrones (SWIR, banda 8).

*Alteración silíce:* las rocas ricas en sílice (cuarzo, calcedonia, ópalo, sílice amorfa) tienen una característica de absorción en 9,09 micrones (TIR, banda 12). Para diferenciar la sílice hidrotermal, se utilizaron bandas SWIR ya que tienen un valor de reflectancia más bajo en el rango de 2.26 a 2.4 que la sílice no hidrotermal.

*Alteración propilitica:* minerales como la calcita, clorita y epidoto están presentes en este tipo de alteración y tienen características de absorción entre 2,31 y 2,33 micrones (SWIR, banda 8).

Esta metodología permite identificar zonas de alteración hidrotermal caracterizadas por grupos de minerales, pero no es posible diferenciar entre minerales que presentan rasgos similares de absorción en la misma banda de ASTER como por ejemplo pirofilita de alunita dentro de la zona de alteración argílica avanzada, o illita de muscovita y sericita dentro de la zona de alteración fílica.

Mediante la aplicación de álgebra de bandas y operadores lógicos (Mars 2013) se identificaron zonas de alteración hidrotermal hacia el noreste de la localidad de Varvarco, en las áreas del arroyo El Auque (Auque Breccia y Auque Cap) y hacia el sureste en Guaraco Norte, labores La Gregoria y Radales, y Mina Santos. En la figura 24 se localizan las áreas de alteración sobre una imagen ASTER composición color RGB:468, ajustada a otra imagen de relieve sombreado (*shaded relief*), obtenida a partir del modelo digital de elevaciones

de ASTER, y con superposición del mapa geológico regional.

La detección de áreas con alteraciones hidrotermales está limitada por diversos factores como el tamaño del pixel, la presencia de mezclas, ubicación y extensión de la alteración.

Las áreas con alteraciones deben tener superficies mayores al tamaño del pixel. En el caso de la identificación de alteraciones argílica, argílica avanzada y filica se utiliza el rango infrarrojo de onda corta

(SWIR) cuyo pixel es de 30 m y para la detección de alteración silícea se utilizan las bandas térmicas de 90 metros.

El sensor detecta la radiación resultante de la mezcla presente en un pixel, la que no es proporcional a la cantidad de mineral, sino que está en relación con la fuerza espectral de los componentes de la mezcla.

Es importante que la alteración esté expuesta y no se encuentre en pendientes abruptas donde la radiación no puede ser captada por el sensor.

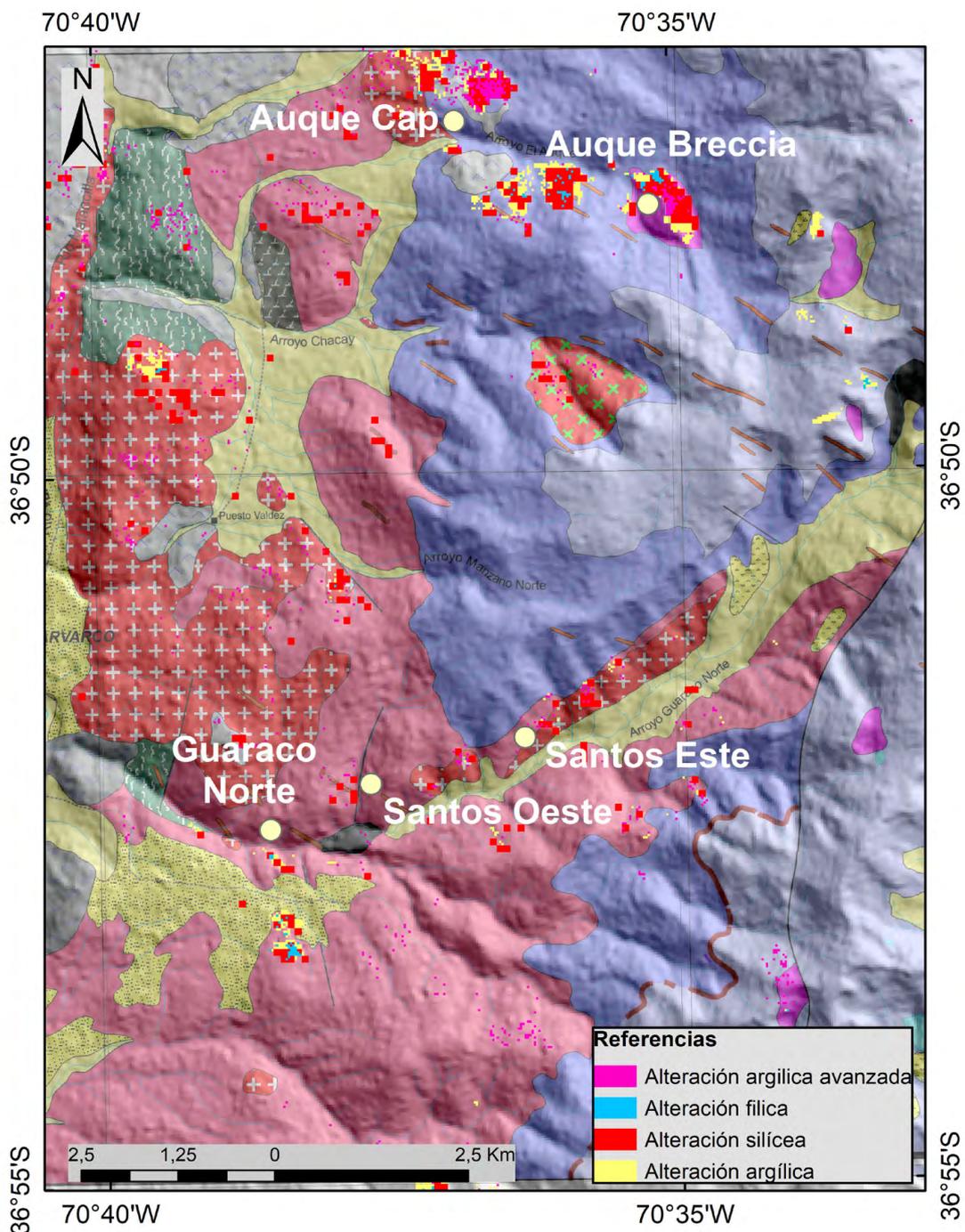


Figura 24. Zonas de alteración hidrotermal identificadas mediante análisis multispectral

## 8.2. ÁREAS DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

### Guaraco Norte

Esta área se localiza inmediatamente al sur y sudeste de Varvarco, desde donde se accede en animales de silla, a lo largo del arroyo Guaraco Norte. Comprende la mineralización vetiforme de igual nombre y se extiende hacia el este hasta la mina Santos.

En la zona afloran las metamorfitas de la Formación Guaraco Norte (Devónico-Carbonífero) sobreyacidas en discordancia por volcanitas riolíticas y dacíticas de la Formación Cordillera del Viento (Triásico superior); ambas entidades están intruidas por rocas graníticas del Granito Radales (Cretácico superior-Paleoceno inferior) y el conjunto, a su vez, por un cuerpo subvolcánico de pórfiro andesítico y diques de microdiorita de la Andesita Colipilli (Eoceno inferior a medio) (Zappettini *et al.* 1987; Zanettini y López 1989; Leanza *et al.* (2011). El pórfiro andesítico presenta fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico argilizados, sericitizados y parcialmente reemplazados por nidos de biotita secundaria; ésta afecta también a los anfíboles y a la matriz, en la que forma agregados y delgadas venillas; ocurren además venillas de cuarzo y pirita diseminada. Se asignan a la misma entidad diques de microdiorita que presentan alteración biotítica, silícea y propilítica incipiente.

El estudio geoquímico de muestras de este sector señala moderadas anomalías de molibdeno y valores entre 8 ppm y 50 ppm de plata (Zubia 1984), asociadas a la ocurrencia de cinco vetas polimetálicas auríferas: Manifestación Alta, La Gregoria, Lomas del Trapiche, La Pirita y Arroyo Guaraco Norte, descriptas más arriba.

La alteración hidrotermal se extiende a las rocas encajantes, las cuales se muestran silicificadas, argilizadas y sericitizadas, con venas de cuarzo y pirita diseminada y en venillas, existiendo además biotita secundaria.

La zona de alteración, alongada hacia el este, se extiende desde la confluencia del arroyo Guaraco Norte con el río Neuquén hasta la unión de aquél con el arroyo Las Ramazas.

Más allá de este último, en el curso superior del arroyo Guaraco Norte, las volcanitas próximas al contacto con el granito se encuentran enrojecidas por limonitización y una notable diseminación de pirita y en venillas anastomosadas, aunque las muestras de esquirlas de rocas sobre las que

se analizaron los elementos cobre, plata, cinc, molibdeno, oro y plata, no mostraron valores anómalos (Zubia 1984). En este sector se ubica la mina Santos.

En esta área las alteraciones identificadas mediante análisis de imágenes se extienden en dirección N-S (sector oeste de la figura 25) con las principales sectores centrados en 36°52'45"S-70°38'29"O y en 36°53'10"S-70°38'28"O. Presentan alteración argílica (amarillo) y en menor proporción silícea (rojo) y filica (cian). La alteración afecta a las volcanitas de la Formación Cordillera del Viento.

La técnica aplicada permite detectar óxidos e hidróxidos de hierro, lo que es coincidente con las descripciones de JICA (2000 y 2001) donde se menciona que tanto las venas polimetálicas del arroyo El Auque como las rocas de la zona de Mina Santos presentan óxidos e hidróxidos de hierro (goethita, hematita, limonitas).

Hacia el este de este sector, siguiendo aguas arriba del arroyo Guaraco Norte, se identificaron zonas con alteración hidrotermal cercanas a los depósitos La Gregoria y Santos.

En La Gregoria, la alteración detectada a partir de ASTER es predominantemente silícea en 36°52'7"S-70°37'45"O (Fig. 25). Se observan pequeñas áreas silicificadas (rojo) y escasas manifestaciones de alteración argílica avanzada (magenta), si bien ninguna coincide con la zona de labores ni con el dique subvolcánico aflorante, tendiendo a concentrarse en el área de la labor Radales 2.

En Mina Santos, en el sector más oriental de la figura 25, en la ladera norte del arroyo Guaraco Norte (36°51'58"S-70°36'23"O) se identificaron pequeñas áreas con alteración principalmente silícea (rojo), alteración argílica (amarillo) y argílica avanzada (magenta) en mínima proporción. La alteración está asociada al granito Radales (Paleoceno inferior).

### Auque Breccia

Esta área con alteración argílica (Fig.26) tiene una disposición ligeramente ovoidal con su eje mayor de dirección ONO-ESE y una extensión de 4,3 km, en tanto el eje menor alcanza 1,8 kilómetros. De manera general la alteración engloba y sigue la faja de diques subvolcánicos con los que genéticamente se vincula.

Fue identificada en el marco de los trabajos de evaluación regional efectuados por SEGEMAR y JICA (JICA/MMAJ 2001). La exploración posterior estuvo a cargo de la empresa *Rome Resources*

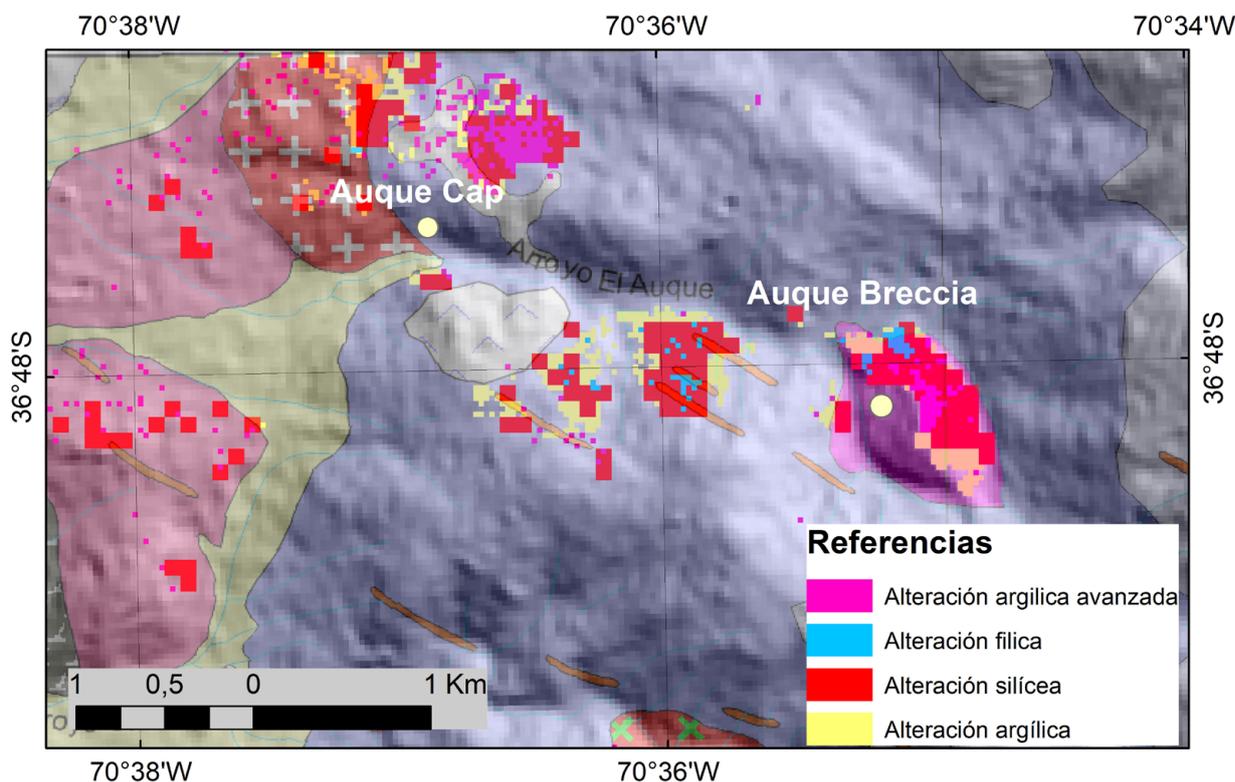


Figura 25. Detalle de las alteraciones hidrotermales en Guaraco Norte y Mina Santos



Figura 26. Zona de alteración Auque Breccia

(2008) que en ese sector definió anomalías de hasta 400 ppb de Au y 275 ppm de Cu (Fig. 27).

### Auque Cap

El sistema Auque Cap está ubicado 2 km al oeste de Auque Breccia. Tiene un desarrollo en sentido N-S de 1 km por 0,5 km de ancho. Está marcado por una intensa alteración que consta principalmente de

pirofilita y cantidades menores de corindón, diásporo, andalucita y cuarzo que afectan a unidades tobáceas de la Formación Colomichicó (Fig. 28).

El área de alteración pirofilitica ha sido objeto de explotación incipiente para la extracción de rocas ornamentales mediante explotación en cantera y procesamiento *in situ* para la obtención de placas y bloques de pequeñas dimensiones (Fig. 29).

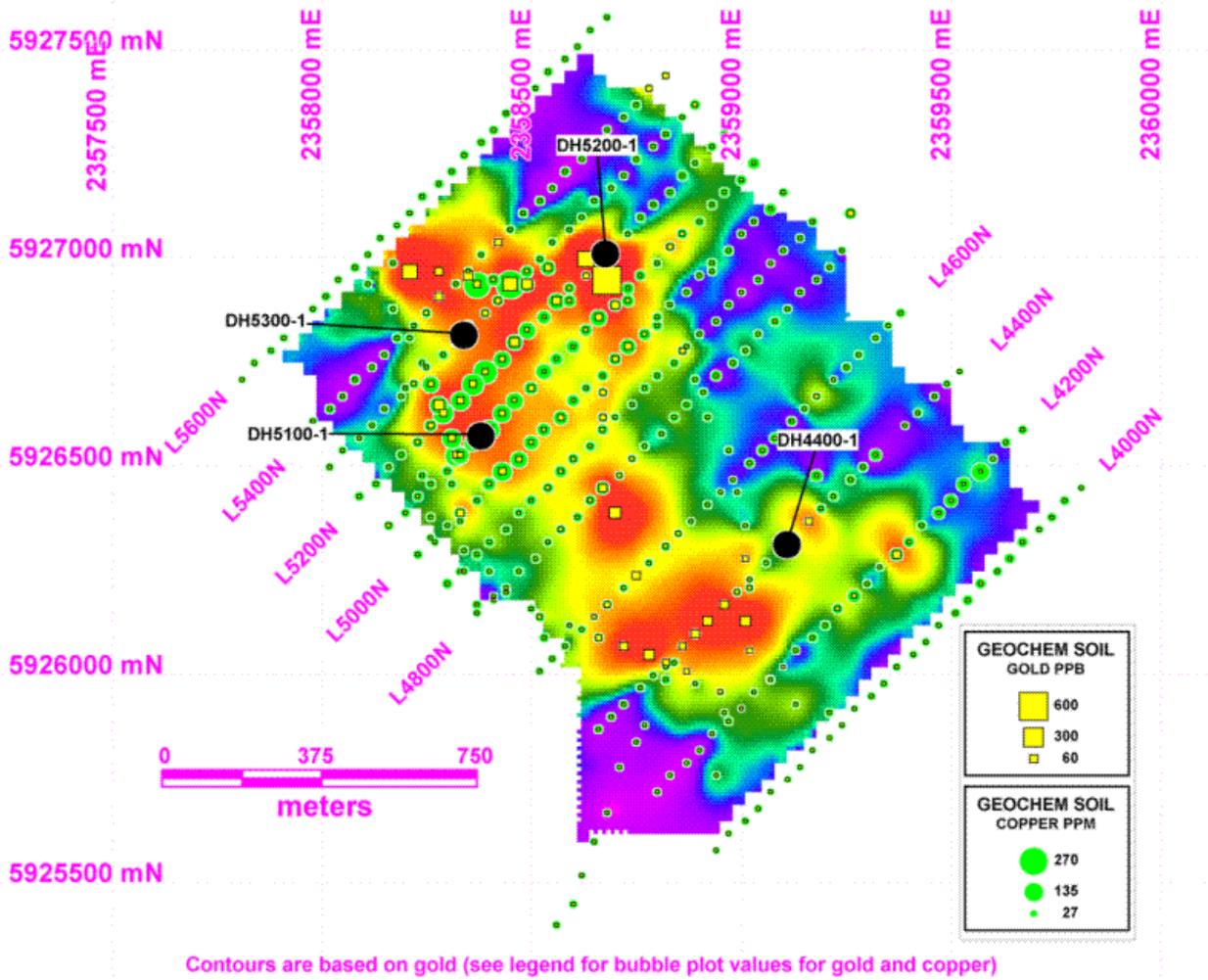


Figura 27. Análisis geoquímicos de oro y cobre de suelo en Auque Breccia (de Rome Resources, 2008)



Figura 28. Vista orientada al norte de la zona de Auque Cap. La alteración blanca es predominantemente pirofilita. Se observa el encampe de la zona de alteración por una colada basáltica pliocena asignada al Grupo Coyocho.



Figura 29. Cantera El Auque

Mediante el análisis espectral de datos satelitales, en el área del valle del arroyo El Auque se destacan 2 áreas de alteración (Fig. 30), una en la margen norte del arroyo, Auque Cap (36°48'10"S-70°35'3"O) con abundante alteración argílica (illita / montmorillonita) en color amarillo claro, alteración silícea en rojo y alteración argílica avanzada (pirofilita / alunita) en color magenta ocupando una superficie de 1,054 km<sup>2</sup> que corresponde al área de la cantera El Auque.

Estas alteraciones son coincidentes con las descritas por JICA (2000 y 2001) en el área, donde originalmente se describieron "esquistos" (lutitas) de la Formación Huaraco del Grupo Andacollo con argilitización de color blanco, asociados con rocas silicificadas y presencia de limonitas y de pirofilita alrededor asociada a la silicificación. Posteriormente, Zappettini *et al.* (2012, 2018) reasignaron los afloramientos afectados por alteración hidrotermal a la Formación Colomichicó (Fig. 30, en color violeta claro) del Jurásico inferior y el magmatismo con el que se vinculan las mineralizaciones al Grupo Campana Mahuida (Cretácico-Paleógeno).

Presenta anomalías geoquímicas locales menores de cobre, molibdeno, oro y arsénico. La empresa

Rome Resources ha identificado anomalías de polarización inducida (Fig. 31).

En la zona de Auque Cap se realizó un relevamiento magnético terrestre con una medición por segundo con el objetivo de cubrir la zona que rodea al yacimiento. Como resultado se obtuvo una grilla de anomalías de campo magnético total que abarca

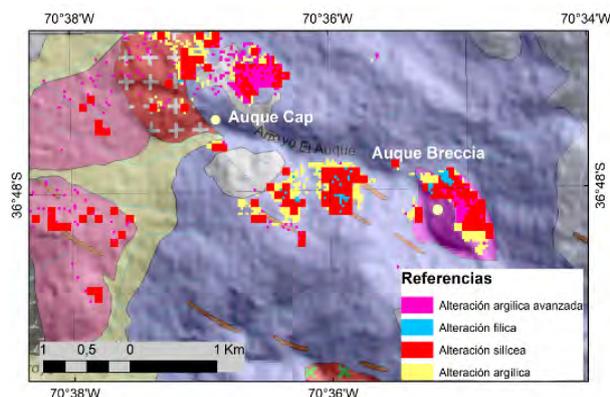


Figura 30. Detalle de las alteraciones hidrotermales en el arroyo El Auque

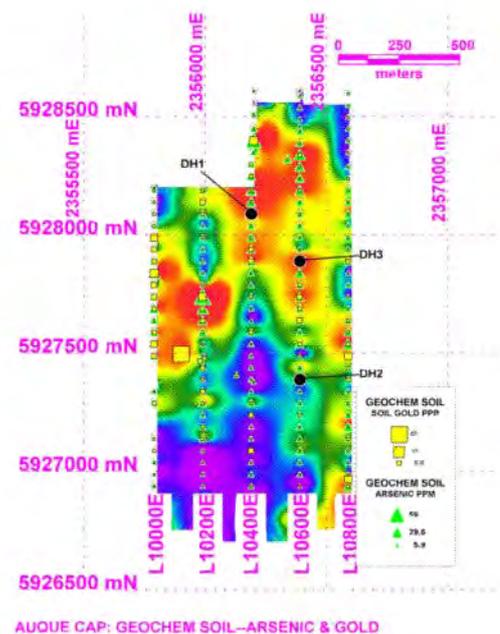


Figura 31. Área Auque Cap. Anomalías geoquímicas de Au y As en suelos. Corresponde a la zona de alteración pirofilítica más intensa (de Rome Resources, 2008).

un área de 6 km<sup>2</sup>, quedando incluido dentro de la grilla el sector donde se explota la pirofilita. A su vez se compararon las anomalías magnéticas con las zonas de alteración hidrotermal identificadas en la imagen ASTER. El área de estudio presenta una serie de anomalías magnéticas complejas, con un rango de valores que van de los -370 a los 570 nT.

En la grilla de campo magnético total (Fig. 32a) se observa una anomalía al oeste que presenta una

polaridad reversa. El cuerpo que genera esta anomalía magnética se puede identificar en la grilla de señal analítica (Fig. 32b) con un máximo de forma subcircular. El otro máximo (el cual no posee una anomalía con remanencia) se encuentra en el borde este de la grilla y se extiende hacia el norte. Entre estos dos máximos locales se observa una serie de mínimos locales, alargados en dirección ONO-ESE, asociados a las zonas de alteración hidrotermal identificados en la imagen ASTER (Fig. 30). Esto puede deberse a que la alteración argílica y argílica avanzada, predominante en esa área y responsable de la presencia de pirofilita, hayan alterado los minerales magnéticos generando de esta forma un área con mínimos locales. La zona del yacimiento también presenta valores mínimos, pero no se identificaron zonas de alteración mediante la imagen satelital. Esto puede deberse a la sombra proyectada en la quebrada y al ángulo de incidencia de la luz, podrían haber provocado variaciones en la reflectancia, dificultando la identificación de la zona de alteración presente en ese sector.

La empresa *Rome Resources* realizó un estudio de polarización inducida en el área de Auque Cap (Fig. 33). Este relevamiento muestra un alto en la capacidad de carga, posiblemente asociado a la presencia de las arcillas producto de la alteración argílica, la cual sería además responsable del mínimo magnético identificado en la grilla de señal analítica. Este alto presenta una dirección ONO-ESE, siguiendo la topografía de la ladera norte de la quebrada del río Auque.

### 8.3. OTRAS EVIDENCIAS DE ALTERACIÓN HIDROTERMAL A ESCALA DISTRITAL

Se identificó alteración propilítica difusa, que afecta a las volcanitas de la Formación Colomichicó,

y siguiendo fracturas, llegando a constituir venas de epidoto (Fig. 34 a y b).

Hay, además, coladas de andesita basáltica de la Formación Colomichicó, afectadas por adularización (Fig. 35a y b). Adularia de uno de estos niveles fue datada, obteniéndose una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $65,73 \pm 0,22$  Ma, coherente con la edad del magmatismo con el que se correlacionan las mineralizaciones del distrito.

## 9. MINERALOGÍA Y CONDICIONES DE FORMACIÓN DE LA ALTERACIÓN ARGÍLICA AVANZADA DE AUQUE CAP

### 9.1. MINERALES

#### Corindón

Se presenta por lo general, en rocas infrasaturadas en sílice, como las sienitas nefelínicas, varios tipos de rocas aluminosas afectadas por metamorfismo térmico y desilicación por efecto de intrusivos básicos a ultrabásicos, así como en algunas rocas metamórficas raras con bajo contenido de sílice (Deer *et al.* 1962; Hughes 1990).

En áreas de alteración hidrotermal la presencia de corindón hidrotermal puede responder a una deshidratación rápida que acompaña a fluidos ácidos en ebullición (Bottrell 1998). Se conoce su presencia en sistemas tipo pórfiro de Cu-Mo en Montana (EEUU) (Steeffel y Atkinson 1984); Butte, Montana (Brimhall 1977); El Salvador, Chile (Gustafson y Hunt 1975); North Sulawesi, Indonesia (Lowder y Dow 1978).

La asociación de corindón y cuarzo es infrecuente y se considera termodinámicamente inestable (Motoyoshi *et al.* 1990).

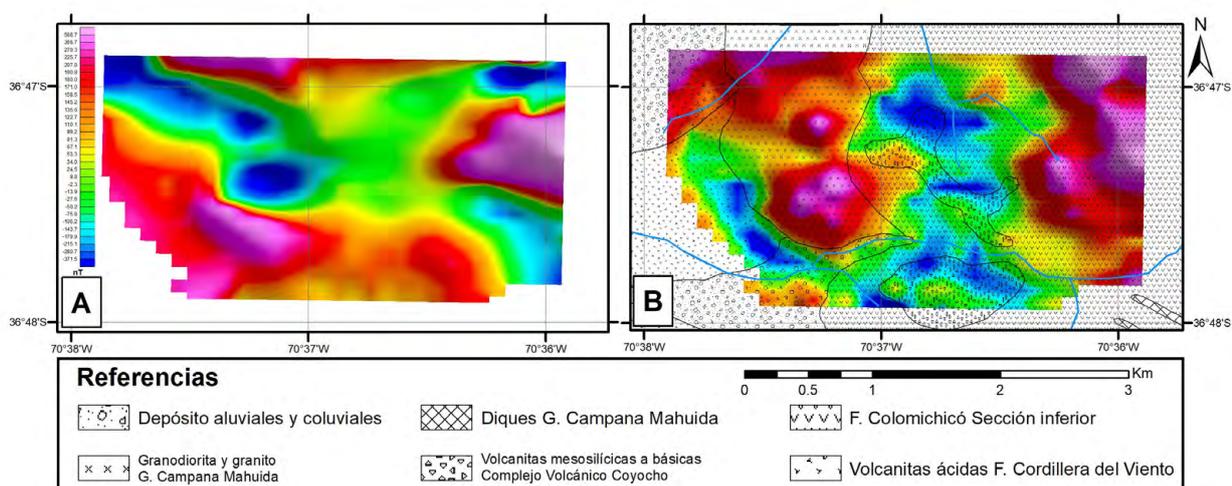


Figura 32. Anomalías magnéticas en Auque Cap. A. RTP. B. Señal analítica

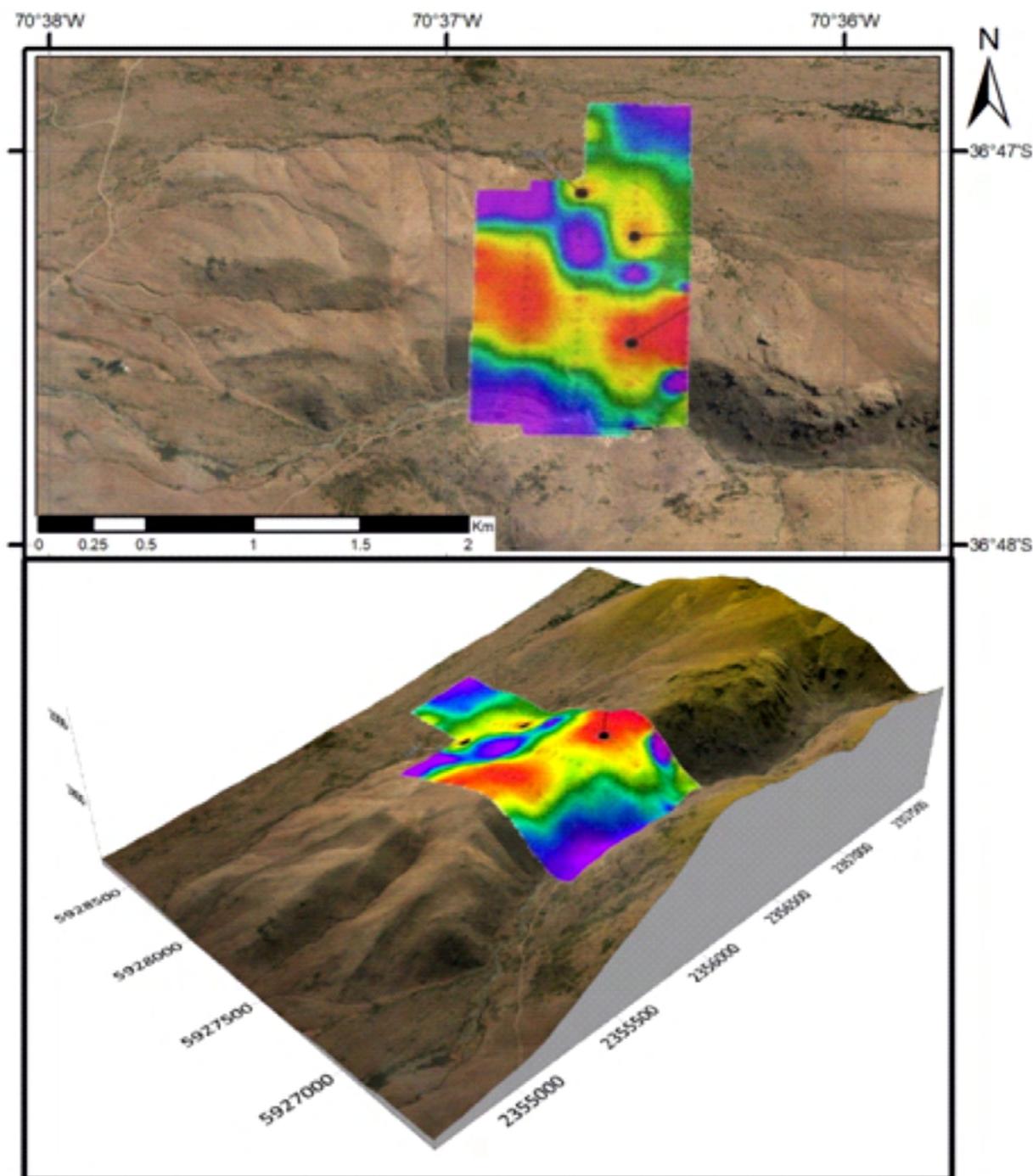


Figura 33. Anomalia de polarización inducida en Auque Cap (de Rome Resources, 2008). Combinación de imagen satelital de la quebrada del Auque, con la grilla de polarización inducida en Auque Cap.

En el área Auque Cap el corindón tiene coloración azul irregular y se presenta en nódulos (Fig. 36a) como cristales de hasta 1mm de dimensión que conforma agregados cristalinos anhedrales, asociados a pirofilita y reemplazados parcialmente por diásporo (Fig. 37).

#### Pirofilita

Las ocurrencias de pirofilita generalmente se dividen en dos grupos (Cornish 1983):

- a) Por pérdida de álcalis y hierro de rocas volcánicas ácidas por efecto de fluidos hidrotermales a lo largo de zonas de falla. Los principales ejemplos de este primer grupo son las pirofilitas derivadas de pórfiros y liparitas en Japón (Watanabe *et al.* 1994), de pórfiro de cuarzo y traquiandesita en Corea del Sur (Son *et al.* 2014), de volcanes riolíticos en Carolina del Norte, Estados Unidos (Schmidt 1985) y de piroclastitas riolíticas en Australia (Loughnan y Steggles 1976).

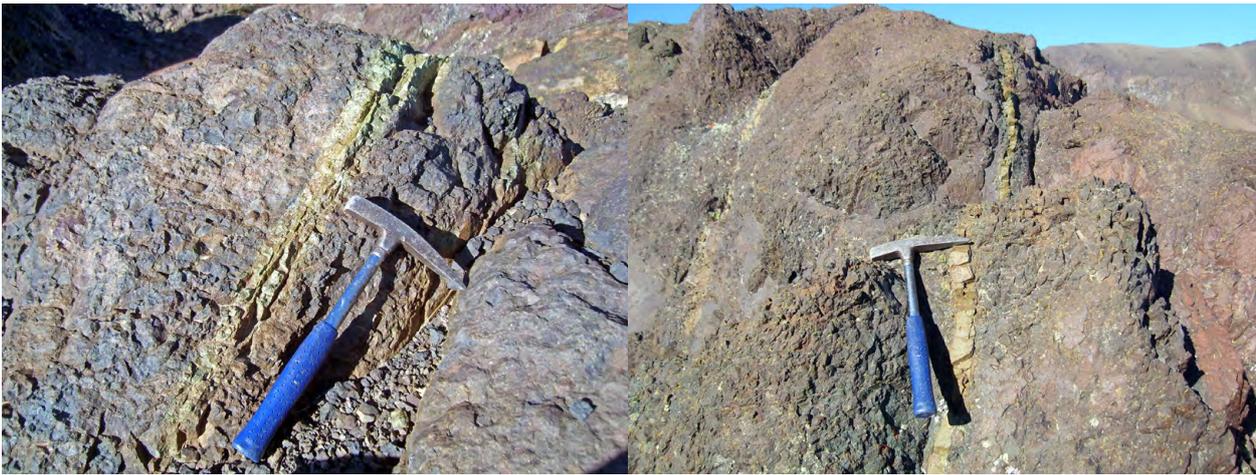


Figura 34. a) Epidotización e fracturas y b) Venas de epidotode hasta 5 cm de espesor que afectan a niveles de la Formación Colomichicó.

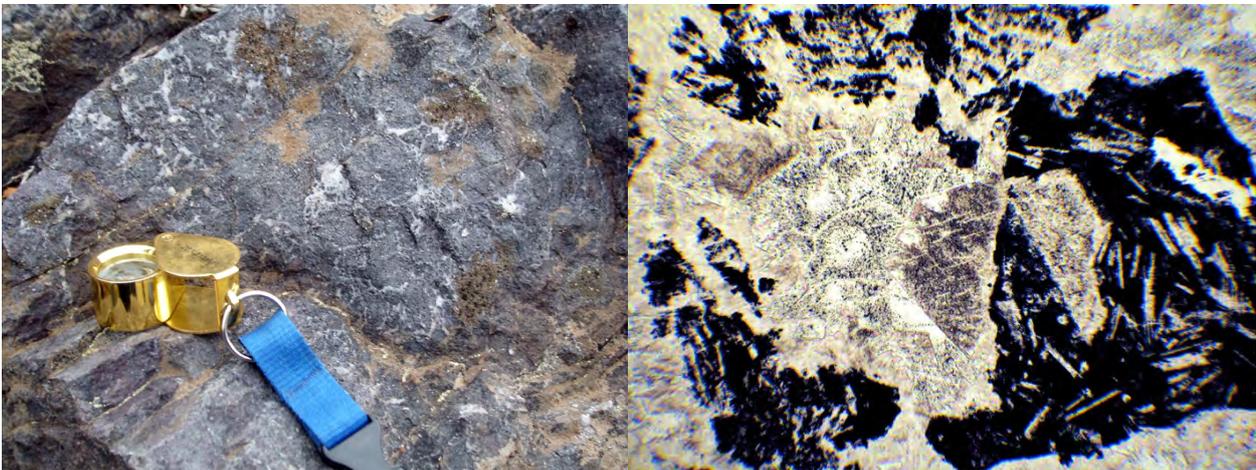


Figura 35. a) Adularización asociada a brechas en niveles de andesitas basálticas de la Formación Colomichicó. b) Vista al microscopio de cristales de adularia

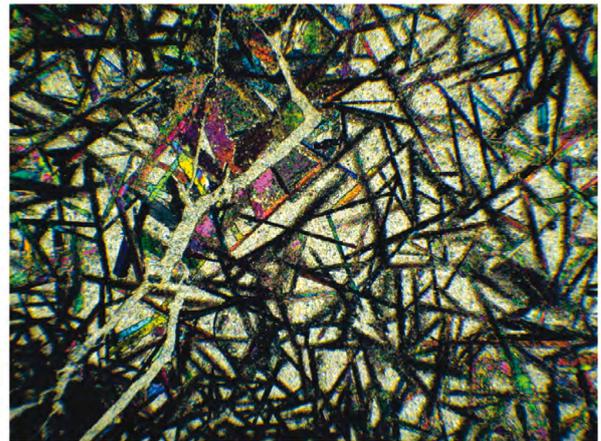
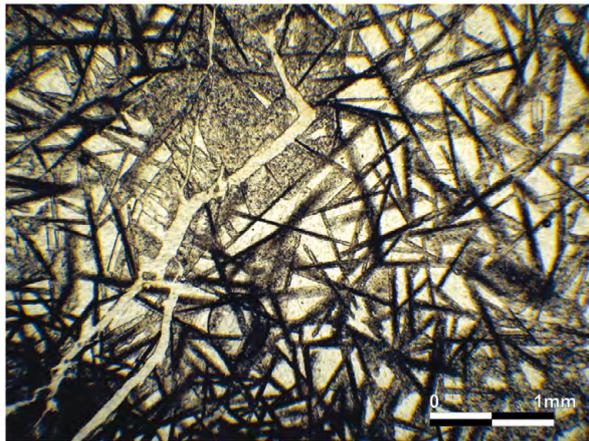


Figura 36. a) Nódulos de corindón-diásporo en pirofilita b) Pliegues en los niveles pirofiliticos

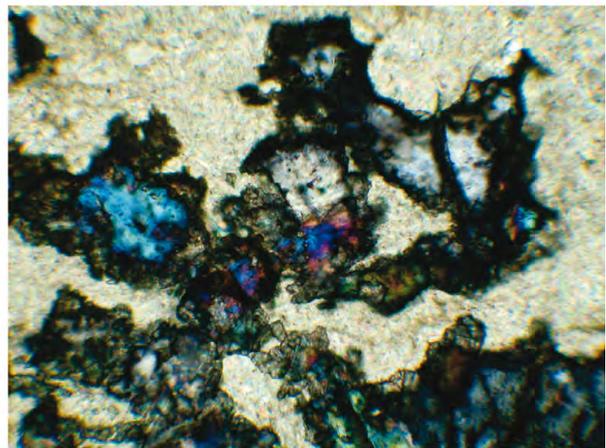
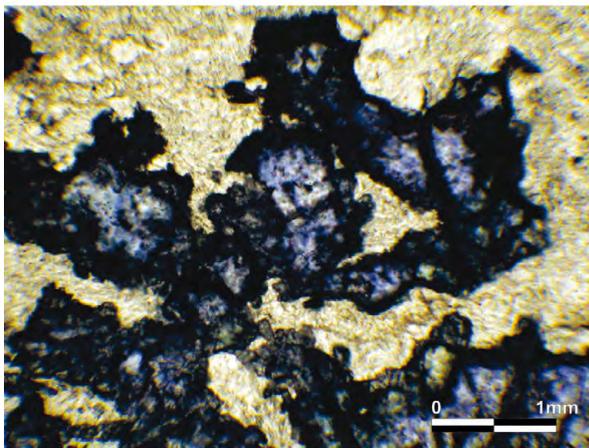
b) Pirofilitas podiformes de origen metamórfico, donde cenizas volcánicas y tobas metamorfizadas se asocian con esquistos, como las de Brasil (Pimenta y Damiani 1988).

De acuerdo con Bucher y Frey (1994) la caolinita a temperaturas superiores a 300°C y la cianita + cuar-

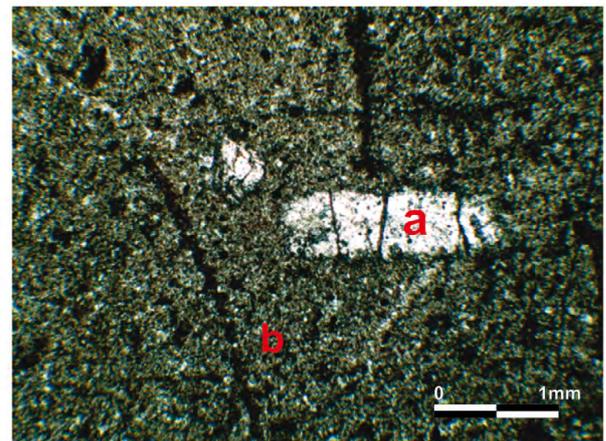
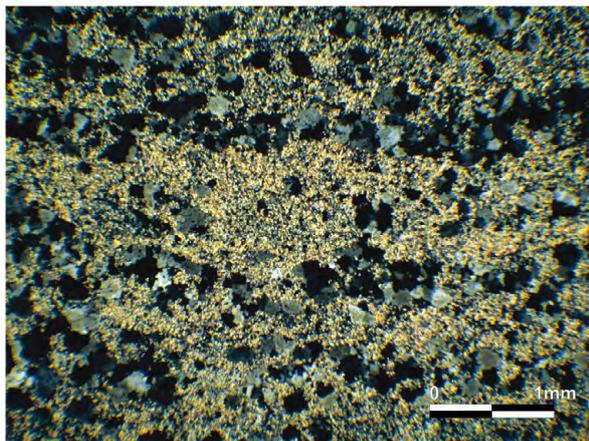
zo a temperaturas de 400°C y <4 Kbar P reaccionan para formar pirofilita. La asociación del cuarzo con pirofilita o con cianita, e incluso la presencia de rocas ricas en sílice junto con pirofilita, implica que las transformaciones en esta etapa fueron inferiores a 400°C.



Cristales maclados de diásporo reemplazando parcialmente corindón, en una masa de pirofilita. Está fracturado y la fractura rellena por pirofilita tardía. A la izquierda nicoles paralelos, a la derecha nicoles cruzados



Cristales de corindón azul en pirofilita. Se observan escasos cristales prismáticos de diásporo. A la izquierda nicoles paralelos, a la derecha nicoles cruzados



Asociación cuarzo-pirofilita

Cristal de andalusita (a) en pirofilita (b)

Figura 37. Asociaciones minerales en la alteración argílica avanzada de Auque Cap

En El Auque las láminas de pirofilita tienen dimensiones de hasta 50 micrones. Danieli *et al.* (2002) midieron un índice de cristalinidad de la pirofilita entre 0,25 y 0,5°2 $\theta$ . Además, Schalamuk *et al.* (2013) calcularon una transmitancia cercana a 0 para una suspensión de pirofilita al 0,5% y longitudes de onda entre 280 y 400 nm.

Es común observar pliegues de flujo en los niveles pirofiliticos que son interpretados como originales de las volcanitas, presentando la misma geometría que pliegues en filitas cuarzosas en el arroyo El Chacay (Fig. 36b).

El. peso %	AUQ-2-1-A-1	AUQ-2-1-A-2	AUQ-2-1-A-3	AUQ-2-1-B-1	AUQ-2-1-B-2	AUQ-2-1-B-3
Mineral	Andalusita	Andalusita	Andalusita	Pirofilita	Pirofilita	Pirofilita
Al	61.34	62.005	61.867	28.509	28.331	27.803
Si	34.369	34.976	33.921	62.675	61.436	62.83
Ti	0.462	0.019	0.114	0.003	0.003	0.07
V	0.017	0.027	0.005	0.012	0.015	0.019
Cr	0.004	0	0	0.009	0.004	0.005
Mn	0.011	0.002	0.006	0	0	0.017
Fe	0.515	0.68	0.481	0.269	0.158	0.154
Ge	0.014	0	0.003	0	0	0
Sn	0	0	0	0	0	0.003
Total	96.733	97.708	96.397	91.477	89.948	90.902

Ele. mol%	AUQ-2-1-A-1	AUQ-2-1-A-2	AUQ-2-1-A-3	AUQ-2-1-B-1	AUQ-2-1-B-2	AUQ-2-1-B-3
Mineral	Andalusita	Andalusita	Andalusita	Pirofilita	Pirofilita	Pirofilita
Al	50.684	50.672	51.44	21.076	21.33	20.63
Si	48.191	48.505	47.861	78.629	78.49	79.112
Ti	0.487	0.019	0.12	0.003	0.003	0.067
V	0.008	0.012	0.003	0.005	0.006	0.008
Cr	0.002	0	0	0.004	0.002	0.002
Mn	0.013	0.002	0.007	0	0	0.018
Fe	0.603	0.789	0.567	0.282	0.169	0.162
Ge	0.012	0	0.002	0	0	0
Sn	0	0	0	0	0	0.002
Total	100	100	100	100	100	100

El. peso %	AUQ-2-2-A-1	AUQ-2-2-A-2	AUQ-2-2-A-3	AUQ-2-2-B-1	AUQ-2-2-B-2	AUQ-2-2-B-3
Mineral	Andalusita	Andalusita	Andalusita	Pirofilita	Pirofilita	Pirofilita
Al	63.186	62.743	63.032	27.957	26.741	27.124
Si	35.128	35.632	35.02	59.069	58.504	61.202
Ti	0.008	0.014	0.023	0.001	0.611	0.546
V	0	0.009	0	0.021	0.026	0.012
Cr	0	0.012	0.008	0.008	0	0.012
Mn	0.01	0	0.003	0.002	0.006	0.006
Fe	0.494	0.563	0.455	0.175	0.199	0.123
Ge	0	0.008	0	0	0	0
Sn	0.017	0.016	0.003	0	0	0
Total	98.843	98.996	98.545	87.232	86.087	89.024

Ele. mol%	AUQ-2-2-A-1	AUQ-2-2-A-2	AUQ-2-2-A-3	AUQ-2-2-B-1	AUQ-2-2-B-2	AUQ-2-2-B-3
Mineral	Andalusita	Andalusita	Andalusita	Pirofilita	Pirofilita	Pirofilita
Al	51.149	50.576	51.184	21.762	21.039	20.568
Si	48.255	48.741	48.258	78.029	78.108	78.754
Ti	0.008	0.014	0.024	0.001	0.613	0.528
V	0	0.004	0	0.009	0.011	0.005
Cr	0	0.006	0.005	0.004	0	0.006
Mn	0.011	0	0.003	0.002	0.007	0.007
Fe	0.568	0.645	0.525	0.193	0.222	0.132
Ge	0	0.006	0	0	0	0
Sn	0.009	0.009	0.002	0	0	0
Total	100	100	100	100	100	100

El. peso %	AUQ-2-3-A-1	AUQ-2-3-A-2	AUQ-2-3-A-3	AUQ-2-3-B-1	AUQ-2-3-B-2	AUQ-2-3-B-3
Mineral	Andalusita	Andalusita	Andalusita	Diásporo	Diásporo	Diásporo
Al	62.555	63.255	62.908	98.545	98.444	99.351
Si	35.204	35.368	35.226	0.987	0.506	0.472
Ti	0.004	0.012	0.011	0.312	0.647	0.068
V	0.015	0	0.019	0.01	0.018	0.048
Cr	0	0.007	0.005	0.015	0	0.001
Mn	0	0	0.003	0.002	0	0.01
Fe	0.741	0.437	0.514	0.331	0.32	0.355
Ge	0.001	0	0	0	0	0
Sn	0	0	0.008	0	0.004	0
Total	98.52	99.079	98.695	100.202	99.94	100.304

Ele. mol%	AUQ-2-3-A-1	AUQ-2-3-A-2	AUQ-2-3-A-3	AUQ-2-3-B-1	AUQ-2-3-B-2	AUQ-2-3-B-3
Mineral	Andalusita	Andalusita	Andalusita	Diásporo	Diásporo	Diásporo
Al	50.708	51.047	50.957	97.466	97.86	98.579
Si	48.427	48.436	48.421	1.657	0.854	0.794
Ti	0.004	0.012	0.012	0.394	0.821	0.086
V	0.007	0	0.009	0.006	0.01	0.027
Cr	0	0.004	0.003	0.01	0	0
Mn	0	0	0.004	0.003	0	0.014
Fe	0.853	0.501	0.591	0.465	0.451	0.5
Ge	0.001	0	0	0	0	0
Sn	0	0	0.004	0	0.003	0
Total	100	100	100	100	100	100

El. peso %	AUQ-2-4-A-1	AUQ-2-4-A-2	AUQ-2-4-A-3	AUQ-2-4-B-1	AUQ-2-4-B-2	AUQ-2-4-B-3
Mineral	Corindón	Corindón	Corindón	Pirofilita	Pirofilita	Pirofilita
Al	97.8	98.093	98.343	27.503	27.412	28.401
Si	1.711	0.916	0.701	60.839	60.169	61.054
Ti	0.411	0.273	0.576	0.011	0.003	0
V	0.016	0.038	0.029	0.013	0.008	0.007
Cr	0	0	0.007	0.012	0	0.011
Mn	0.003	0	0.012	0.004	0.013	0.001
Fe	0.329	0.323	0.347	0.163	0.136	0.123
Ge	0	0	0	0	0	0
Sn	0.016	0	0.058	0	0	0.004
Total	100.287	99.643	100.073	88.546	87.74	89.601

Ele. mol%	AUQ-2-4-A-1	AUQ-2-4-A-2	AUQ-2-4-A-3	AUQ-2-4-B-1	AUQ-2-4-B-2	AUQ-2-4-B-3
Mineral	Corindón	Corindón	Corindón	Pirofilita	Pirofilita	Pirofilita
Al	96.146	97.628	97.526	20.993	21.129	21.484
Si	2.855	1.548	1.179	78.803	78.702	78.372
Ti	0.516	0.347	0.729	0.011	0.003	0
V	0.009	0.021	0.016	0.005	0.003	0.003
Cr	0	0	0.004	0.006	0	0.006
Mn	0.004	0	0.017	0.005	0.015	0.001
Fe	0.459	0.456	0.488	0.176	0.149	0.132
Ge	0	0	0	0	0	0
Sn	0.011	0	0.039	0	0	0.002
Total	100	100	100	100	100	100

El. peso %	AUQ-2-5-A-1	AUQ-2-5-A-2	AUQ-2-5-A-3	AUQ-2-5-B-1	AUQ-2-5-B-2	AUQ-2-5-B-3
Mineral	Corindón	Corindón	Corindón	Pirofilita	Pirofilita	Pirofilita
Al	96.354	95.648	96.098	28.975	28.516	29.7
Si	1.872	2.366	1.715	63.904	63.266	66.329
Ti	0.389	0.652	0.739	0.003	0	0
V	0.019	0.024	0.026	0.007	0.021	0.008
Cr	0	0.005	0.008	0.001	0.004	0
Mn	0	0	0.011	0.004	0.005	0.01
Fe	0.433	0.569	0.612	0.141	0.124	0.123
Ge	0	0	0	0	0	0.003
Sn	0.019	0.018	0.002	0.004	0	0.013
Total	99.085	99.28	99.211	93.04	91.937	96.187

Ele. mol%	AUQ-2-5-A-1	AUQ-2-5-A-2	AUQ-2-5-A-3	AUQ-2-5-B-1	AUQ-2-5-B-2	AUQ-2-5-B-3
Mineral	Corindón	Corindón	Corindón	Pirofilita	Pirofilita	Pirofilita
Al	95.719	94.393	95.282	21.052	20.956	20.848
Si	3.155	3.962	2.886	78.789	78.898	79.007
Ti	0.493	0.821	0.935	0.003	0	0
V	0.01	0.013	0.014	0.003	0.009	0.003
Cr	0	0.003	0.005	0.001	0.002	0
Mn	0	0	0.016	0.005	0.006	0.011
Fe	0.61	0.797	0.861	0.145	0.129	0.123
Ge	0	0	0	0	0	0.002
Sn	0.013	0.012	0.001	0.002	0	0.006
Total	100	100	100	100	100	100

El. peso %	AUQ-2-6-A-1	AUQ-2-6-A-2	AUQ-2-6-A-3	AUQ-2-6-B-1	AUQ-2-6-B-2	AUQ-2-6-B-3
Mineral	Diásporo	Diásporo	Diásporo	Pirofilita	Pirofilita	Pirofilita
Al	94.731	94.35	89.966	28.489	30.35	27.623
Si	1.829	2.572	8.633	59.14	58.465	59.303
Ti	0.126	0.298	0.047	0	0	0
V	0.005	0.042	0.016	0.004	0.008	0.009
Cr	0	0	0.007	0	0	0.009
Mn	0.002	0	0	0	0	0.018
Fe	0.272	0.345	0.237	0.192	0.17	0.19
Ge	0.003	0	0	0.003	0.003	0.002
Sn	0	0	0	0	0.016	0.01
Total	96.969	97.607	98.906	87.828	89.012	87.165

Ele. mol%	AUQ-2-6-A-1	AUQ-2-6-A-2	AUQ-2-6-A-3	AUQ-2-6-B-1	AUQ-2-6-B-2	AUQ-2-6-B-3
Mineral	Diásporo	Diásporo	Diásporo	Pirofilita	Pirofilita	Pirofilita
Al	96.279	94.721	85.661	22.063	23.378	21.484
Si	3.155	4.382	13.949	77.722	76.422	78.27
Ti	0.164	0.382	0.057	0	0	0
V	0.003	0.024	0.009	0.002	0.004	0.004
Cr	0	0	0.005	0	0	0.005
Mn	0.003	0	0	0	0	0.021
Fe	0.392	0.491	0.32	0.211	0.185	0.21
Ge	0.003	0	0	0.003	0.002	0.002
Sn	0	0	0	0	0.008	0.005
Total	100	100	100	100	100	100

Cuadro 2. Análisis químico de los minerales de la alteración argílica avanzada de Auque Cap

## Diásporo

La zona con máximo contenido de pirofilita presenta nódulos redondos ricos en diásporo, AlO (OH). Los

nódulos varían en tamaño desde 1 a 10 cm, y raramente alcanzan dimensiones más grandes y están constituidos predominantemente por diásporo y corindón (Fig. 37a).

El diásporo, de color gris púrpuro claro, es generalmente de grano fino y constituye cristales prismáticos de entre 0,1 y 1 mm de largo y generalmente con un espesor de 10 micrones. Son comunes las maclas en {021}, con un ángulo de aproximadamente 60°, constituyendo agregados pseudo hexagonales, perpendiculares al eje pseudo hexagonal a [100] (Fig. 37). Las maclas típicas son del tipo en V con contacto en {061} y eje basal en {110}.

La presencia de diásporo en los depósitos pirofiliticos es relativamente común. Se ha reportado en Carolina del Norte (Zen 1961, Stuckey 1967); Iapat (Watanabe 1951; Iwao y Udagawa 1969), India (Misra y Sood 1947; Prakash et al. 1970), Marruecos (Leblanc 1970), Canadá (Chandler *et al.* 1969) y otras localidades.

### Andalucita

Su presencia es reportada por primera vez en esta zona. Análisis de microsonda (Cuadro 2) indican contenidos en Fe entre 0,437 y 0,853%, en tanto no se han identificado elementos minoritarios en su constitución.

El Fe sustituye  $Al^{3+}$  formando el complejo  $(FeAl)Si_2O_5$  (Grambling y Williams 1985). Estos autores sugieren que la capacidad de la andalucita para absorber Fe es función de la presión, temperatura y fugacidad de oxígeno, un decrecimiento de la presión y/o incremento de la temperatura y fugacidad de oxígeno permiten una mayor captura de hierro.

## 9.2. CONDICIONES P-T DE FORMACIÓN

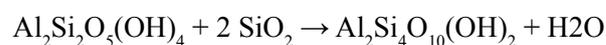
Las relaciones de estabilidad de los minerales en el sistema  $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $H_2O$  son importantes para la interpretación genética de una variedad de conjuntos minerales encontrados en rocas metamórficas y en rocas afectadas por procesos magmáticos tardíos, alteraciones hidrotermales y meteorización.

Las trayectorias de alteración metasomática que ocurren en sistemas naturales pueden resumirse en términos de los diagramas  $\log m SiO_2(aq)$  versus  $1/T$ . La disolución de minerales en el sistema  $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $H_2O$  no es estequiométrica, con una pérdida preferencial de  $SiO_2$  en la solución. Por lo tanto, las reacciones de lixiviación y fijación de sílice en condiciones progrado y retrogrado, respectivamente, son los principales controles químicos sobre la formación de asociaciones en este sistema.

Los sistemas  $Al_2O_3$ - $H_2O$  y  $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $H_2O$  fueron estudiados por diversos autores: Ervin y Osborn 1951; Matsushima *et al.* 1967; Althaus 1969; Haas y

Holdaway 1973; Day 1974. Los trabajos de Althaus (1966) y Tsuzuki y Mizutani (1971) han provisto datos específicos sobre los límites de estabilidad de la pirofilita en ambientes ácidos.

El límite inferior de estabilidad de la pirofilita está dado por la reacción:



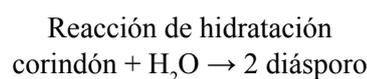
La curva de equilibrio a 2 kbar en presencia de un fluido acuoso puro se encuentra entre 345 y 380 °C (Althaus 1969; Thompson 1970; Matsushima *et al.* 1967), aunque algunos autores ubican la misma a los 300°C (Reed y Hemley 1966; Day 1976).

El límite superior de estabilidad en esta región de baja presión es de alrededor de 580°C.

La formación de pirofilita a temperaturas entre 225 y 275 °C se ha relacionado con la presencia de fluidos ricos en metano (Juster *et al.* 1987).

Estudios experimentales indican que la curva de equilibrio para la reacción diásporo  $\rightarrow$  corindón está alrededor de los 400°C a 2 kbar (Ervin y Osborn 1951; Kennedy, 1959; Matsushima *et al.* 1967; Haas 1972; Day 1976).

Sin embargo, en presencia de ácidos fuertes el campo de estabilidad de la pirofilita se desplaza a temperaturas más bajas. Tsuzuki y Mizutani (1971) encontraron que la sericita se altera a caolinita y luego a pirofilita a temperatura de hasta 255°C; por debajo de esta temperatura no se forma pirofilita y el producto final es caolinita.



Una variación de alta a baja temperatura con actividad de  $SiO_2$  constante en los fluidos puede producir secuencialmente corindón, andalucita, diásporo, pirofilita y, eventualmente, cuarzo.

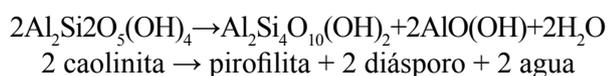
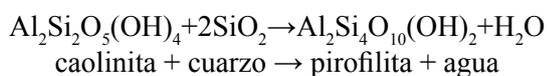
Una variación retrograda en el sistema que tiene exceso de  $SiO_2$ , por ejemplo, se mueve a lo largo de la curva de solubilidad del cuarzo. Excepto que el agua se agote primero, andalucita+cuarzo se convierten en pirofilita a la temperatura máxima del punto triple y la pirofilita se convierte en caolinita+cuarzo en el punto de menor temperatura.

Si hay diásporo en exceso el fluido se desplaza por el límite andalucita-diásporo hasta que se alcanza el equilibrio corindón-diásporo. En las reacciones hidrotermales las reacciones no son tan rápidas como la migración de los fluidos y no se alcanza el equilibrio. En este ambiente, la presencia de azufre genera alunita como fase asociada.

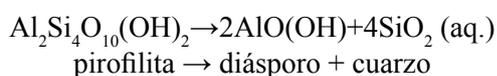
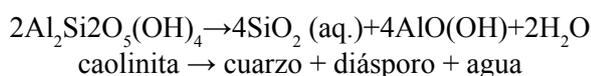
La observación de las asociaciones minerales de alteración que afectan a la volcanita original, ácida y rica en cuarzo y plagioclasa permiten reconstruir la evolución de las condiciones de presión y temperatura y explicar las diversas transformaciones reconocidas.

En una primera etapa la alteración de tipo argílica avanzada se caracterizó por una asociación cuarzo-caolinita a baja temperatura, la que cambió por incremento de la temperatura a una asociación cuarzo-pirofilita-diásporo. Una rápida deshidratación que probablemente acompañó la ebullición de los fluidos pudo generar la formación metaestable de andalucita-corindón. Finalmente hay evidencia de una retrogradación del corindón a diásporo debido a fluidos tardíos.

Las reacciones de estas diversas etapas son:

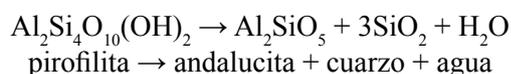


Bajo condiciones muy ácidas se producen las siguientes reacciones:

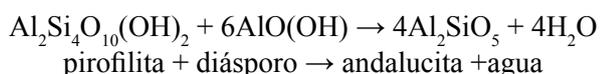


Tal como indican Gustafson y Hunt (1975), el movimiento convectivo de aguas meteóricas en complejos tipo pórfiro produce reacciones progrado, que lixivian el cuarzo y producen andalucita y, en casos extremos, corindón.

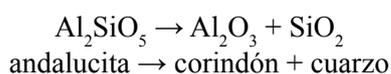
En condiciones estables de actividad de  $\text{SiO}_2$  y por incremento de temperatura se tiene entonces:



La pirofilita también puede reaccionar con el diásporo para formar andalucita:

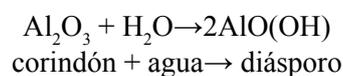


Finalmente el incremento de temperatura produce corindón:



La presencia de corindón hidrotermal restringe las condiciones de presión y temperatura de los fluidos. Hemley *et al.* (1980) mostraron que a presiones cercanas a 1 kbar el corindón se forma sólo de rocas cuarzo-feldespáticas a partir de fluidos calentados rápidamente. En efecto, la asociación cuarzo-corindón no es termodinámicamente estable. Su formación se explica por una rápida desilicificación, no descartándose la asociación del incremento de temperatura con una disminución de la presión del fluido, posiblemente por hidrofracturación y pérdida de presión de confinamiento, lo que produce ebullición. Este modelo es típico en sistemas tipo pórfiro de cobre.

Una disminución posterior de la temperatura (Fig. 38) y, ante la presencia de agua, habría producido la siguiente reacción:



## 10. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El término alteración de alta alúmina (HAHA: *High alumina hydrothermal alteration*) fue utilizado por Schmidt (1985) para describir la asociación andalucita-diásporo-pirofilita y topacio asociados a yacimientos auríferos de Carolina, Estados Unidos. Este tipo de alteración se encuentra asociada a los siguientes tipos de depósitos (i) Pórfiros de Cu-Mo ± Au (Gustafson y Hunt 1975; Brimhall 1977; Steefel y Atkinson 1984; y Schmidt 1985); (ii) Sulfuros masivos (Nilsson 1968; Lemiere *et al.* 1986); y (iii) depósitos epitermales Au±Ag (McKenzie 1986; Panteleyev 1986; Schmidt 1985).

Por otra parte, las asociaciones que definen las raíces de los *lithocaps* de zonas de alteración argílica avanzada (cuarzo-pirofilita-diásporo-corindón-topacio-fosfatos-sulfatos de aluminio (APS)) pueden superponerse a las partes altas de los sistemas tipo pórfiro de Cu y de mineralizaciones epitermales de alta sulfuración.

Finalmente debe destacarse la existencia de alteración argílica avanzada de baja sulfuración, caracterizada por fases de Al-Si incluyendo: caolinita, pirofilita, andalucita, diásporo, dumortierita y corindón. Asociados a este tipo de alteración los minerales opacos dominantes son hematita, magnetita y raramente piritita. En este caso, los sistemas son de poca profundidad, usualmente representan los primeros 1-2 km de la corteza (Kreiner 2011; Barton *et al.* 2013) y están por encima o son distales de sistemas ricos en Fe portadores de Cu-Au-Co-U-REE (Barton

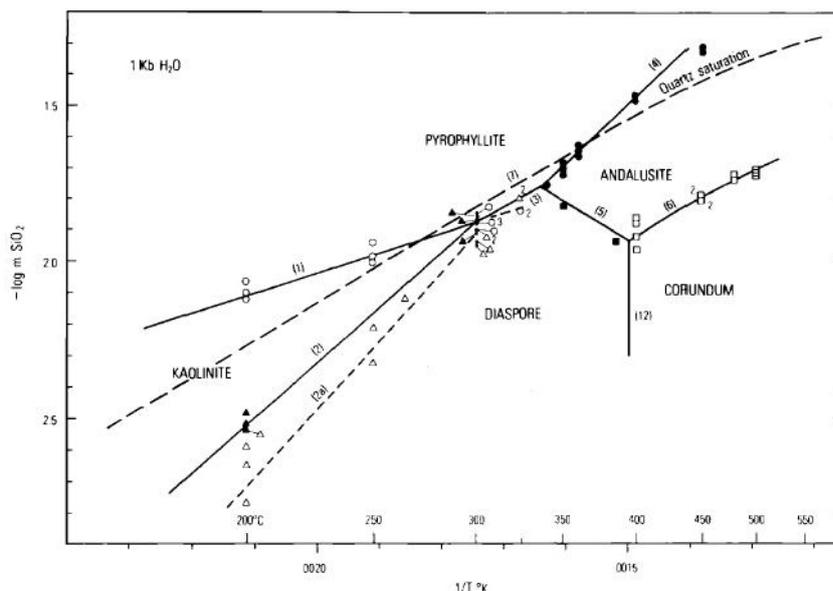


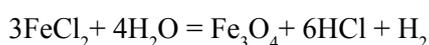
Fig. 1. Stability relationships in the system  $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  at 1 kb  $H_2O$ . Symbols: ○, kaolinite-pyrophyllite; ●, pyrophyllite-andalusite; △, kaolinite-boehmite; ▲, kaolinite-diaspore; □, andalusite-corundum; ■, andalusite-diaspore; and ▽, pyrophyllite-diaspore.

Figura 38. Relaciones de estabilidad en el sistema  $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  a 1 kb  $H_2O$ . Recorrido de los fluidos hidrotermales en el sistema de alteración argílica avanzada de Auque Cap que muestra la evolución caolinita - pirofilita - andalucita - corindón - diásporo

et al. 2013; Barton 2013). La escasez de sulfuros o sulfatos y la abundancia de hematita y magnetita indican que los fluidos estaban subsaturados con respecto a azufre.

Las asociaciones minerales presentes en el área Auque Cap sugieren temperaturas entre 290-360 °C, siguiendo a Kreiner (2011). En este tipo de sistemas de bajo azufre, la presencia de andalucita sugiere una temperatura máxima de formación de ~360°C (Bottrell 1998). La escasez de azufre sugiere que el ácido requerido por este tipo de alteración es el hidroclórico (Hedenquist y Taran 2013) ya que otros ácidos comunes no son suficientemente fuertes para generar asociaciones de silicatos de Al (Giggenbach 1997).

La fuente más probable para generar HCl a temperaturas moderadas es la precipitación de metales de complejos clorados, en especial el hierro, que es transportado de este modo (Heinrich y Seward 1990; Ding y Seyfried 1992):



Los fluidos con los que se vincula la alteración argílica de bajo azufre corresponden en general a salmueras en cuencas sedimentarias como la Cuenca Neuquina, de manera que los fluidos mineralizantes se interpretan originados a partir de la interacción de

esas aguas con el arco magmático (Battles y Barton 1995; Barton et al. 2013).

La presencia de vetas cupro-argentíferas, podría sugerir su vinculación con un sistema tipo pórfiro, si bien la alteración argílica avanzada de baja sulfuración y la presencia de mineralización de hierro permite plantear la hipótesis de un modelo de exploración del tipo IOCG, más afín con la escasez de azufre del sistema (Fig. 39).

Del análisis de inclusiones fluidas se diferenciaron cuatro tipos de inclusiones en las muestras del área, la evolución y origen de los fluidos es difícil de establecer con los datos actuales, sin embargo Pollard (2000 y 2006) sugiere que la coexistencia de fluidos acuo-carbónicos, carbónico y salinos son comunes en depósitos IOCG. En cuanto al origen de los fluidos hay dos hipótesis: los fluidos se exuelven del magma y se produce una desmezcla que genera un fluido hipersalino y un fluido rico en  $CO_2$  (Pollard 2000 y 2006; Sillitoe 2003) o los fluidos provienen de una cuenca sedimentaria y son movilizados y calentados por intrusiones cercanas (Barton y Johnson 1996; Haynes 2000).

Teniendo en cuenta el entorno geológico, aspectos estructurales de la zona y la disponibilidad de fluidos acuosos de alta salinidad, es posible que las inclusiones de tipo C representen fluidos

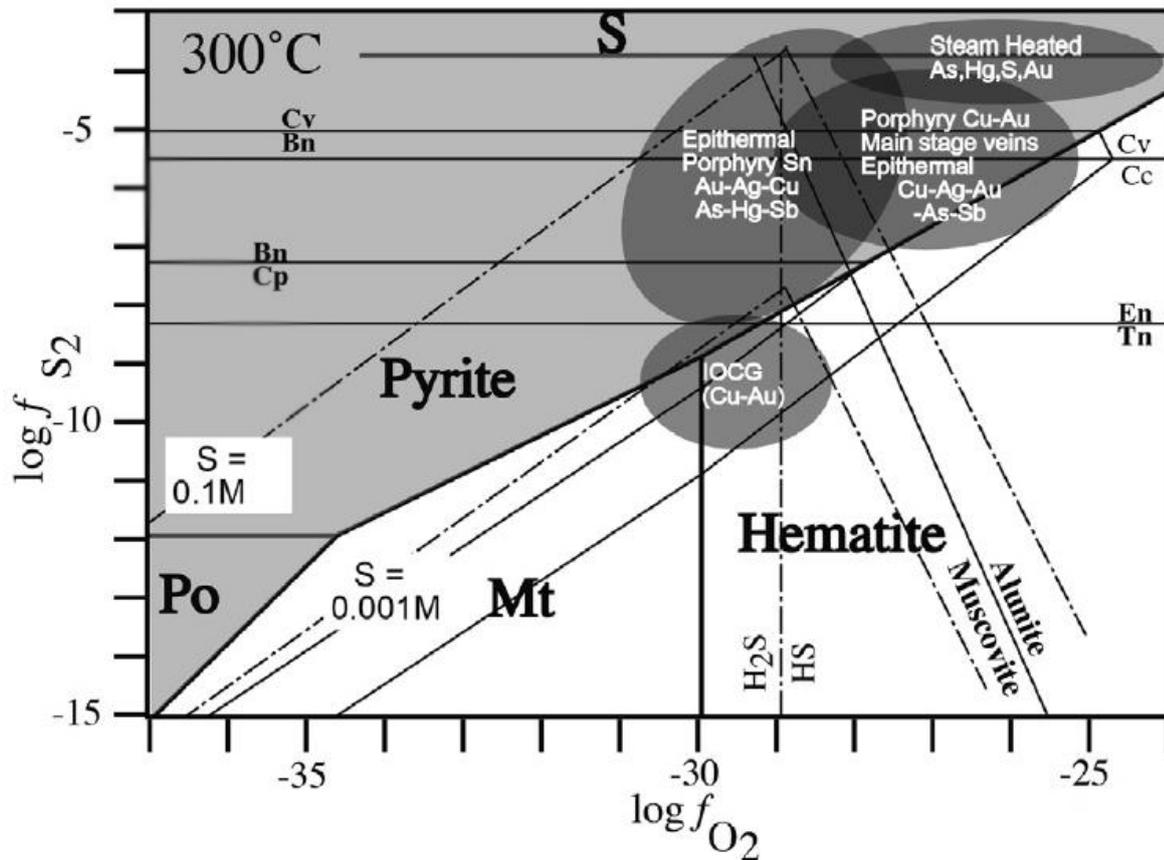


Figura 39. Campos de estabilidad de los diversos modelos de mineralización en términos de fugacidad de S vs. fugacidad de O (Barton y Skinner 1979; Kreiner y Barton 2017)

de la cuenca y que no estén relacionados con los fluidos ricos en  $\text{CO}_2$ .

En ambientes geodinámicamente activos, las variaciones de presión por rupturas de fallas son un mecanismo eficiente para la mezcla e inmiscibilidad de los fluidos (Dugdale y Hagemann 2001; Faleiros *et al.* 2007). Según Hagemann *et al.* (1994) fluidos hidrotermales de varias fuentes (meteóricos, marinos, de cuenca y más profundos como metamórficos o magmáticos) pueden estar en diferentes niveles corticales y que en momentos de actividad tectónica la presión diferencial puede causar calentamiento y movilización de fluidos salinos a zonas de menor presión, lo que genera una mezcla eficiente de fluidos de salinidades muy contrastantes. Por otra parte Smith *et al.* (2013) sugieren que la coexistencia de fluidos acuo carbónicos, carbónicos y salinos en depósitos donde hubo actividad tectónica indican la formación durante un régimen de presión fluctuante que contribuye a la separación de fases del fluido. Si el fluido original fue sometido a procesos de separación de fases dando lugar a un fluido acuoso salino y un fluido carbónico que posteriormente se diluyeron con fluidos externos (meteóricos, agua de mar, otros), esta mezcla de fluidos provocó una dis-

minución de la salinidad y temperatura (inclusiones B2). Las inclusiones fluidas no evidencian procesos de ebullición.

Las inclusiones fluidas ricas en  $\text{CO}_2$  sin agua visible a temperatura ambiente (inclusiones tipo B1) son comunes en ambientes profundos y en general están asociados a rocas metamórficas. El origen del  $\text{CO}_2$  puede ser por desmezcla inmiscible de un fluido ( $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ ) de baja salinidad (Hollister 1990) o cambios postentrapamiento con fuga de  $\text{H}_2\text{O}$ , aunque en ambos casos siempre están presentes las inclusiones acuo carbónicas (inclusiones tipo A). Los componentes carbónicos  $\text{CO}_2$  ( $\text{CH}_4$ ) en los fluidos pueden interpretarse como resultado de la deshidratación de rocas metamórficas, desvolatilización de secuencias carbonáticas o de fluidos magmáticos y por fusión parcial en la corteza inferior (Touret 2001). Estos fluidos también están asociados con vulcanismo continental y oceánico donde el  $\text{CO}_2$  puede liberarse del manto en grandes regiones debido a una geodinámica extensional (Frezzotti y Touret 2014).

Anderson (1991) sugiere que los fluidos altamente salinos causan la maduración de materia orgánica en las cuencas sedimentarias, y que la principal característica de esa maduración es la evolución

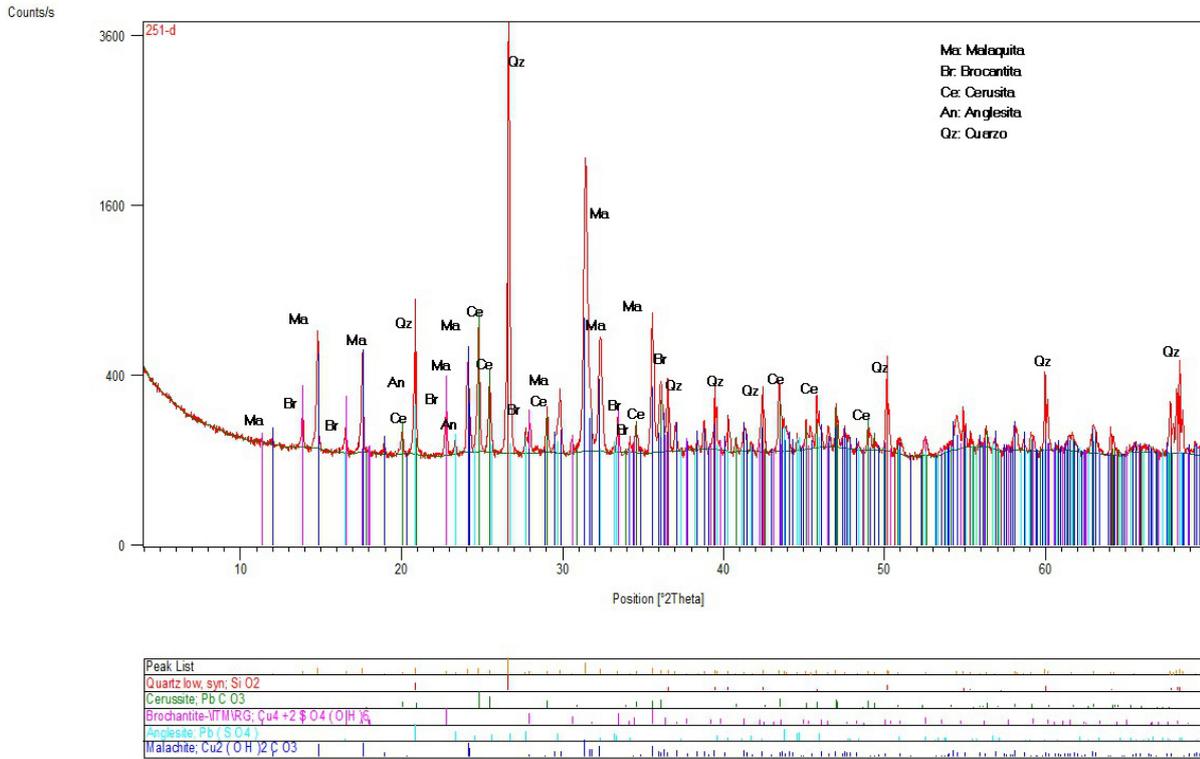
de hidrocarburos gaseosos ( $\text{CH}_4$ ;  $\text{C}_2\text{H}_6$ ,  $\text{C}_3\text{H}_8$ , etc.). La presencia de inclusiones fluidas con contenidos de metano e hidrocarburos en el área de estudio es consistente con el ambiente geológico, teniendo en cuenta que la mayor parte del metano proviene de material biogénico durante el soterramiento y diagénesis en rocas sedimentarias y que también se puede producir junto con hidrocarburos mediante procesos abiogénicos (Schoell 1988; Salvi y Williams-Jones 1997; Potter y Konnerup-Madsen 2003; Fiebig *et al.* 2007; Etiope y Sherwood Lollar 2013; Vasyukova *et al.* 2016). Zhu *et al.* 2012 proponen que el origen del metano se debe a la interacción de magmas y/o fluidos hidrotermales con sedimentos carbonosos.

El distrito descrito en el norte de la Cordillera del Viento comprende las mineralizaciones más septentrionales incluidas en la Faja Metalogenética Cretácico-Paleógena en el Norte de la Provincia del Neuquén. Hacia el sur esta faja incluye la manifestación tipo pórfiro Butalón Norte, las mineralizaciones polimetálicas auríferas de Andacollo y el pórfiro de cobre Campana Mahuida. Su extensión ha sido comprobada hasta la provincia del Chubut y la evaluación de la potencialidad de esta faja para contener mineralizaciones no conocidas tipo pórfiro de cobre permitió establecer la posibilidad de recursos no identificados de 15 Mt Cu, 0,36 Mt Mo, 340 t Au y 4.700 t Ag (Cunningham *et al.* 2008).

La presencia de numerosos cuerpos magmáticos, en particular subvolcánicos, y la variedad de mineralizaciones que comprende permiten precisar la extensión y controles litológicos y estructurales para la exploración del tipo de mineralizaciones analizado.

ANEXO

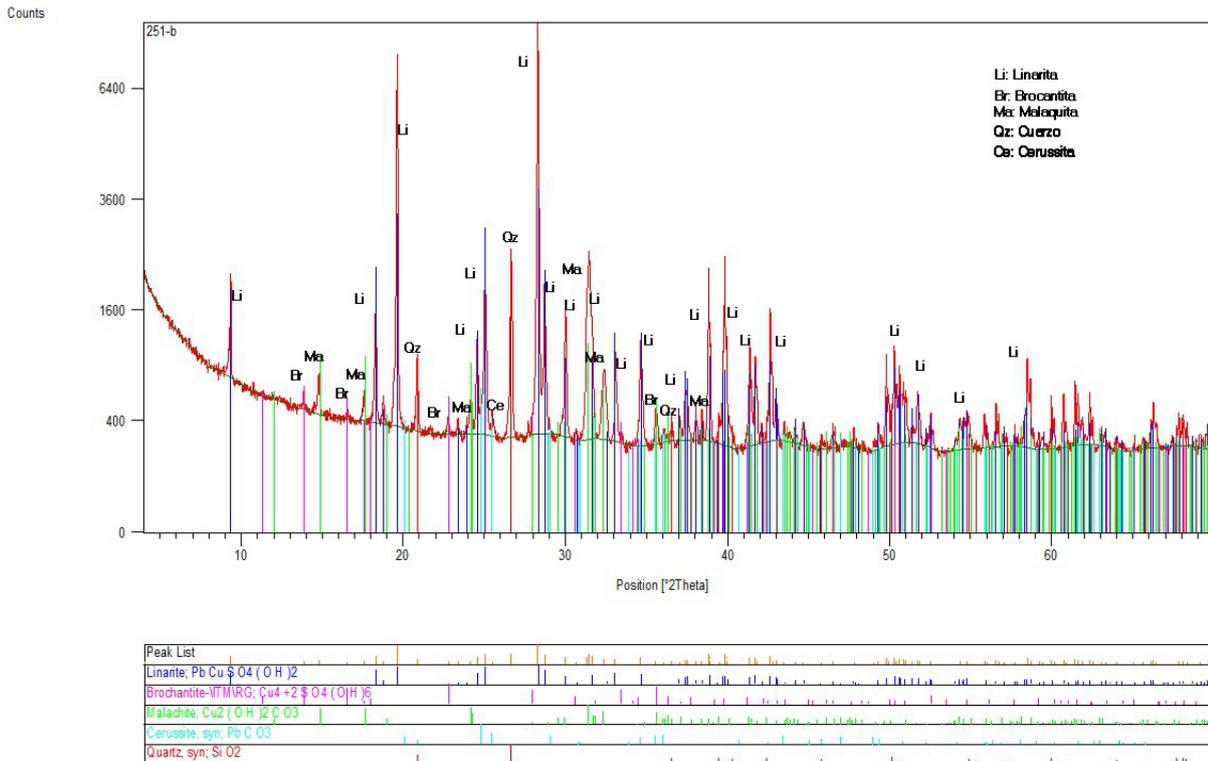
DIAGRAMAS DRX Y EDS DE MINERALES DEL DISTRITO VARVARCO



SDRX

SEGEMAR

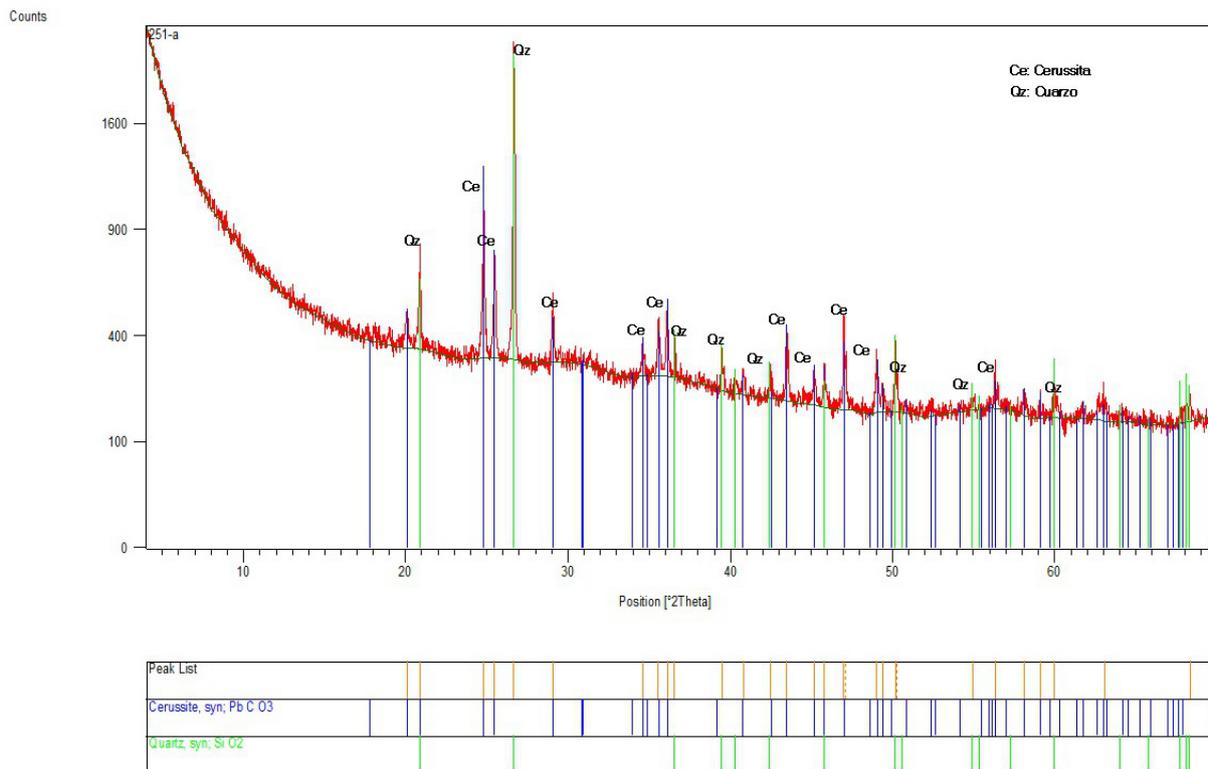
ANEXO 1. Asociación malaquita-brochantita-cerusita-anglesita-cuarzo



SDRX

SEGEMAR

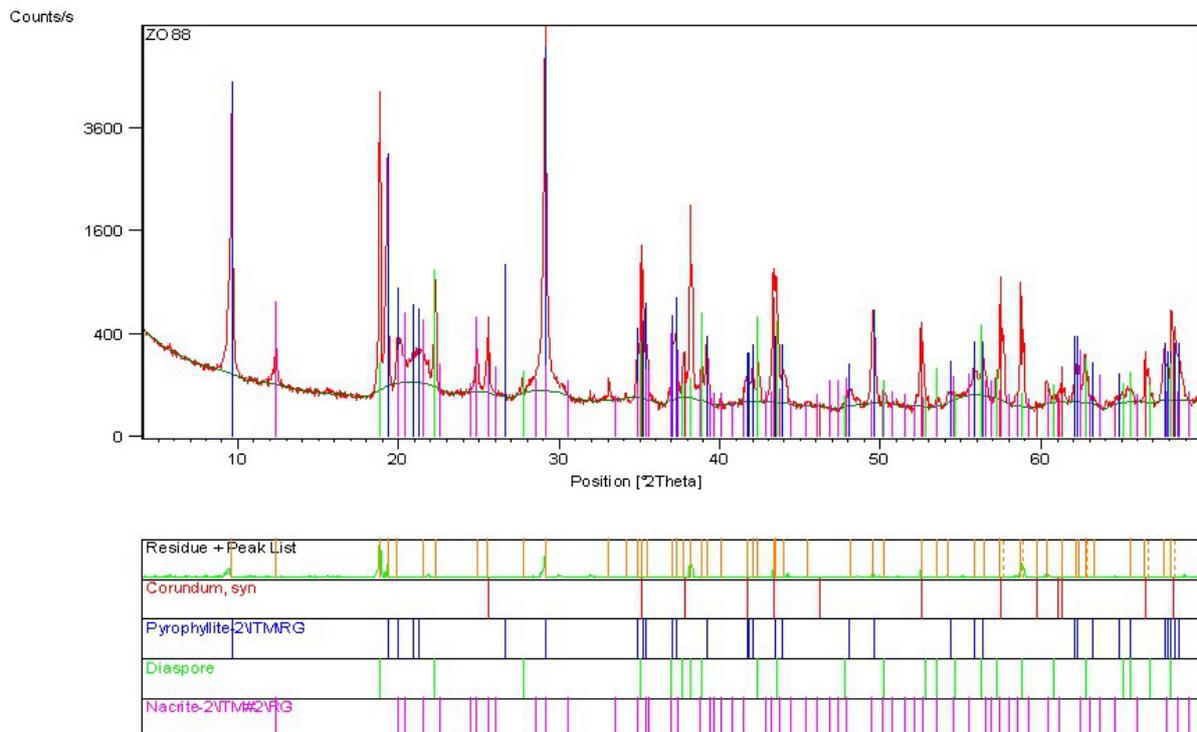
ANEXO 2. Asociación linarita-malaquita-brochantita-cerusita-cuarzo



SDRX

SEGEMAR

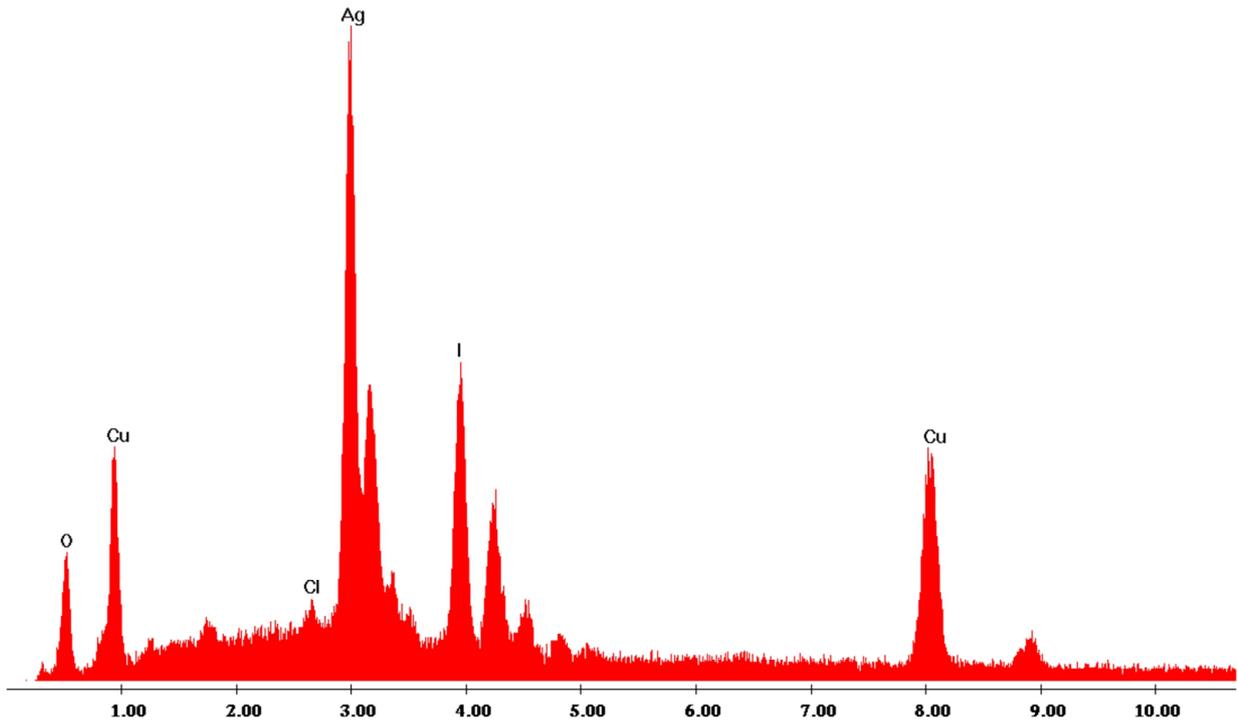
ANEXO 3. Asociación cerussita-cuarzo



SDRX-CIGA

INTEMIN-SEGEMAR

ANEXO 4. Asociación corindón-pirofilita-diásporo-nacrita



ANEXO 5. Diagrama EDS de miersita

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Althaus, E. 1966. Der Stabilitätsbereich des Pyrophyllits unter dem Einfluss von Säuren. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 13: 31-50 y 97-107.
- Althaus, E. 1969. Das System Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. Teil I. Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen *Journal of Mineralogy and Geochemistry* 111: 74-110.
- Anderson, G.M. 1991. Organic Maturation and Ore Precipitation in Southeast Missouri. *Economic Geology* 86 (5): 909-926.
- Barton, M. 2013. Iron oxide (-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) systems. Holland, H. y Turekian, K. (Eds.) *Treatise on Geochemistry*. Second Edition 13: 515-541.
- Barton, M.D., Johnson, D.A. 1996. Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization. *Geology* 24:259-262.
- Barton, M.D., Johnson, D.A., Kreiner, D.C., Jensen, E.P. 2013. Vertical zoning and continuity in Fe oxide (-Cu-Au-Ag-Co-U-P-REE) (or 'IOCG') systems: Cordilleran insights. En Jonsson, E. *et al.* (Eds.), *Mineral Deposit Research for a High-Tech World: Proceedings of the 12<sup>th</sup> Biennial Meeting: 1348-1351*. Society for Geology Applied to Ore Deposits, Uppsala, Sweden.
- Barton, P.B., Jr., Skinner, B.J. 1979. Sulfide Mineral Stabilities. En: Barnes, H.L., (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2<sup>nd</sup> edition: 278-403. Wiley and Sons, New York.
- Battles, D.A., Barton, M.D. 1995. Arc-related sodic hydrothermal alteration in the western United States. *Geology* 23(10): 913-916.
- Bodnar, R. 1993. Revised equation and tables for determining the freezing point depression of H<sub>2</sub>O-NaCl solution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59: 683-684.
- Bottrell, R.S. 1998. Corundum and sapphire in Tasmania. *Tasmanian Geological Survey Record*, 1996/5. 10 pp.
- Brimhall, G.H. Jr. 1977. Early fracture-controlled disseminated mineralization at Butte, Montana. *Economic Geology* 72: 37-59.
- Bucher, K., Frey, M. 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Belín. Heidelberg and New York (Springer-Verlag). 318 pp.
- Casé, A.M., López Escobar, L., Danieli, J.C., Schalamuk, I. 2008. Butalón igneous rocks, Neuquén, Argentina: age, stratigraphic relationships and geochemical features. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 188-203.
- Chandler, F.W., Young, G.M., Woo, J. 1969. Diaspore in Early Proterozoic quartzites (Lonain Formation) of Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences* 6: 337-340.
- Cobbold, P., Rossello, E. 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20: 429-443.
- Collins, P.L. 1979. Gas hydrates in CO<sub>2</sub>-bearing fluid inclusions and the use of freezings data for estimation of salinity. *Economic Geology* 74:1435-1444.
- Cornish, B.E. 1983. Pyrophyllite. In: *Industrial Minerals and Rocks*, V2. AIME, New York, pp. 1085-1108.
- Cunningham, C.G., Zappettini, E.O., Vivallo, W., Celada, C.M., Quispe, J., Singer, D.A., Briskey, J.A., Sutphin, D.M., Gajardo, M., Diaz, A., Portigliati, C., Berger, V.I., Carrasco, R., Schulz, K.J., 2008. Quantitative Mineral Resource Assessment of Copper, Molybdenum, Gold, and Silver in Undiscovered Porphyry Copper Deposits in the Andes Mountains of South America. U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1253, 290 pp.
- Danieli, J.C., Franchini, M.B., Impiccini, A., Casé, A.M., Schalamuk, I.B., Deza, M. 2002. Presencia de Pirofilita del Arroyo Auquén, Varvarco, Neuquén. XV Congreso Geológico Argentino, Actas (1): 406-411. El Calafate.
- Day, H.W. 1974. Chemographic constraints on the stability of pyrophyllite. *American Geophysical Union Trans* 55: 452-453.
- Day, H.W. 1976. Study of equilibria in the system alumina-silica-water. *American Journal of Science* 276: 1254-1284.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1962. *An Introduction to the Rock-forming Minerals*. Longmans. London. 528pp.
- Ding, K., Seyfried-Jr W. 1992. Determination of Fe-Cl complexing in the low pressure supercritical region (NaCl) Fe solubility constraints on the pH of seafloor hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56: 3681-3692.
- Domínguez, E., Garrido, M. 1995. Los yacimientos auríferos de Varvarco y su relación con la mineralización de Andacollo, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 78-86, Buenos Aires.
- Dugdale, A.L., Hagemann, S.G. 2001. The Bronzewing lode-gold deposit, Western Australia: P-T-X evidence for fluid immiscibility caused by cyclic decompression in gold-bearing quartz-veins. *Chem. Geol.* 173, 59-90.
- Ersoy, Y., Helvacı, C. 2010. FC-AFC-FCA and mixing modeler: A Microsoft® Excel® spreads heet

program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing. *Computers & Geosciences* 36: 383-390.

Ervin, G., Osborne, E.F. 1951. The system  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{H}_2\text{O}$ . *Journal of Geology* 59: 381-394.

Etioppe, G., Sherwood Lollar, B. 2013. Abiotic methane on earth. *Review of Geophysics* 51 (2): 276-299.

Faleiros, F.M., Campanha, G.A.C., Bello, R.M.S., Fuzikawa, K. 2007. Fault-valve action and vein development during strike-slip faulting: an example from the Ribeira Shear Zone, southeastern Brazil. *Tectonophysics* 438: 1-32.

Fiebig, J., Woodland, A.B, Spangenberg, J., Oschmann, W. 2007. Natural evidence for rapid abiogenic hydrothermal generation of  $\text{CH}_4$ . *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71: 3028-3039.

Franchini, M., Casé, A.M. 2011. Metalogénesis. En *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. XVIII Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 699-707. Neuquén.

Franchini, M., López-Escobar, L., Schalamuk, I.B.A., Meinert, L. 2003. Magmatic characteristics of Paleocene Cerro Nevazón region and other Late Cretaceous to Early Tertiary calc-alkaline subvolcanic to plutonic units in the Neuquén Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 399-421.

Franchini, M., Meinert, L. 1991. Las manifestaciones de hierro en skarns del flanco suroriental del cerro Caycayén ( $37^{\circ}27'S$ ;  $70^{\circ}27'30''O$ ), Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46 (3-4): 309-324, Buenos Aires.

Frezzotti, M.L., Touret, J. 2014.  $\text{CO}_2$ , carbonate-rich melts, and brines in the mantle. *Geosciences Frontiers* 5: 697-710.

Garrido, A.C. 2011. El Grupo Neuquén (Cretácico Tardío) en la Cuenca Neuquina. En: *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino. Capítulo 21: 231-244.

Giggenbach, W.F. 1997. The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. En: Barnes, H.L., (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 3<sup>rd</sup> edition. John Wiley & Sons, New York, pp. 737-796.

Gorton, M.P., Schandl, E.S. 2002. From Continents to Island Arc: A Geochemical Index of Tectonic Setting for Arc-Related and within Plate Felsic to Intermediate Volcanic Rocks. *Canadian Mineralogist* 38: 1065-1073.

Grambling, J.A., Williams, M.L. 1985. The effects of  $\text{Fe}^{3+}$  and  $\text{Mn}^{3+}$  on aluminum silicate

phase relationships in north central New Mexico, USA. *Journal of Petrology* 26: 324- 354.

Gustafson, L.B., Hunt, J.P. 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology* 70: 857-912.

Haas, H. 1972. Diaspore-corundum equilibrium determined by epitaxis of diaspore on corundum. *American Mineralogist* 57: 1375-1385.

Haas, H., Holdaway, M.J. 1973. Equilibria in the system  $\text{Al}:\text{OrSiOs}-\text{H}_2\text{O}$  involving the stability limits of pyrophyllite, and thermo-dynamic data of pyrophyllite. *American Journal of Science* 278: 449-464.

Hagemann, S.G., Brown, P.E., Groves, D.I., Ridley, J.R., Valley, J. 1994. The Wiluna lode-gold deposits, Western Australia: Surface water influx in a shallow level Archean lode-gold system. *Geological Society of Australia, Abstract* 37: 160 pp.

Haynes, D.W., 2000. Iron oxide copper(-gold) deposits: Their position in the ore deposit spectrum and modes of origin, in Porter, T.M., ed., *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits a global perspective*, Adelaide, Australian Mineral Foundation, 1: 71-90.

Hedenquist, J.W., Taran, Y.A. 2013. Modeling the formation of advanced argillic lithocaps: Volcanic vapor condensation above porphyry intrusions. *Economic Geology* 108: 1523-1540.

Heinrich, C.A., Seward, T.M. 1990. A spectrophotometric study of aqueous iron (II) chloride complexing from 25-200 °C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54: 2207-2221.

Hemley, J.J., Montoya, J.W., Marinenko, J.W., Luce, R.W. 1980. Equilibria in the system  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{SiO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  and some general implications for alteration/mineralization processes. *Economic Geology* 75(2): 210-228.

Herrador, M.G. 2005. Caracterización de las aptitudes industriales de la pirofilita del arroyo Auquén, Departamento Minas, Neuquén. Trabajo Final Licenciatura en Tecnología Minera, Universidad Nacional del Comahue, Facultad de Ingeniería, Asentamiento Universitario Zapala, 92 pp.

Hollister, L.S. 1990. Enrichment of  $\text{CO}_2$  in fluid inclusions in quartz by removal of  $\text{H}_2\text{O}$  during crystal-plastic deformation. *Journal of Structural Geology* 12(7): 895-901.

Hughes, R.W. 1990. Corundum. Butterworth's Gem Books, Northants, UK. Butterworth-Heinemann. 314 pp.

ICDD®, 1997. Base de datos pdf en [www.icdd.com](http://www.icdd.com)

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volca-

- nic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523–548.
- Iwao, S., Udagawa, S. 1969. Pyrophyllite and 'roseki' clays. En *International Clay Conference: The Clay of Japan*. Geological Survey of Japan. 77-88.
- JICA-MMAJ, 2000. Report on regional survey for mineral resources in the Southern Andes Area. The Argentine Republic. Phase I. (Inédito). Japan International Cooperation Agency - Metal Mining Agency of Japan.
- JICA-MMAJ, 2001. Report on regional survey for mineral resources in the Southern Andes area, the Argentine Republic, final report. (Inédito). Japan International Cooperation Agency - Metal Mining Agency of Japan, 378 pp.
- Juster, T.C., Brown, P.E., Bailey, S.W. 1987. NH<sub>4</sub>-bearing illite in very low grade metamorphic rocks associated with coal, Northeastern Pennsylvania. *American Mineralogist* 72: 555-565.
- Kay, S., Burns, M., Copeland, P., Mancilla, O. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. En Kay, S., Ramos, V., (Eds.): *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 19-60, Boulder, Colorado.
- Kennedy, G.C. 1959. Phase relations in the system Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O at high temperatures and pressures. *American Journal Science* 257: 563-573.
- Kreiner, D.C. 2011. Epithermal style iron oxide (-Cu-Au) (=IOCG) vein systems and related alteration (unpublished Ph.D. Dissertation). University of Arizona.
- Kreiner, D.C., Barton, M.D. 2017. Sulfur-poor intense acid hydrothermal alteration: a distinctive hydrothermal environment. *Ore Geology Reviews* 88: 174-187.
- Kreulen, R. 1987. Thermodynamic calculations of the C-O-H system applied to fluid inclusions: Are fluid inclusions unbiased samples of ancient fluids?. *Chemistry Geology* 61: 59-64.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745–750.
- Leanza, H.A., Zanettini, J.C.M., Rodríguez, M.F. 2011. Mapa Geológico de la Provincia del Neuquén, República Argentina, escala 1:500.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales.
- Leat, P.T., Jackson, S.E., Thorpe, R.S., Stillman C.J. 1986. Geochemistry of bimodal basalt-subalkaline/peralkaline rhyolite provinces within the Southern British Caledonides. *Journal of the Geological Society of London* 143: 259-273.
- Leblanc, M. 1970. Roches à pyrophyllite, zunyite et diaspore dans le Précambrien II du Graara Oriental (Anti-Atlas Central). *Notes du Service Géologique du Maroc* 30: 153-154.
- Lemiere, B., Delfour, J., Moine, B., Piboule, M., Ploquin, A., Isnard, P., Tegye, M. 1986. Hydrothermal alteration and the formation of aluminous haloes around sulfide deposits. *Mineralium Deposita* 21:147-155.
- Lentz, D.R. 1999. Petrology, geochemistry, and oxygen isotope interpretation of felsic volcanic rocks and related rocks hosting the Brunswick N° 6 and N° 12 massive sulfide deposits, Bathurst Mining Camp, New Brunswick, Canada. *Economic Geology* 94: 57–86.
- Llambías, E. J., Leanza, H. A., Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en la cordillera del Viento (37°05'S-37°15'S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(2), 217-235.
- Loughnan, F. C., Steggles, K. R. 1976. Cookeite and diaspore in the Back Creek pyrophyllite deposit near Pambula, New South Wales. *Mineralogical Magazine* 40: 765–772.
- Lowder, G.G., Dow, J.A.S. 1978. Geology and exploration of porphyry copper deposits in north Sulawesi, Indonesia. *Economic Geology* 73 (5): 628-644.
- Mars, J.C. 2013. Hydrothermal alteration maps of the Central and Southern Basin and Range province of the United States compiled from Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data. Version 1.1 (April 8, 2014). U.S. Geological Survey Open-File Report 2013–1139, 6 p., 13 plates, scale 1:1.300.000. <http://dx.doi.org/10.3133/ofr20131139>.
- Matsushima, S., Kennedy, G.C., Jagannadham, A., Haygarth, J. 1967. A study of equilibrium relations in the systems AlO-SiO-H<sub>2</sub>O and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O. *American Journal of Science* 265: 28-44.
- McKenzie, C.B. 1986. Geology and mineralization of the Chetwynd deposit. Southwestern Newfoundland, Canada. In A.J. MacDonald (Ed.): *Proceedings of Gold '86. An International Symposium on the Geology of Gold*. Toronto. 137-148.
- Méndez, V., Zanettini, J.C.M., Zappettini, E.O. 1995. Geología y metalogénesis del orógeno andino

central, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Anales 23, 190 pp. Buenos Aires.

Millsted, P.W. 1998. Marshite miersite solid solution and iodargyrite from Broken Hill, New South Wales, Australia. *Mineralogical Magazine* 62(4): 471-475.

Misra, R.C., Sood, C.P. 1947. Diaspore with pyrophyllite from Hamirpur district, United Provinces (India). *Current Science Bangalore* 16: 184-185.

Motoyoshi, Y., Hensen, B.J., Matsueda, H. 1990. Metastable growth of corundum adjacent to quartz in a spinel-bearing quartzite from the Archaean Napier Complex, Antarctica. *Journal of Metamorphic Geology* 8: 125-130.

Nilsson, C.A. 1968. All rock alteration at the Boliden deposit, Sweden. *Economic Geology* 63: 472-494.

Pankhurst, R., Leat, P., Sruoga, P., Rapela, C., Márquez, M., Storey, B., Riley, T. 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81: 113-136.

Panteleyev, A. 1986. Canadian Cordilleran model for epithermal gold-silver deposits. *Geoscience Canada* 13: 101-111.

Pearce, J. A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En: Thorpe R.S. (Ed.) *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*: 525-548. John Wiley & Sons. Chichester.

Pearce, J.A. 1983. Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. & Norry, M.J. (Eds.) *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*: 230-249. Shiva, Nantwich, UK.

Pearce, J.A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. En: Wyman, D. A. (Ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada. Short Course Notes 12: 79-113.

Pesce, A.,H. 1981. Estratigrafía de las nacientes del río Neuquén y Nahueve, provincia del Neuquén. 8° Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 439-455. San Luis.

Pimenta, M.M., Damiani, M.P. 1988. Agalmatolite - a Brazilian white extender. Proc. 8<sup>th</sup> Industrial Minerals International Congress, 117-126, Boston.

Pollard, P.J. 2000. Evidence of a magmatic fluid and metal source for Fe-oxide Cu-Au mineralization. In: Porter TM (ed) *Hydrothermal iron oxide-copper-gold and related deposits-a global perspective*. PGC Publishing, Adelaide, Australia, 1: 27-41.

Pollard, P.J. 2006. An intrusion-related origin for Cu-Au mineralization in iron oxide-copper-gold (IOCG) provinces. *Mineralium Deposita* 41:179-187.

Potter, J., Konnerup-Madsen, J. 2003. A review of the occurrence and origin of abiogenic hydrocarbons in igneous rocks. Geological Society of London Special Publication 214: 151-173.

Prakash, R., Singh, J.N., Saxena, P.N. 1970. Geology of the pyrophyllite from Hamirpur district, Jhansi, U.P. *Current Science* 16:84.

Reed, B.L., Hemley, J.J. 1966. Occurrence of pyrophyllite in the Kekiktuk conglomerate, Brooks Range, northeastern Alaska. U.S. Geological Survey Professional Paper 550-C: 162-166.

Rome Resources 2008. Proyecto de pórfido y oro de Varvarco. Consultado el 21 de julio de 2014 en: <http://www.RomeReources.com>

Salvi, S., Williams-Jones, A.E. 1997. Fischer-Tropsch synthesis of hydrocarbons during subsolidus alteration of the Strange Lake peralkaline granite, Quebec/Labrador, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61: 83-99.

Schalamuk, S., Landoni, P., González, M.J. 2013. Absorción UV en minerales de yacimientos argentinos: Potencial empleo en sanidad vegetal. 11° Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Actas: 147-150.

Schandl, E. S., Gorton, M. P. 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* 97: 629-642.

Schmidt, R.G. 1985. High-Alumina Hydrothermal Systems in Volcanic Rocks and their Significance to Mineal Prospecting in the Carolina Slate Belt. U.S. Geological Survey. Bulletin 1562. 59 pp.

Schoell, M., 1988. Multiple origins of methane in the Earth. *Chemical Geology* 71: 1-10 pp.

Shand, S.J. 1943. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. John Wiley & Sons. New York. 444 pp.

Shepherd, T.J., Rankin, A.H., Alderton, D.H.M. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie and Son, London. 240pp.

Sillitoe, R.H. 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita* 38:787-812.

Smith, M.P., Gleeson, S.A. y Yardley, B.W. 2013. Hydrothermal fluid evolution and metal transport in the Kiruna District, Sweden: Contrasting metal behavior in aqueous and aqueous-carbonic brines. *Geochimica et Cosmochimica* 102:89-112.

- Son, Y.S., Kang, M.K., Yoon, W.J. 2014. Pyrophyllite mapping in the Nohwa deposit, Korea, using ASTER remote sensing data. *Geosciences Journal* 18(3): 295-305.
- Steeffel, C.I., Atkinson, W.W. 1984. Hydrothermal andalusite and corundum in the Elkhorn district, Montana. *Economic Geology* 79: 573-579.
- Stuckey, J.L. 1967. Pyrophyllite deposits in North Carolina. *North Carolina Division of Mineral Resources. Bulletin* 80: 38 pp.
- Sun, S.S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. En Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society of London 42: 313-345.
- Thompson, A.B., 1970. A note on the kaolinite-pyrophyllite equilibrium. *American Journal of Science* 268: 454-458.
- Touret, J.L.R. 2001. Fluids in metamorphic rocks. *Lithos* 55: 1-25.
- Tsuzuki, Y., Mizutani, S. 1971. A study of rock alteration process based on kinetics of hydrothermal experiment. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 30: 15-33.
- Vega, T., Marzari, C., Bestard, P., Gelós, M. 2004. Una experiencia de trabajo interinstitucional para la creación del Parque Arqueológico Colomichicó, Nordpatagonia, Argentina. Universidad de Barcelona, Portal Iberoamericano de Cooperación y Gestión Cultural. *Boletín GC N° 9*: 26 pp.
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J., Weisink, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. In *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists. *Memoir* 62: 383-402.
- Watanabe, M. 1951. On the diaspore-pyrophyllite deposits of Fukue Island, Nagasaki Prefecture. *Science Reports of Tohoku University. 3d series*, Vol. 4(3): 171-183.
- Watanabe, T., Ishiyama, D., Mizuta, T., Matsubaya, O., Ishikawa, Y. 1994. Formation mechanism for the Yano-Shokozan Nishiyama-higashi pyrophyllite deposit, Hiroshima Prefecture: Implications for the genesis of the deposit from mineralogic, fluid inclusion and stable isotope data. *Resource Geology* 44(2): 111-123.
- Zanettini, J.C.M. 2001. Hoja Geológica 3772-II, Las Ovejas, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín N° 263*, 44 pp. Buenos Aires.
- Zanettini, J.C.M. 2018. Recursos minerales metalíferos y metalogénesis de la Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, *Anales* 55: 252 pp y 1 mapa. Buenos Aires.
- Zanettini, J.C.M. y Deza, M.A. 1990. Prospección geológico-minera en el área de reserva Varvarco, provincia del Neuquén 2ª parte. Corporación Minera del Neuquén SEP-Dirección General de Fabricaciones Militares (inédito), 9 pp. Mendoza.
- Zanettini, J.C.M., López, H. 1989. Prospección geológico-minera en el área de reserva Varvarco, provincia del Neuquén 1ª parte. Corporación Minera del Neuquén SEP-Dirección General de Fabricaciones Militares (inédito), 10 pp. Mendoza.
- Zappettini, E.O., Chericoff, C.J., Santos, J.O.S., Dalponte, M., Belousova, E., McNaughton, N. 2012. Retrowedge-related Carboniferous units and coeval magmatism in northwestern Neuquen province, Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 101: 2083-2104.
- Zappettini, E.O., Dalponte, M. 2009. Hallazgo de hierro bandeado en el basamento del sector occidental de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén: aspectos estratigráficos y metalgenéticos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64(3): 550-554. Buenos Aires.
- Zappettini, E.O., Dalponte, M., Leanza, H.A., Lagorio, S., Santos J.O., 2011. Edad y correlación de la Formación Colomichicó, sector septentrional de la Cordillera del Viento, Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén: 1374-1375.
- Zappettini, E.O., Korzeniewski L.I., Segal, S. 2014. Nuevos datos de las mineralizaciones polimetálicas del distrito Varvarco, Neuquén. XIX Congreso Geológico Argentino, Depósitos minerales: modelos y técnicas de exploración, Simposio 6-4, Actas (CD), Córdoba.
- Zappettini, E.O., Lagorio, S.L., Dalponte, M., Santos J.O., Belousova, E. 2018. Evidencias de magmatismo precuyano (Pliensbachiano - Toarciano) en el norte de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén: caracterización geoquímica, isotópica e implicancias tectónicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75(4): 533-558. Buenos Aires.
- Zappettini, E.O., Méndez, V., Zanettini, J.C.M. 1987. Metasedimentitas mesopaleozoicas en el noroeste de la provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42(1-2): 206-207. Buenos Aires.
- Zen, E. 1961. Free energy of formation of pyrophyllite from hydrothermal data: Values, discrepancies and implications. *The American Mineralogist* 54: 1592-1606.

Zhu, M., Wu, G., Xie, H., Liu, J., Mei, M., 2012. Geochronology and fluid inclusion studies of the Lailisigaoer and Lamasu porphyry-skarn Cu-Mo deposits in Northwestern Tianshan, China. *Journal Asian Earth Science* 49: 116–130 pp.

Zubia, M.A. 1984. Informe sobre las posibilidades mineras del área Volcán Domuyo, provincia del Neuquén. Dirección Nacional de Geología y Minería, Plan Patagonia Comahue Geológico Minero (inédito), 19 pp. Comodoro Rivadavia.