

# LA MINERALIZACIÓN EPITERMAL MIOCENA DEL COMPLEJO ESTRATOVOLCÁNICO QUEVAR, SALTA

PARTE 1: GEOLOGÍA Y PETROLOGÍA

Klaus ROBL<sup>1</sup>

PARTE 2: LA MINERALIZACIÓN

Klaus ROBL<sup>1</sup>, Milka K.de BRODTKORB<sup>2</sup> y Silvia AMETRANO<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Ulrichweg 13, A-6176 Völs, Austria. E-mail: Klaus.Robl@utanet.at

<sup>2</sup> Universidad de Buenos Aires, CONICET. E-mail: milkabro@gmail.com

<sup>3</sup> Universidad Nacional de La Plata. E-mail: ametrano@fcnym.unlp.edu.ar

## RESUMEN

El Complejo Volcánico Quevar está situado en la Puna, a unos 200 kilómetros al oeste de la ciudad de Salta, y cubre una superficie de aproximadamente 1500 km<sup>2</sup>. Al sudoeste del estratovolcán se sitúan las minas Vince, Armonía y Quespejahuar con paragénesis de Ag-Pb (Sb,As,Bi). La geología regional incluye una gran variedad de unidades de edades desde el Precámbrico a reciente. En el valle de Incahuasi, durante el Mioceno Superior, se situó un volcanismo dacítico a andesítico rico en K, a lo largo del lineamiento Calama-Olapapato-El Toro, que se manifiesta por capas de ignimbritas seguidos por el emplazamiento de grandes estratovolcanes, como por ejemplo el Quevar. En esta área se localizan dacitas (riodacitas) y andesitas pertenecientes a la unidad Dacita Principal, que actúa de roca hospedante de las mineralizaciones. La zona de alteración, que se encuentra al SO del estratovolcán, cubre un área de unos 50 km<sup>2</sup> y aflora sobre una distancia vertical de 1000 m. La mena se halla en vetas, venillas, bolsones y diseminada. Se pueden distinguir dos estadios; el primero se caracteriza por una paragénesis muy compleja de sulfuros y sulfosales de Ag localizados en el oeste de la mina Armonía dentro de una brecha muy silicificada. El contenido de Sb, As y Bi es muy variable en cada especie. El segundo estadio presenta una paragénesis de Pb-Zn (Sb-As) y se halla a lo largo de toda la quebrada. Estas mineralizaciones corresponden posiblemente al extremo sur de la provincia metalogénica polimetálica de Bolivia.

Palabras clave: *Complejo Quevar, Mineralogía, Alteración hidrotermal, Epitermal.*

**ABSTRACT:** *The Miocene epithermal mineralization of the Quevar Stratovolcan Complex, Salta.* The epithermal system of the Incahuasi Valley contains the three Ag-Pb-Zn mines of Vince, Armonía and Quespejahuar. They are located on the SW side of the Quevar Stratovolcan Complex, in the Puna, NW Argentina, and covers approx. 1500 km<sup>2</sup>. The geology of the region includes a variety of lithologic units varying in age from the Precambrian to present. During the Upper Miocene K-rich dacitic to andesitic volcanism occurred along major NW-SE trending wrench corridors (Calama- Olapapato-El Toro lineament) in the form of huge caldera eruptions (ignimbrite sheets) followed by large stratovolcanoes (e.g. Quevar). The mining area in the Incahuasi valley consists of a succession of (rhyo) dacites and andesites where the Main Dacite acts as the host-rock for all ore assemblages. The approximately 50 km<sup>2</sup> alteration zone on the SW flank of the Quevar Stratovolcan Complex crops out over a vertical distance of 1000 m. The mineralization occurs as veinlets, irregular bodies and disseminations in the host rock. Two main ore forming stages can be distinguished. The earlier one is characterized by a very complex variety of mostly fine grained Ag sulfides and sulfosalts located in the western end of the Armonía mine which is situated within a strongly silicified vuggy breccia dyke. These ore minerals have a strongly varying semi-metal content. The later ore forming stage is developed all along the creek and is regarded as a Pb-Zn-Sb assemblage. The ore mineralogy may correspond to the most southern part of the Ag-Sn metallogenic province of Bolivia.

Keywords: *Quevar Stratovolcan Complex, Mineralogy, Hydrothermal alteration, Epithermal.*

## PARTE 1. SÍNTESIS DE LA GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA

### INTRODUCCIÓN

El Complejo Quevar se localiza en la Pu-

na (entre 4.300 y 5.789 m s.n.m.) a unos 200 km de la ciudad de Salta, y cubre un área de aproximadamente 1.500 km<sup>2</sup> con un volumen estimado en 550 km<sup>3</sup> (Godard *et al.* 1999).

En el Mioceno Superior se produjo un

volcanismo dacítico a andesítico rico en K (ambiente de retroarco del lineamiento Calama-Olapapato-El Toro) representado por importantes estratovolcanes, entre ellos el Quevar. En este último la zona de alteración hidrotermal abarca

unos 50 km<sup>2</sup> y se localiza en el flanco sudoccidental del estratovolcán, preferentemente en la Dacita Principal, con una extensión vertical de más de 1000 metros. En su ladera sudoccidental, quebrada de Incahuasi, alberga un sistema epitermal polimetálico de Ag, Pb, Zn (Sb,As,Bi) en la que se hallan las minas Vince, Armonía y Quespejahuar (Fig. 1). Las mineralizaciones se alinean a lo largo de la Falla de la Mina en forma de venillas, bolsones y diseminaciones, todas ellas intermitentes y de poco desarrollo.

Desde el punto de vista mineralógico se pueden diferenciar dos estadios principales de mineralización. El primero está conformado por una serie de especies de Ag, miembros de la serie lillianita y del grupo de la andorita, como así también bournonita-seligmannita y galena, con texturas muy complejas. Una característica de estos minerales es la gran fluctuación química que presentan en los contenidos de Bi, Sb y As que fueron observados mediante microsonda electrónica. El segundo estadio está conformado especialmente por galena y sulfosales de plomo.

## GEOLOGÍA REGIONAL

Las rocas de la Formación Puncoviscana forman el basamento del estratovolcán El Quevar y de sus alrededores. Están conformadas por filitas, lutitas, esquistos y hornfels. La edad de esta unidad fue establecida sobre la base de icnofósiles (Aceñolaza y Durand 1986, Durand 1993) entre 550 y 650 Ma.

Las volcanitas miocenas-pliocenas son los elementos más significativos de la Puna. Se hallan importantes estratovolcanes como por ejemplo el Quevar y numerosos depósitos ignimbriticos. En las cercanías del Complejo Quevar dominan lavas ácidas a intermedias, piroclastitas y cuerpos subvolcánicos, como así también flujos ignimbriticos potentes y pequeñas erupciones básicas. En los últimos años se definieron unidades litológicas que fueron agrupadas por edades y litologías similares. Se hará una breve descripción de las mismas.

### **Ignimbritas del Complejo Aguas Calientes y sus equivalentes**

Esta Formación está constituida por ignimbritas dacíticas y tobas, con espesores variables entre 300 a 400 m, formadas durante el colapso de la caldera de Aguas Calientes. Están localizadas al este, parcialmente debajo del Complejo Quevar. Al norte aflora la Ignimbrita de Olacapató que posiblemente sea una fase tardía del Complejo Aguas Calientes. Parte de estas ignimbritas tienen alteración propilítica. Las ignimbritas del Complejo Aguas Calientes representan un estadio precaldera. Olson y Gilzean (1987) obtuvieron una edad de 17 Ma, confirmada posteriormente por Petrinovic *et al.* (1999).

### **La Dacita Quevar Principal y sus equivalentes**

Con este término se agrupan lavas ácidas y cuerpos subvolcánicos. El grueso de esta unidad está conformado por dacitas y en menor cantidad andesitas correspondientes al comienzo del volcanismo del Mioceno Superior y han sido muy erosionadas. Afloramientos importantes de estas unidades rocosas se encuentran en el Quevar, en las quebradas de Incahuasi, Toro Grande y Mamaturi, en la cuenca de Antuco, así como en algunas zonas en los alrededores del salar de Pastos Grandes. Son equiparables a la "dacita central" de Goddard *et al.* (1999).

Los integrantes efusivos y piroclásticos de la dacita principal y sus equivalentes se disponen en forma discordante sobre el Paleozoico (sedimentos marinos de la Formación Coquena y rocas ácidas porfíricas del Complejo Oire) y sobre el Terciario (sedimentos fluviales del Grupo Pastos Grandes) y se disponen discordantemente por debajo de la Formación Rumibola. Olson y Gilzean (1987) analizaron con el método K/Ar lavas de la quebrada de Mamaturi en 8,0±0,2 Ma y volcanitas en la zona de Antuco en 10,3±0,5 Ma.

### **Formación Pucará y sus equivalentes**

Blasco *et al.* (1996) agruparon andesitas y basaltos que afloran al oeste del Com-

plejo Quevar junto con la Dacita Principal anteriormente descrita, aunque poseen características distintas. Por el contenido en SiO<sub>2</sub> y K<sub>2</sub>O se puede diferenciar una serie rica en potasio y otra intermedia (Koukharsky 1988, Matteini *et al.* 1997, 1999), una datación dio el valor de 10,5±0,9 Ma.

### **Formación Rumibola y sus equivalentes**

Esta unidad está formada por lavas y cuerpos subvolcánicos básicos que erupcionaron después de la fase principal de la deformación Quechua (Coira y Paris 1981). A ella pertenecen las andesitas hornblendíferas de los volcanes Tul Tul, del Medio y Pocitos, y las andesitas de Esquina Azul, así como también las andesitas finales del estratovolcán Quevar. Característico de estas rocas es su color rojizo en partes violeta, que en superficie fresca son grises. Las andesitas de la Formación Rumibola yacen discordantemente sobre lavas (rio) dacíticas hasta andesíticas, ignimbritas y tobas de las formaciones Tajamar, Aguas Calientes, Pucará, como así también de la Dacita Principal. Coira y Paris (1981) le asignaron una edad de 8±1 Ma, sobre la base de su correlación con volcanitas equivalentes.

### **Formación Becqueville y sus equivalentes**

En general se trata de lavas y cuerpos subvolcánicos con quimismo dacítico. Está expuesta en el cerro Verde, al este de El Quevar y en la zona del abra de La Lagunita. Sobre la base de relaciones estratigráficas y correlaciones con rocas equivalentes se puede admitir para ella una edad miocena tardía a pliocena.

### **Volcanitas cuaternarias**

La deformación Diaguita hace 2 a 3 Ma dio lugar a la última fase magmática de la Puna, en la que al NE del Complejo Quevar se formó, en varias fases, el estratovolcán Tuzgle.

### **Evaporitas**

Una característica de la región es la pre-

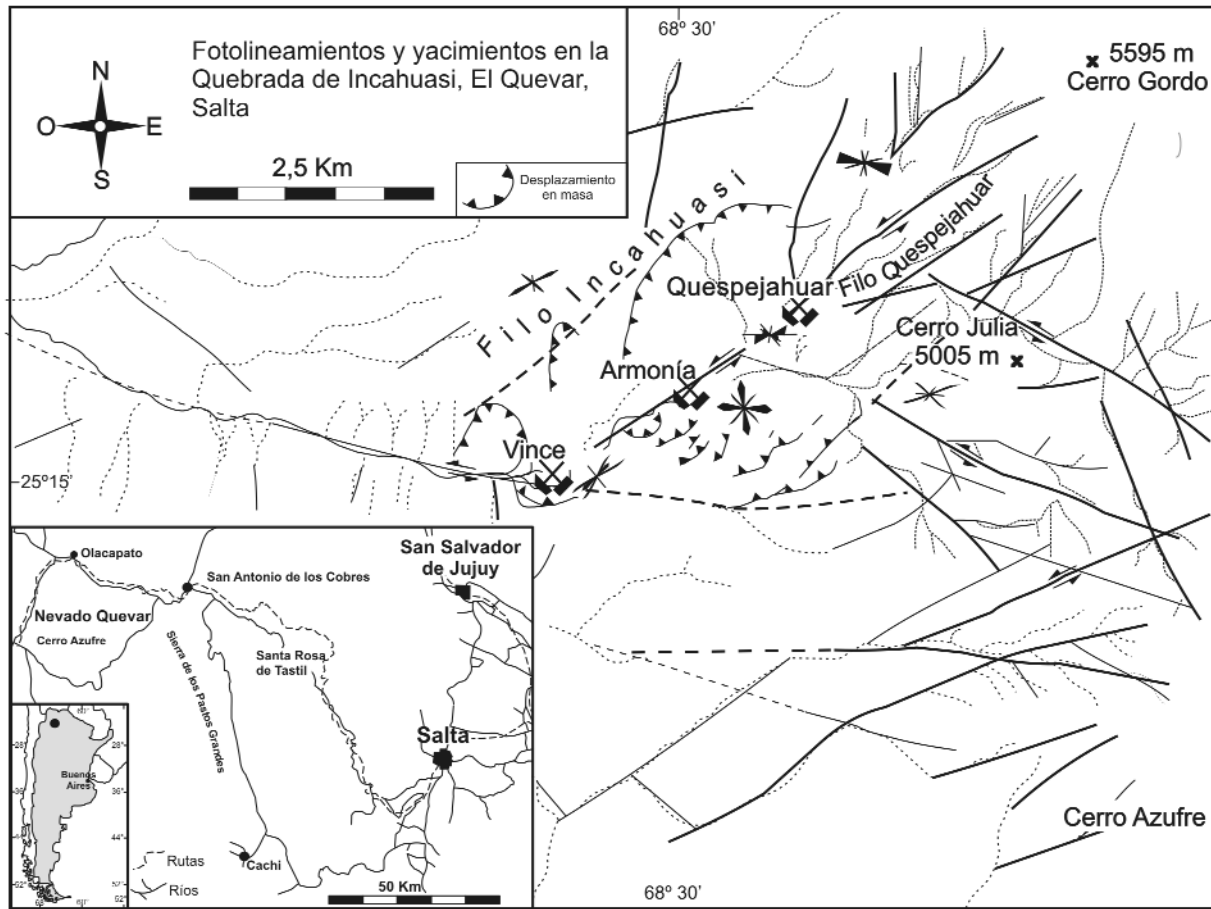


Figura 1: Fotolineamientos y ubicación de las minas en la quebrada de Incahuasi.

sencia de sales. El Complejo Quevar está rodeado por los salares Pocitos, Rincón, Cauchari, Pozuelos, Centenario y Pastos Grandes.

**GEOLOGÍA LOCAL**

Dacitas y andesitas constituyen la litología dominante, en menor proporción se presentan riolitas. El complejo volcánico, con sus tres centros efusivos cerro Quevar, Cerro Gordo y Cerro Azufre, se formó en el Mioceno Superior, es decir entre 10 y 8 Ma (Olson y Gilzean 1987), en una época en que la reactivación del volcanismo produjo otros complejos volcánicos como Pocitos-del Medio-Tul Tul (Koukharsky y Munizaga 1993, Matteini et al. 2002). Ellos son parte de la cadena volcánica transversal que se localiza al lado del lineamiento Calama-Olapapato-El Toro, que continúa hasta Chile. A continuación se describen las unidades

estratigráficas más importantes del Complejo Quevar.

**Ignimbritas de Pastos Grandes y de Olacapato**

La formación de las ignimbritas comenzó hace  $10,3 \pm 0,3$  Ma (Olson y Gilzean 1987, Petrinovic 1994) con flujos de gran volumen de materiales piroclásticos riodacíticos-dacíticos que cubren sedimentos ordovícicos y terciarios. En parte, la posición del basamento es responsable de la altura del Complejo Quevar. Estas ignimbritas son las volcanitas más antiguas del Complejo Quevar y posiblemente se formaron al mismo tiempo, o un poco después, que aquellos del Complejo Cerro Verde-Aguas Calientes. Las erupciones posiblemente se produjeron desde la caldera Aguas Calientes cuya parte occidental quedó debajo de las volcanitas del Complejo Quevar, es decir de un centro de erupción en la parte central del

Complejo Quevar. Estos flujos, de hasta 400 m de espesor, forman los flancos N y SE del Quevar. Las ignimbritas tienen composición dacítica y pertenecen a la serie calcoalcalina rica en potasio con afinidades shoshoníticas. Se trata de ignimbritas ricas en cristales de plagioclasa (20-30%), cuarzo (15-25%) y biotita (5-10%) y que tienen en promedio 2 milímetros. Las ignimbritas presentan un alto grado de soldadura y su edad y parentesco (tanto por geoquímica, como por petrografía) con las Ignimbritas Aguas Calientes hablan a favor de una erupción tardía de la caldera Aguas Calientes, es decir están genéticamente relacionadas. La Ignimbrita Pastos Grandes aflora en los alrededores de Santa Rosa de los Pastos Grandes en la parte SE del Complejo Quevar, cubriendo a la Formación Pozuelos. En la ladera SE del cerro Azufre llega a tener una potencia máxima de 60 m y cubre una superficie de aproximada-

mente 20 km<sup>2</sup>. Tiene una composición dacítica con cristoclastos de cuarzo, plagioclasa, biotita y augita. La matriz contiene microlitas de feldespato, piroxeno y vidrio, en partes recristalizado.

La Ignimbrita Olacapato posee una composición dacítica y se caracteriza por la casi total falta de pómez y fragmentos líticos. Está conformada por cristoclastos de plagioclasa, biotita, cuarzo, augita y escasa cantidad de feldespato potásico. La pasta está formada en parte por microlitas y en parte por vidrio. Esta ignimbrita cubre a sedimentos terciarios como así también a la Formación Coquena (Ordovícico). Estratigráficamente por encima siguen la Andesita Esquina Azul y la Dacita Quevar.

### Riolitas y perlititas del S y SO del Complejo Quevar

Al oeste del cerro Azufre se emplazó un domo lávico riolítico que hoy aflora en las quebradas Incahuasi y Quirón. La riolita es gris clara a blanco y presenta desvitrificación. Sus bordes están en parte fuertemente brechados y perlitizados habiendo dado lugar a explotaciones intermitentes.

### Dacita principal y equivalentes

Sobre las riolitas se encuentran los representantes del ciclo volcánico principal que se componen de rocas eruptivas dacíticas y en menor cantidad flujos de bloques y cenizas. Se pueden diferenciar 5 centros de actividad. La erupción inicial (Dacita Principal) posiblemente surgió de un canal de erupción en el ámbito del cerro Gordo o poco al norte de él. Aflora solamente en las quebradas profundas de Incahuasi, Toro Grande y Mamaturi. Presentan una intensa alteración ligada a la estructura, en parte asociada a mineralización de sulfuros.

Su color es gris a gris castaño, contiene fenocristales de plagioclasa (2-4 mm) y en menor proporción de biotita, piroxeno y hornblenda. Los fenocristales de cuarzo son poco abundantes y localmente pueden faltar. La relación pasta/fenocristales es de 3/1. Posiblemente, como

fase tardía de la dacita principal, se extruyó la Dacita Quevar de un centro emisor debajo del cerro Quevar, cubriendo grandes partes del N y O del mismo.

Más tardíamente, este camino de salida fue reactivado por la Andesita Esquina Azul, seguido por la Dacita La Cumbre, con lo que el volcanismo finalizó.

Las dacitas tienen inclusiones máficas ricas en hornblenda y plagioclasa. En la parte norte contiene preferentemente olivina y augita como inclusiones en la hornblenda. Estas características indican una mezcla de magmas máfico y dacítico.

### Andesita Azufre

A continuación, la actividad volcánica se trasladó al SO. Se extruyeron las lavas andesíticas del cerro Mamaturi y del cerro Quirón Colo. Después de estos episodios, irrumpió la manifestación volcánica más importante desde una chimenea entre el cerro Azufre y el cerro Gordo, que cubrió grandes partes del Complejo Quevar con excepción de la región norte y de las cumbres de cerro Mamaturi y cerro Quirón Colo. Estas andesitas junto con la Andesita Esquina Azul son consideradas parte de la Formación Rumibola (Blasco *et al.* 1996). Al norte del cerro Azufre, en forma de un semicírculo de 3km de diámetro, en una estructura parecida a una caldera, se presentan brechas y depósitos de azufre fumarólico que enmarcan esa chimenea de explosión. Las dos últimas fases volcánicas son la Andesita Esquina Azul y la Dacita La Cumbre.

### Andesita Esquina Azul

En el norte, en la localidad de Esquina Azul, se depositaron lavas andesítico-basálticas que fluyeron hacia el norte y el este. Olsson y Gilzean (1987) obtuvieron una edad K-Ar para esta andesita de 8,3 ± 0,3 Ma.

### Dacita La Cumbre

En el centro del Complejo Quevar se depositó la Dacita La Cumbre, cumbres del cerro Quevar y del cerro Gordo. Por causa de la erosión, hoy en día hay dos cuerpitos dacíticos aislados (cerro El Quevar y

cerro Gordo). La roca está constituida por fenocristales de sanidina de hasta 6 cm de largo, posiblemente por haber permanecido mucho tiempo en la cámara magmática, en equilibrio con la matriz. Esto favorece la interpretación de un crecimiento en las paredes de la cámara magmática por sobre un ambiente exógeno.

La Dacita Quevar, probablemente la más antigua, es similar. Tiene fenocristales de sanidina más pequeños, quizá debido a una permanencia más corta en la cámara magmática.

## EVOLUCIÓN MAGMÁTICA DEL COMPLEJO QUEVAR

La secuencia volcánica en el cerro Quevar muestra una tendencia en la composición química de las lavas extruídas. Hay una secuencia desde las riolitas iniciales de las quebradas de Quirón e Incahuasi, hacia las dacitas del complejo central, a la Andesita Azufre y a las andesitas basálticas de Esquina Azul. Solamente la Dacita La Cumbre, como fase final, tiene una posición especial, aunque una asociación con la dacita principal es posible. Este cuadro también se corresponde con la tendencia regional de las riodacitas del Complejo Aguas Calientes hasta las andesitas de los volcanes Pocitos, del Medio y Tul Tul, que junto al Quevar forman la cadena de volcanes transversales.

## TECTÓNICA

El Complejo Quevar está limitado por tres lineamientos. En el norte por el fallamiento transversal Calama-Olacapato-El Toro de rumbo ONO y que fue reactivado numerosas veces desde el Precámbrico (Alonso *et al.* 1984). En el sur se halla el fallamiento Pastos Grandes que es una ramificación del lineamiento anterior. En el este se encuentra el fallamiento Antuco-Río Pastos Grandes de rumbo norte o sea paralelo al borde de los Andes, posiblemente date desde el Ordovícico, fue reactivada hasta tiempos recientes y forma el límite entre el Complejo Quevar y el Complejo Aguas Caliente (Petrinovic

1994). El Complejo Quevar está dominado por fallas sinestrales de inclinación subvertical.

Entre los corrimientos se llega a estructuras *pull apart* que están limitadas por deslizamientos NE-SO. Estas estructuras *pull apart* controlan el lugar de los centros volcánicos a lo largo de un eje NE (Petrinovic 1994). En el ámbito de la quebrada de Incahuasi se originó una hondonada con forma de caldera.

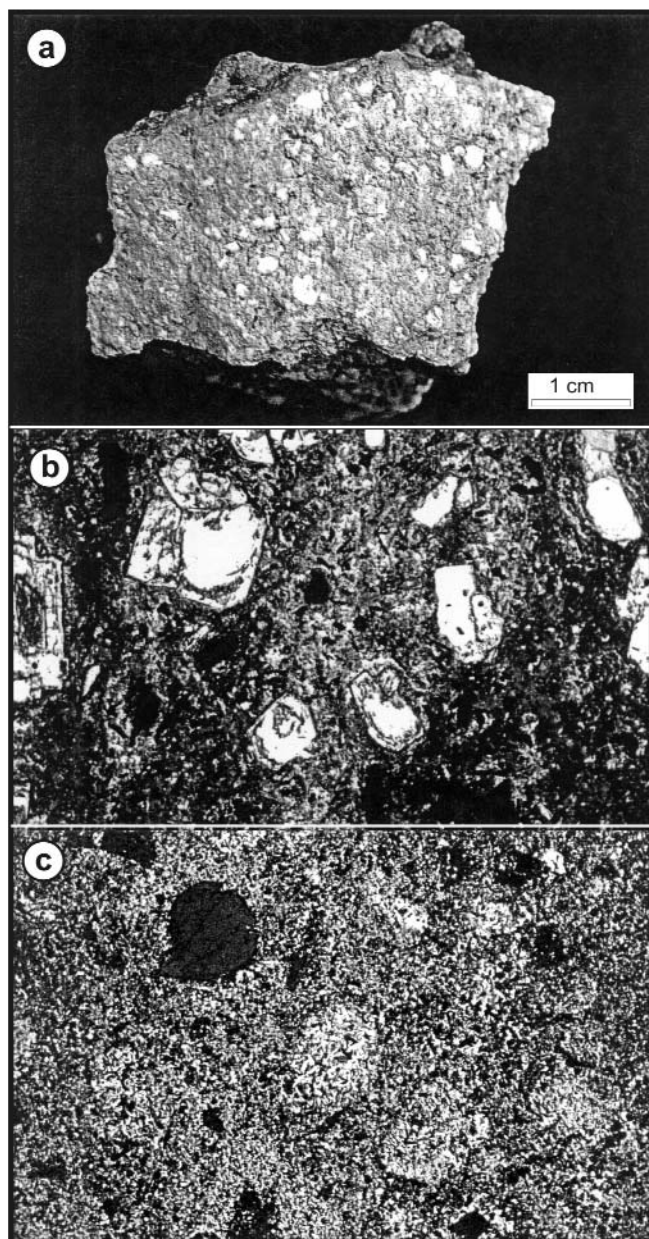
## ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

Los cuerpos con alteración hidrotermal abarcan una superficie de unos 50 km<sup>2</sup> desde la quebrada de Incahuasi extendiéndose hacia el norte a la quebrada Toro Grande y quebrada Mamaturi. En la zona de estudio están alteradas, fundamentalmente, las dacitas, riodacitas y andesitas de la unidad dacita principal. La alteración se halla predominantemente en las estructuras NE y NO y se acrecienta en la zona de cruce de fallas.

Goddard *et al.* (1999) señalaron que esta alteración es algo más antigua que la Dacita La Cumbre. En el ámbito de las quebradas de Incahuasi y Toro Grande se observa que la Andesita Azufre, que está por encima con una discordancia visible sobre la dacita principal, no está afectada por alteración hidrotermal.

La dacita principal muestra grandes áreas de alteración arcillosa y arcillosa avanzada (Figs. 2 a, b). La roca está parcialmente blanqueada y lixiviada, y localmente las texturas primarias se perdieron en su totalidad. En rocas poco alteradas se observan minerales del grupo de la montmorillonita como así también halloysita e illita. Cristobalita y alunita muestran una posible sobreimposición por una alteración de tipo *steam heated*. La alunita es especialmente abundante en el filo Quespejahuar (Fig. 2c).

Es frecuente también la silicificación intensa y la presencia de cuarzo residual (*ruggy quartz*) (Fig.3a). Los minerales de alteración más frecuentes son alunita, cristobalita, caolinita, tridimita, cuarzo,



**Figure 2:** a) Dacita principal con alteración arcillosa. b) Fotografía microscópica con alteración arcillosa, con analizador. c) Fotografía microscópica de la dacita principal. Se observa alunita pseudomorfa de plagioclasa, con analizador.

yeso y azufre. Alteraciones hematíticas y jarosíticas están difundidas.

En la quebrada de Incahuasi, la sericitización se circunscribe a zonas de fallas, de brechas y alrededor de las mineralizaciones. El área donde se distribuye con mayor preponderancia es al este del filo Quespejahuar y por debajo del cerro Fernando. También se la halla en la zona de Armonía y se le sobrepone la alteración arcillosa avanzada o la silicificación.

Las áreas de propilitización son de poca importancia comparadas con las enormes zonas argilitizadas y se localizan al

sur del cerro Fernando y al sur de la mina Vince. Se encuentran preponderantemente en rocas andesíticas pero también dacíticas. En ellas, los minerales máficos primarios, biotita, augita y hornblenda, están alterados parcial o totalmente a clorita, epidoto y calcita.

Las zonas propilitizadas muestran una paragénesis de baja temperatura con presencia de zeolitas, minerales del grupo de la montmorillonita, muscovita y calcita; son escasos la clorita y el epidoto. La plagioclasa es reemplazada desde el centro por calcita y eventualmente epidoto. La

matriz vítrea es de grano muy fino y de color verde; se pueden identificar epidoto y zeolitas en forma de agujas. Estas últimas pueden rellenar también cavidades. Las zeolitas fueron identificadas por rayos X y se hallaron las variedades heulandita, clinoptilolita, laumontita y yugawaralita. La heulandita se puede usar como geotermómetro porque es estable hasta los 210°C, ya que por encima de esta temperatura se forma wairakita.

Al mismo tiempo se presenta una piritización que depende de la cantidad de minerales máficos. El feldespato se destruye parcialmente y también hay transformación de la matriz vítrea en albita, cuarzo y zeolitas.

En las fallas Río Pastos Grandes hay otra conspicua zona de alteración con abundante malaquita, la que no fue observada en otros sectores del área.

## PARTE 2: LA PARAGÉNESIS MINERAL DEL DISTRITO EL QUEVAR

### INTRODUCCIÓN

Las primeras determinaciones mineralógicas de este distrito polimetálico la presentaron Brodtkorb y Ametrano (1975). Más recientemente se realizó una tesis doctoral (Robl 2003) en el Instituto de Mineralogía de la Universidad de Salzburgo, Austria, en la que se pudo determinar la compleja variabilidad química de los minerales presentes, motivo de este trabajo.

La mineralización corresponde a un sistema epitermal polimetálico, Ag, Pb, Zn (Sb,As,Bi) que se localiza al sudoeste del complejo volcánico, en la ladera sur de la quebrada de Incahuasi. Las tres minas más destacadas son Armonía (24°21'02'' - 66°50'14''), Vince (24°20'19'' - 66°50'48'') y Quespejhuar que se localizan en una franja de 3 km de largo. Fueron explotadas intermitentemente por Ag y Pb, por medio de destapes, rajos, chiflones y galerías.

En el Mioceno Superior se produjo en la zona un volcanismo dacítico, con grandes erupciones de mantos ignimbríticos a

los que siguieron el emplazamiento de importantes estratovolcanes complejos de edades entre 10 - 8 Ma (Olson y Gilzean 1987), entre ellos el Quevar. En la Qda. de Incahuasi se presentan tres lineamientos. El primero, de rumbo NO-SE corresponde a la estructura Calama-Olacapato-Toro, y contiene la paragénesis argentífera de la Mina Armonía. (estadio 1). El segundo corresponde a fallas de extensión entre las estructuras antes mencionadas y en ellas se localizan las principales mineralizaciones de Pb-Zn del distrito (estadio 2). Finalmente se emplazaron fallas más jóvenes de rumbos E-O que desmembraron los distintos cuerpos de mena.

### LA MINERALIZACIÓN

En el trabajo de Brodtkorb y Ametrano (1975), que se realizó sobre muestras de mina Armonía, se habían reconocido numerosos minerales, fundamentalmente por vía óptica, algunos por medio de rayos X y otros mediante análisis semicuantitativos de microsonda. El hallazgo de nuevas sulfosales se debe al uso de análisis efectuados con microsonda electrónica, ya que ópticamente estas especies no son reconocibles ni muchas veces diferenciables entre sí. Estos análisis se realizaron en la microsonda de la Universidad de Salzburgo (JEOL JXA-8600 + LINK-eXL, 25 kV / 35 nA) y como patrones se utilizaron: CuFeS<sub>2</sub> (CuK $\alpha$ , FeK $\alpha$ ), PbS (PbL $\alpha$ ), Ag (AgL $\alpha$ ), ZnS (ZnK $\alpha$ , SK $\alpha$ ), FeAsS (AsK $\alpha$ ), Sb<sub>2</sub>S<sub>3</sub> (SbL $\alpha$ ), Bi<sub>2</sub>S<sub>3</sub> (BiL $\alpha$ ), CdTe (CdL $\alpha$ , TeL $\alpha$ ).

La mineralización de tipo 1, presente en la mina Armonía, es argentífera y los minerales de Ag hallados son miargirita, owyhecita, pirargirita/proustita, polbasita/pearceita, diaforita/ Bi-diaforita, freibergita, escasa stephanita, andorita y miembros de la serie lilianita (LHS) junto a pirita y galena.

La mineralización de tipo 2, de Pb-Zn-Sb en ganga de baritina, se halla en las minas y manifestaciones de toda la quebrada (Fig. 3b). Las especies predominantes son geocronita/ jordanita, con galena, es-

falerita y pirita. En una segunda etapa cristalizaron boulangerita, "plumosa", robinsonita, launayita, zoubekita (Fig. 4) y diversas fases hasta ahora no conocidas (Robl 2003). Como última precipitación se reconoció en algunos sectores marcasita, melnicovita, y criptomelano en pequeñas cavidades.

La mineralización se presenta generalmente en cuarzo esponjoso ("muggy quartz"), de colores grises debido a su contenido de sulfuros y sulfosales de grano muy fino, en huecos dejados por el brechamiento de la roca hospedante, como así también ocupando lugares dejados por la alteración y solubilización de fenocristales de feldespatos (Fig. 3b).

Como minerales supergénicos se observaron acantita, covellina, clorargirita, plumbojarosita, jarosita, goethita, hematita y calcantita.

En el cuadro 1 se presenta la paragénesis 1 del yacimiento Armonía, incluyendo los hallados en 1975 y los que posteriormente se determinaron mediante microsonda. En el mismo cuadro se puede observar la asociación Pb-Zn-Sb (paragénesis 2) de la quebrada Incahuasi.

#### Los minerales comunes

**Pirita (S<sub>2</sub>Fe):** Es una especie ubicua y se presenta en tres generaciones. Una primera es subidiomorfa a xenomorfa, anisótropa y se halla muy brechada. La segunda, asociada a la mineralización argentífera, es idiomorfa y muestra un crecimiento zonal concéntrico con bordes ricos en plata, visible en imágenes de electrones retrodispersados. En una facies posterior cristalizaron piritas idiomorfas, isotropas y sin crecimiento zonal. Puede reemplazar pseudomórficamente a tablillas de baritina. Finalmente el sulfuro de hierro se precipitó, en algunos lugares, como marcasita y melnicovita.

**Esfalerita (ZnS):** Este sulfuro se reconoció en dos estadios. Una primera generación, con reflejos internos castaño-rojizos, es ferrífera y se presenta asociada a galena, *fallore* y pirita. Puede estar íntimamente intercrecida con las tablillas de baritina, ahora transformadas en pirita. La esfale-

**CUADRO 1:** Minerales de la paragénesis 1 y 2

Paragénesis (1975)	Paragénesis en Armonía (1)	Paragénesis de Pb-Zn-Sb (2)
pirita	pirita	pirita
galena	galena	galena
esfalerita	esfalerita	esfalerita
calcopirita	calcopirita	
pirargirita	pirargirita/ proustita	pirargirita
miargirita	miargirita	
polibasita	polibasita/pearceita	
stephanita ?	stephanita	
famatinita	famatinita	
enargita		
	tetraedrita	
tennantita	tennantita	
freibergita	freibergita	
semseyita	owyheeita	
	zoubekita	
aramayoita	aramayoita	
diaforita	diaforita/ Bi-diaforita	
	freieslebenita/ Bi-freieslebenita	
	"brogniardita"/ Bi-"brogniardita"	
	andorita (AHS)	
	lillianita/ gustavita (LHS)	
	X1	
	X2	
	X3	
	X 5	
	X 6	
	X 7	
	X 8	
	X 9	
		geocronita/ jordanita
		boulangerita
		"plumosita"
		robinsonita
		launayita
		X 4
		X 10
casiterita		
estannita var.1		
estannita var.2		
acantita	acantita	
covellina	covellina	
		marcasita
		melnicovita
		psilomelano

rita en la paragénesis 2, es muy abundante y está intercrecida con geocronita/jordanita, boulangerita y es reemplazada a su vez por galena. Sus reflejos internos

son entonces blanquecinos y corresponden a una facies pobre en hierro, formada a menor temperatura.

*Galena (PbS)*: Este sulfuro se encuentra en ambos tipos de mineralización y se presenta en varias generaciones asociada a gran cantidad de especies, algunas veces con estructura mirmequítica. La galena relacionada con la mineralización argentífera es anisótropa lo que se debe a la incorporación de una molécula de matildita, siendo su fórmula  $Pb_{0,77}(Ag,Cu)_{0,13}(Bi,Sb)_{0,14}S_{0,97}$ . En la paragénesis con Pb-Zn la galena es muy abundante y se halla intercrecida principalmente con geocronita/jordanita. Una primera generación de galena contiene hasta 2% atómico de Sb y otra posterior es prácticamente estequiométrica.

*Calcopirita (CuFeS<sub>2</sub>)*: Es escasa y fue observada en granos de hasta 50  $\mu\text{m}$  en bournonita, "fablore", famatinita y pirita.

### Los minerales de la paragénesis 1

#### Sulfuros y sulfosales de cobre

Estas especies están representados por *fablore*, bournonita/seligmannita, escasa enargita y famatinita.

*Los fablore ((Cu,Ag)<sub>12</sub>(As,Sb)S<sub>13</sub>)*: El término *fablore* resulta muy apropiado para hablar de esta familia, ya que sin análisis químicos no son reconocibles ópticamente. Los análisis realizados con microsonda permitieron establecer que la tetraedrita ( $Cu_3SbS_4$ ) es la más abundante seguida por freibergita ( $Ag_3SbCu_4$ ), siendo la tennantita ( $Cu_3AsS_4$ ) escasa (Cuadro 2). La tetraedrita se asocia con varios minerales, especialmente de cobre y reemplaza a famatinita y bournonita. En la zona de oxidación se altera a acantita y covellina.

La freibergita suele estar reemplazada desde los bordes por polibasita/pearceita y pirargirita/proustita.

*Bournonita (PbCuSbS<sub>3</sub>) / seligmannita (Pb Cu AsS<sub>3</sub>)*: Estas dos especies forman una serie isomorfa y, como se puede apreciar en el Cuadro 3, en esta localidad se trata de miembros intermedios. Se caracterizan por sus típicas maclas en "parquet". En la paragénesis 1 son abundantes y se pre-

sentan en agregados de hasta 1mm (Fig. 5c) frecuentemente penetrados por agujas de owyheeita. Suelen rodear a asociaciones de galena, diaforita, aramayoita y miargirita.

*Famatinita (Cu<sub>3</sub>SbS<sub>4</sub>) y enargita (Cu<sub>3</sub>AsS<sub>4</sub>)*: En mina Armonía se puede encontrar famatinita en granos de hasta 1mm intercrecida con bournonita y tetraedrita, algunas veces en forma relicta dentro de esta última, motivado por reemplazo. Su composición química figura en el cuadro 3. Enargita fue observada solamente en las muestras estudiadas por Brodtkorb y Ametrano (1975).

#### Las sulfosales de plata

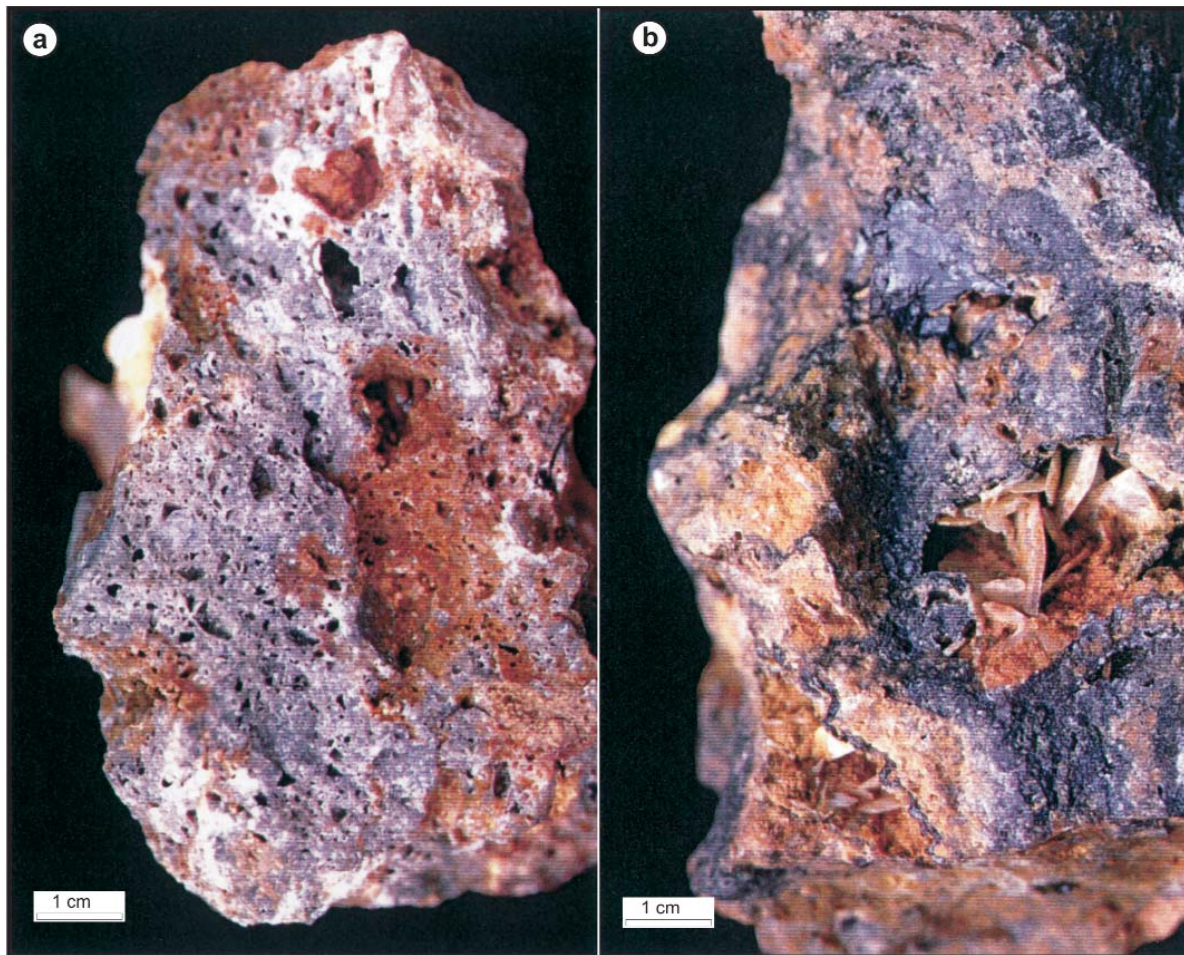
Estos minerales se hallan predominantemente en la paragénesis 1.

*Miargirita (AgSbS<sub>2</sub>)*: Es el mineral de Ag más abundante en el Quevar y se presenta como granos sub a idiomorfos de más de 1 milímetro. Su color varía, debido al pleocroísmo que posee, entre blanco grisáceo y celeste. Los granos anhedrales de este mineral frecuentemente presentan una cierta secuencia en torno a sus bordes manifestada por anillos que rodean a miargirita constituidos por diaforita, y más exteriormente por asociaciones de bournonita/seligmannita y *fablore*; otras veces por galena, owyheeita, andorita y miembros de la serie lillianita. A su vez es reemplazada por polibasita/pearceita y por pirargirita/proustita y a su vez reemplaza a bournonita y *fablore*. Su composición química es muy fluctuante (Fig. 5b) y se encuentra en el cuadro 3.

*Pirargirita (Ag<sub>3</sub>SbS<sub>3</sub>) / proustita (Ag<sub>3</sub>As S<sub>3</sub>)*: Forman una serie isomorfa sólo diferenciable mediante análisis con microsonda (Cuadro 3; Fig. 6). Son los minerales argentíferos más importantes en el Quevar después de miargirita.

*Polibasita (Ag<sub>10</sub>Sb<sub>2</sub>S<sub>11</sub>) / pearceita (Ag<sub>10</sub>As<sub>2</sub>S<sub>11</sub>)*: Estos minerales son de color gris verdoso, la anisotropía es fuerte con efectos de color muy marcados entre verde claro y castaño-rojizo. Presenta reflejos internos rojos (especialmente en pearceita) y maclas polisintéticas.

Generalmente se presentan en granos de



**Figura 3:** a) Mina Armonía. Cuarzo esponja (*Vuggy quartz*). Los fenocristales fueron lixiviados y la matriz se encuentra silicificada. b) Mina Armonía. Muestra típica de la paragénesis 2. La mena es preponderantemente de geocronita/jordanita. En espacios vacíos de la brecha se depositaron cristales de baritina.

**CUADRO 2:** Composición química y fórmulas de tetraedrita, freibergita y tennantita.

		Cu	Ag	Fe	Zn	Cd	Sb	As	S	
tetraedrita	min	24,01	3,02	0	5,72	0,57	21,29	0,32	21,05	
	n=17	max	28,33	19,71	0,32	7,61	1,08	29,14	4,09	24,94
freibergita	min	22,83	20,15	0,13	6,34	0,13	19,36	0,67	21,05	
	n=10	max	24,35	21,70	0,40	6,97	1,08	27,14	5,07	25,38
tennantita	n=1	40,10	1,97	1,25	6,36	0	9,67	14,08	25,55	

Tetraedrita  $\text{Cu}_{6,72-9,98}\text{Ag}_{0,29-3,35}\text{Fe}_{0,00-0,35}\text{Zn}_{1,54-1,96}\text{Sb}_{3,08-4,21}\text{As}_{0,06-2,97}\text{S}_{12,16-13,29}$

Freibergita  $\text{Cu}_{6,44-6,91}\text{Ag}_{3,19-3,55}\text{Fe}_{0,00-0,01}\text{Zn}_{1,74-1,90}\text{Sb}_{2,71-4,12}\text{As}_{0,10-1,14}\text{S}_{12,17-13,43}$

Tennantita  $\text{Cu}_{9,98}\text{Ag}_{0,39}\text{Fe}_{0,35}\text{Zn}_{1,54}\text{Sb}_{1,26}\text{As}_{2,97}\text{S}_{12,61}$

150 a 500  $\mu\text{m}$  asociados a pirargirita/proustita, junto a bournonita/seligmanita, y como pequeñas inclusiones en galena. También están intercrecidas con otros minerales y se hallan reemplazando a freibergita.

Forman una serie isomorfa y su composición química se puede apreciar en el cuadro 3.

*Stephanita* ( $\text{Ag}_5\text{SbS}_4$ ): Esta sulfosal es escasa en estas paragénesis y fue observada

como granos de hasta 30  $\mu\text{m}$ . Su composición química figura en el cuadro 3. Brodtkorb y Ametrano (1975) la habían hallado acompañando a polibasita.

*Aramayoíta* ( $\text{Ag}(\text{Sb},\text{Bi})\text{S}_2$ ): Se halla en cristales de hasta 2 mm por lo que Brodtkorb y Ametrano (1975) la habían podido determinar mediante rayos X. Granos de 200 a 500 m se encuentran frecuentemente en el centro de asociaciones muy complejas de hasta varios milímetros.

Puede encontrarse asociada a pirita con anisotropía (Fig. 5a) la que podría deberse a un bajo contenido en As o un crecimiento tensional. Suele presentar inclusiones orientadas de galena<sup>2</sup> o de miargirita<sup>2</sup>. Alrededor de aramayoíta puede observarse una zona de 100-150 m de granos de color crema cuya reflectividad se halla entre galena y bournonita y cuya composición química varía entre  $\text{Pb}_3\text{Ag}_2(\text{Sb},\text{Bi})_6\text{S}_{13}$ ,  $\text{Pb}_3\text{Ag}_2(\text{Sb},\text{Bi})_5\text{S}_{12}$  y  $\text{Pb}_3\text{Ag}_2(\text{Sb},\text{Bi})_5\text{S}_{11}$ , que se denominaron X1, X2 y X3 respectivamente. En esta franja se visualiza también "brongniardita" en agregados de hasta 0,5 mm y freislebenita en el que el Sb está casi completamente sustituido por Bi (Bi-freislebenita). En una posición más externa se alternan polibasita/pearceíta y pirargirita/proustita, algunas veces asociados a owyheeíta y Bi-freislebenita, y finalmente galena que puede estar flanqueada por acan-



**CUADRO 3:** Composición química y fórmulas de sulfuros y sulfosales de Cu.

		Cu	Ag	Pb	Bi	Sb	As	S
famatinita n=8	min	39,05	0	0	0	20,70	1,12	28,22
	max	44,93	3,21	1,92	0	26,41	5,71	28,93
teórico		43,27	-	-	-	27,63	-	29,10
bournonita n=50	min	12,17	0	41,66	0	17,48	0	18,19
	max	14,12	2,44	49,61	1,14	23,83	4,58	20,71
teórico		13,01	-	42,40	-	24,91	-	19,68
seligmanita n=6	min	13,07	0	45,17	0	6,07	10,94	20,06
	max	14,67	0	46,83	0	8,01	13,04	21,67
teórico		14,38	-	46,89	-	-	16,96	21,77

Famatinita  $Cu_{2,80-3,05}Ag_{0,00-0,14}Pb_{0,00-0,04}Sb_{0,73-0,98}As_{0,07-0,33}S_{3,89-4,01}$

Bournonita  $Pb_{0,96-1,22}(Cu_{0,92-1,05}Ag_{0,00-0,11})_{0,98-1,06}(Sb_{0,69-0,96}As_{0,00-0,29}Bi_{0,00-0,03})_{0,94-1,03}S_{2,98-3,05}$

Seligmanita  $Pb_{0,97-1,05}Cu_{1,01-1,05}(As_{0,66-0,78}Sb_{0,22-0,30})_{0,96-1,01}S_{2,95-3,00}$

tita (Fig. 5c).

### Los minerales con sustituciones importantes de Bi

Las sulfosales de Ag, Pb, Sb se encuentran muy asociados, están emparentadas químicamente y no son diferenciables ópticamente. Con microsonda electrónica se pudo comprobar la gran variabilidad química como así también su compleja relación de crecimiento. Estos minerales son diaforita, freieslebenita y "brongniardita" y sus variedades bismutíferas que seguramente podrían corresponder a minerales nuevos.

En un triángulo composicional se hallan en una línea entre galena y  $Ag(Sb,Bi)S_2$ , junto a las fases X 5 a X 9.

**Diaforita** ( $Pb_2Ag_3Sb_3S_8$ ): Una primera determinación semicuantitativa con microsonda fue realizada por Brodtkorb y Ametrano (1975). Los granos son alotriomorfos y el mineral es de color gris mediano, con birreflectancia entre gris y gris verdoso y poder reflector parecido a la posición más oscura de owyhecita, difícil de diferenciar de bournonita. Posee maclas polisintéticas. Es un mineral abundante en mina Armonía, asociada a bournonita, miargirita, pirargirita, polibasita, andorita y miembros de LHS. Se puede presentar como inclusiones redondas en tetraedrita y galena, y también puede incluir a granos idio y alotriomorfos de pirita. Químicamente se hallan granos con predominancia de Sb y otros en que el Sb está sustituido por Bi (Cua-

dro 4) que fue denominada Bi-diaforita. Freieslebenita ( $PbAgSbS_3$ ): Es levemente pleocroica y anisótropa, y presenta maclas. En base a los análisis realizados (Cuadro 4) se han hallado dos fases, en una de las cuales el Sb está casi completamente sustituido por Bi (Bi-freieslebenita). Los granos se encuentran en agregados junto a "brongniardita", owyhecita, polibasita y las fases X1, X2 y X3.

**Fases X5 a X9:** Estas fases se ubican entre freieslebenita y aramayoíta/miargirita en el diagrama ternario  $(Bi,Sb)_2S_3 - Ag_2S - Pb_2S_2$ .

Las fases X5 a X7 son sulfosales de Ag-Pb-Sb, en la que en X5 el Sb está sustituido por casi 25% de As. En X8 y X9 el Sb está reemplazado casi completamente por Bi.

Fase X5	$PbAg_5Sb_5S_{11}$	$Pb_{0,99-1,29}Ag_{5,09-5,17}As_{0,46-1,12}Bi_{0,04-0,10}S_{10,74-10,89}$
Fase X6	$PbAg_4Sb_4S_9$	$Pb_{0,96-1,06}Ag_{3,89-4,05}Cu_{0,08-0,09}Sb_{3,24-3,46}As_{0,47-0,55}Bi_{0,00-0,05}S_{8,99-9,08}$
Fase X7	$PbAg_3Sb_3S_7$	$Pb_{1,05-1,17}Ag_{2,87-2,94}Cu_{0,04-0,09}Sb_{2,50-2,59}As_{0,19-0,26}Bi_{0,06-0,23}S_{6,98-7,08}$
Fase X8	$Pb_3Ag_5Bi_5S_{13}$	$Pb_{3,07}Ag_{4,97}Cu_{0,02}Sb_{0,68}Bi_{4,33}S_{12,93}$
Fase X9	$Pb_3Ag_4Bi_4S_{11}$	$Pb_{2,99-3,03}Ag_{3,65-3,97}Cu_{0,00-0,03}Sb_{0,28-0,61}Bi_{3,33-3,25}S_{11,07}$

**"Brongniardita"** ( $Ag_2PbSb_2S_5$ ): Es un mineral aún no reconocido por la International Mineralogical Association, pero por su composición química es un mineral propio que también fue hallado en mina Pirquitas, Jujuy (Paar *et al.* 1996). Esta especie, en el Quevar, también puede tener el Sb sustituido por Bi ("Bi-brongniardita"). Suele formar agregados de más de 100  $\mu m$  junto a las especies X1, X2, X3 y Bi-freieslebenita. Granos aislados de hasta 100  $\mu m$  se intercrecen con owyhecita,

aramayoíta y pirargirita.

**Owyhecita** ( $Pb_{10-2x}Ag_{3+x}Sb_{11+x}S_{28}$  ( $x=-0,13$  a  $0,20$ )): Es muy abundante en la mina Armonía. Fue descrita como semseyita (Brodtkorb y Ametrano, 1975) en base a sus propiedades ópticas y su forma cristalográfica, semejantes a las de owyhecita. Se presenta como fibras de hasta 350  $\mu m$  de largo y escasos milimicrones de ancho, asociada a numerosos minerales (Fig.5d), en parte penetrando a fahlore, miargirita, diaforita, aramayoíta. Por otra parte se halla en las asociaciones que rodean a aramayoíta, es decir intercrecidos con "brongniardita", Bi-freieslebenita, X2 y X3.

**Zoubekita** ( $Pb_4AgSb_4S_{10}$ ): Zoubekita o una fase emparentada con ella se ha observado en algunos cortes pulidos en forma de cristales tabulares de 100x10  $\mu m$ . A pesar de su forma cristalográfica distinta es difícil de diferenciar de owyhecita. También su composición química es parecido a ese mineral y se halla en tres poblaciones diferentes (Cuadro 6). Se presenta en los bordes de galena anisótropa (debido a la presencia de la molécula de matildita), y asociada a andorita y a miembros de las series de lillianita.

**Serie de la lillianita (LHS):** Makovicky y Karup-Møller (1977) en un estudio realizado sobre sulfuros de Ag-Cu-Pb-Bi, clasifican en base química y cristalográfica a la llamada "lillianite homologous series LHS".

Según estos autores la fórmula generalizada para esta serie es  $Pb_{N-1-2x}Bi_{2+x}Ag_xS_{N2}$  en la que N es el número de octaedros de cadenas de tipo galena que se hallan en la constitución de estructuras de tipo lillianita, no conociéndose minerales de  $N < 4$ ; x es el coeficiente de sustitución  $Ag+Bi = 2Pb$ .

Las propiedades ópticas de estos minerales se pueden resumir en color blanco-grisáceo parecido a galena, poder reflector 42-46% (en aire-546 nm), birreflec-

tancia suave y anisotropía entre gris claro y gris azulado. Su composición química posee variaciones dentro de rangos composicionales (Robl 2003), aunque se han hallado granos que se corresponden con gustavita (N=4) y eskimoíta (N=1).

*Andorita* ( $PbAgSb_3S_6$ ): Según los análisis químicos realizados, se encontraron diferentes miembros de la serie isomorfa andorita-gustavita. Los miembros podrían corresponder, al igual que la LHS, a una serie aún no caracterizada de AHS. Si se calculan los análisis del mismo modo que los LHS se encuentran junto a andorita (N=4), representantes con N=5,5 y N=6 (Cuadro 7).

Estas especies se hallan en la zona alrededor de aramayoíta y se asocian a "brongniardita", Bi-freieslebenita y ovyhecita. También pueden estar asociados a diaforita, pirargirita y miembros de LHS. Además se hallan junto a minerales que se ubican en una línea entre  $Ag(Sb,Bi)S_2$  y  $PbS$  y que fueron caracterizados como X5 a X9.

**Los minerales de Sn**

Fueron localizados dentro de la paragénesis de mina Armonía. La casiterita se encuentra asociada a las fajas piriticas y el tamaño de los individuos varían entre 50 y 200  $\mu m$ . Presenta partición paralela al alargamiento de los cristales.

Las estanitas s.l. se presentan en dos variaciones, generalmente asociadas entre sí y preferentemente incluidas en diaforita y pirargirita. La variedad 1, en granos de hasta 30  $\mu m$ , posee pleocroísmo marcado entre gris castaño y anaranjado, y anisotropía fuerte con efectos de color entre azul celeste y castaño rojizo, por lo que se podría tratar de estannoidita. En la variedad 2, granos de 10  $\mu m$ , el poder de reflexión es más alto que en la variedad 1, su color amarillo anaranjado y la anisotropía de mediana intensidad y tonos verdes a anaranjados.

**Los minerales de Pb de la paragénesis 2**

*Geocronita* ( $Pb_{14}(Sb,As)_6S_{23}$ ) / *jordanita* ( $Pb_{14}(As,Sb)_6S_{23}$ ): Forman una serie isomorfa

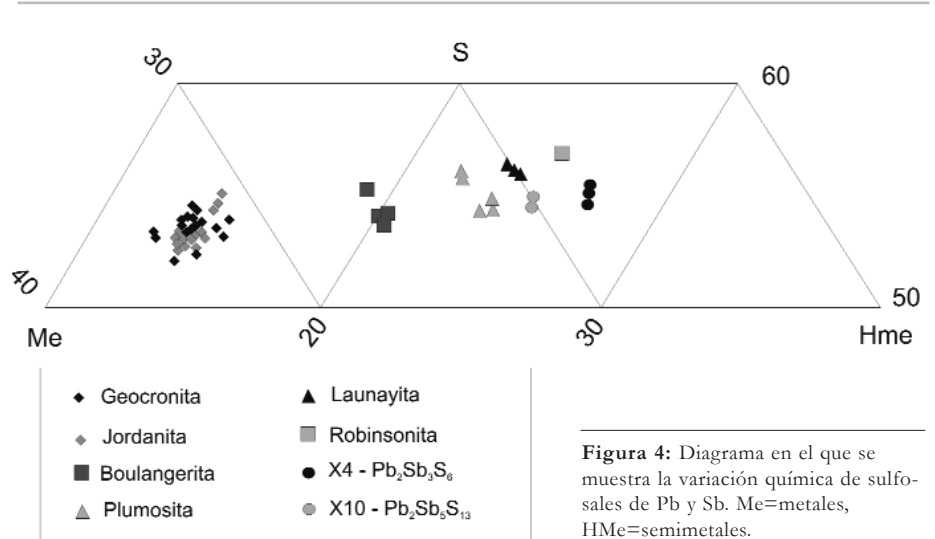


Figura 4: Diagrama en el que se muestra la variación química de sulfuros de Pb y Sb. Me=metales, HMe=semimetales.

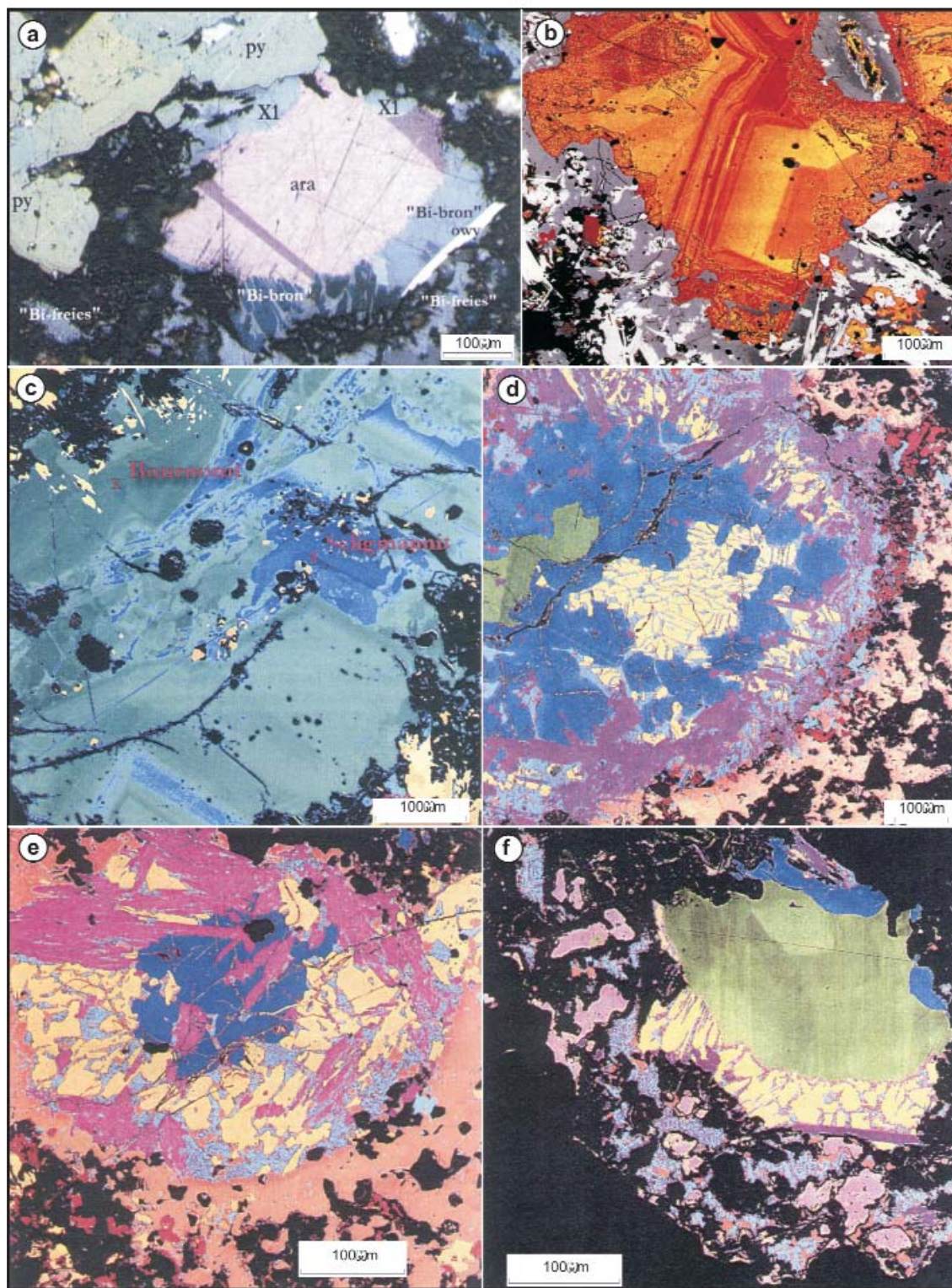
CUADRO 4: Composición química y fórmulas de sulfuros y sulfosales de Ag.

		Ag	Cu	Bi	Sb	As	S
miargirita n=8	min	37,28	0	0	38,08	0	20,44
	max	38,03	0,50	3,67	41,28	0,94	21,73
	teórico	36,72	-	-	41,45	-	21,83
pirargirita n=14	min	59,95	0	na	11,65	0	16,79
	max	63,04	0,25	na	22,31	7,03	18,44
	teórico	59,76	-	-	22,48	-	17,76
proustita n= 5	min	65,31	0	na	2,00	10,79	17,44
	max	66,88	0,25	na	4,13	13,58	19,41
	teórico	65,42	-	-	-	15,14	19,44
polibasita n=7	min	68,95	4,92	0	8,90	0	13,71
	max	73,24	5,68	0	10,31	0,58	14,90
	teórico			-			
pearceíta n=2	prom	69,70	7,14	0	0,35	6,60	15,51
	teórico	77,46	-	-	-	6,72	15,82
stephanita n=3	prom	70,31	0,15	na	14,18	0,19	15,11
	teórico	68,33	-	-	15,42	-	16,25

Miargirita  $(Ag_{1,02-1,06}Cu_{0,00-0,02})_{1,03-1,07}(Sb_{0,91-1,02}As_{0,00-0,04}Bi_{0,00-0,05})_{0,99-1,03}S_{1,91-1,97}$   
 Pirargirita  $Cu_{0,00-0,02}Ag_{2,97-3,11}Sb_{0,50-1,01}As_{0,00-0,49}S_{2,88-3,03}$   
 Proustita  $Cu_{0,00-0,2}Ag_{3,00-3,22}Sb_{0,08-0,18}As_{0,75-0,90}S_{2,83-3,00}$   
 Polibasita  $(Ag_{14,49-15,58}Cu_{1,78-2,07})_{16,44-17,36}(Sb_{1,68-1,95}As_{0,00-0,18})_{1,73-2,06}S_{9,81-10,50}$   
 Pearceíta  $(Ag_{14,03-14,09}Cu_{2,44-2,45})_{16,48-16,52}(Sb_{0,00-0,12}As_{1,85-1,99})_{1,92-1,99}S_{10,51-10,53}$   
 Stephanita  $Ag_{5,12-5,34}Cu_{0,00-0,04}Sb_{0,91-0,95}As_{0,00-0,04}S_{3,71-3,85}$

no reconocible microscópicamente. Su quimismo se puede apreciar en el cuadro 10 y la figura 6. Se presentan en granos xenomorfos de hasta 100 x 150  $\mu m$  y algunos granos presentan maclas según {110}. Se presentan en todos los afloramientos de la Qda. de Incahuasi donde frecuentemente están asociadas a cristales de baritina o cementando baritina brechada. También se presentan intercrecidas con galena y esfalerita a las que suelen reemplazar. En Vince y Armonía se

hallan asociados a tablillas de boulangerita, "plumosita" y otras sulfosales de Pb-Sb de difícil interpretación química, y menos frecuentemente con *fablore*, bournonita/seligmannita y pirargirita. En granos grandes se pueden encontrar inclusiones de idio a subidiomorfos de esfalerita de reflejos internos blancos, como así también pirargirita/proustita, miargirita y bournonita/seligmannita. *Boulangerita* ( $Pb_5Sb_4S_{11}$ ): Se presenta en finas tablillas de hasta 300  $\mu m$  de largo que



**Figure 5:** Mina Armonía. A) Micofoto-graía con analizador. Se observan granos de pirita anisótropa (py), aramayoíta (ara), "Bi-brongniardita" (Bi-bron), Bi-freielebenita (Bi-freies) y X1. b) Imagen de electrones retrodispersados, (BSE) coloreada. Grano zonal de miargirita (en amarillo zonas ricas en As y en colorado ricas en Bi). Se encuentra rodeada por owyhecita (blanco), bourmonita (gris claro) y andorita (gris mediano). c) Imagen BSE coloreada de un grano zonal de bourmonita (verde) y seligmanita (azul). En amarillo galena. d) Imagen BSE coloreada de una paragénesis rica en owyhecita (violeta). En celeste "Bi-brongniardita", en azul X1, en anaranjado galena. e) Imagen BSE coloreada de una compleja paragénesis compuesta por aramayoíta=verde, Bi-brongniardita=amarillo, X2=azul, Bi-freielebenita=celeste, owyhecita=violeta, polibasita=rojo, galena=rosado. f) Imagen BSE coloreada de una compleja paragénesis compuesta por aramayoíta=verde con zonación lamelar en la que verde claro representa áreas más ricas en Bi. Además "Bi-brongniardita"= amarillo, X2=azul, Bi-freielebenita=celeste, bourmonita=rosado, tablilla de owyhecita=violeta. i

pueden formar agregados grandes y penetrar en cuarzo. Suelen presentar asociaciones con geocronita/jordanita, "plumosita" y lauyanita.  
*Otras sulfosales de Pb-Sb:* Con la boulange-

rita se presentan varias fases de sulfosales de Pb-Sb de tamaños hasta 100 µm que pudieron ser determinadas con microsonda electrónica. Ellas son: "plumosita" (Pb<sub>2</sub>Sb<sub>2</sub>S<sub>5</sub>), robinsonita (Pb<sub>4</sub>Sb<sub>6</sub>S<sub>13</sub>) y lau-

yanita (Pb<sub>22</sub>Sb<sub>26</sub>S<sub>61</sub>), como así también las fases X 4 (Pb<sub>2</sub>Sb<sub>3</sub>S<sub>6</sub>) y X10 (Pb<sub>4</sub>Sb<sub>5</sub>S<sub>11</sub>) (Fig. 4).

*Criptomelano:* Se presenta en agregados botrioidales en Vince y posiblemente co-

responda a precipitaciones cercanas a la superficie en un ambiente de *hot spring*.

#### Minerales secundarios

La acantita se presenta generalmente como bordes de hasta 30  $\mu\text{m}$  en galena. La covellina es de grano fino y se encuentra alterando minerales de Cu y en venillas. La clorargirita fue observada en Vince en pequeños huecos de las brechas dacíticas intensamente argilizadas y silicificadas, en forma de cristalitas cúbicas y agregados botrioidales.

### GÉNESIS DEL YACIMIENTO

El Complejo Quevar fue afectado por un enorme sistema hidrotermal que con su aporte de fluidos alteró a las rocas presentes en una superficie aflorante de unos 50  $\text{km}^2$ . Es posible que una superficie similar esté cubierta por las lavas andesíticas finales.

La erosión del Complejo Quevar señala una diferencia de relieve muy marcada por lo que es posible observar diferentes niveles del sistema hidrotermal. La parte cuspidal está caracterizada por zonas con azufre que están circundadas por zonas de alteración arcillosa avanzada (incluyendo alunita, cristobalita, caolinita, tridimita, cuarzo, yeso y azufre), cuarzo residual o silicificación. El azufre fumarólico se halla a una altura de 5.200-5.600 m y fue explotada en el Cerro Azufre. En posiciones cercanas a la superficie se localiza sinter silíceo, texturas coloidales, vetas abiertas y minerales de Mn que indican un ambiente de *hot spring*. Se hallan también fuentes termales inactivas a excepción de la terma Antuco, levemente activa, que tiene valores elevados de bicarbonato, cloruros, boro y litio. Las salidas de estas termas contienen frecuentemente minerales de Mn y travertino ("onix"), el último explotado económicamente.

Las mineralizaciones de Ag, Pb y Zn presentes en la quebrada de Incahuasi representan una posición inferior en el sistema hidrotermal y la paragénesis indica condiciones epitermales.

**CUADRO 5:** Composición química y fórmulas de minerales de Pb y Ag, y sus pares con contenidos altos de Bi en sustitución de Sb

		Pb	Ag	Cu	Bi	Sb	As	S
diaforita	min	29,67	24,00	0,12	0,0	24,93	0,61	18,78
n=6	max	30,18	24,93	0,20	0,21	26,21	1,00	19,44
teórico		30,48	23,78	-	-	26,87	-	18,87
Bi-diaforita	min	24,33	19,61	0	36,19	1,63	0	15,38
n=8	max	25,94	20,30	0	37,21	1,87	0	15,91
freieslebenita	min	38,69	19,61	0,20	0	19,39	1,60	17,68
n=3	max	40,40	20,41	0,28	0	20,08	2,28	18,54
teórico		38,87	20,24	-	-	22,84	-	18,05
Bi-freieslebenita	min	29,49	16,11	0	28,89	2,07	0	14,91
n=16	max	34,29	19,56	0,10	34,79	3,25	0,16	16,55
"brongniardita"	min	24,15	24,78	0	0	23,89	0	18,62
n=29	max	27,55	26,83	0,58	4,43	27,62	1,90	19,76
Bi-"brongniardita"	min	22,34	21,28	0,08	34,70	3,56	0	16,24
n=2	max	23,39	21,72	0,32	35,45	3,87	0	16,58

Diaforita  $\text{Pb}_{1,78-1,95}(\text{Ag}_{3,02-3,13}\text{Cu}_{0,00-0,08})_{3,06-3,17}(\text{Sb}_{2,72-2,97}\text{As}_{0,03-0,18}\text{Bi}_{0,00-0,04})_{2,87-3,10}\text{S}_{7,95-8,11}$   
 Bi-diaforita  $\text{Pb}_{1,93-2,01}\text{Ag}_{2,94-3,01}(\text{Sb}_{0,22-0,25}\text{Bi}_{2,79-2,93})_{3,02-3,16}\text{S}_{7,89-8,01}$   
 Freieslebenita  $\text{Pb}_{0,99-1,03}\text{Ag}_{0,96-1,00}\text{Cu}_{0,02-1,02}\text{Sb}_{0,84-0,87}\text{As}_{0,11-0,16}\text{S}_{2,91-3,05}$   
 Bi- Freieslebenita  $\text{Pb}_{0,88-1,03}\text{Ag}_{0,92-1,13}\text{Cu}_{0,00-1,02}\text{Sb}_{0,10-1,02}\text{Sb}_{0,10-0,87}\text{As}_{0,00-0,16}\text{S}_{2,89-3,09}$   
 "Brongniardita"  $\text{Pb}_{0,75-1,12}(\text{Ag}_{1,93-2,15}\text{Cu}_{0,00-0,07})_{1,97-2,16}(\text{Sb}_{1,65-1,87}\text{As}_{0,04-0,21}\text{Bi}_{0,00-0,18})_{1,83-2,11}\text{S}_{4,88-5,06}$   
 "Bi-brongniardita"  $\text{Pb}_{1,05-1,11}(\text{Ag}_{1,94-1,96}\text{Cu}_{0,01-0,03})_{1,97-1,98}$

**CUADRO 6:** Composición química y fórmula de aramayoíta

		Ag	Bi	Pb	Cu	Sb	As	S
Aramayoíta	min	33,51	14,22	0,18	0	21,41	0	18,71
n=24	max	36,03	22,80	1,26	0,13	28,78	0,88	21,04

Aramayoíta  $(\text{Ag}_{1,00-1,07}\text{Cu}_{0,00-0,01})_{1,01-1,07}(\text{Sb}_{0,91-1,02}\text{As}_{0,00-0,04}\text{Bi}_{0,14-0,35})_{0,97-1,01}\text{S}_{1,91-2,01}$

**CUADRO 7:** Composición química y fórmulas de minerales de Pb y Ag con contenidos anómalos de Bi.

		Pb	Ag	Cu	Bi	Sb	As	S
Owyheeíta								
1 n=14	prom	42,68	5,36	1,03	9,43	21,28	0,99	19,11
2 n=13	prom	44,91	6,24	0,59	1,06	25,54	1,88	19,67
Zoubekíta								
1 n=27	min	44,26	5,10	0,18	0	23,37	0,72	18,68
	max	47,53	6,61	1,96	1,06	26,10	3,10	20,10
2 n=4	prom	45,55	5,21	1,19	4,95	23,42	0,96	19,37
3 n=6	prom	44,79	4,41	1,70	11,46	19,14	1,05	18,42

Owyheeíta  $\text{Pb}_{6,67-7,22}(\text{Ag}_{1,55-2,16}\text{Cu}_{0,16-0,62})_{2,07-2,36}(\text{Sb}_{5,35-7,23}\text{As}_{0,17-1,14}\text{Bi}_{0,17-1,73})_{7,54-8,15}\text{S}_{19,53-20,42}$   
 Zoubekíta  $\text{Pb}_{3,68-3,93}(\text{Ag}_{0,59-1,04}\text{Cu}_{0,05-0,51})_{1,05-1,30}(\text{Sb}_{2,43-3,62}\text{As}_{0,08-0,68}\text{Bi}_{0,00-1,19})_{3,79-4,12}\text{S}_{9,91-10,42}$

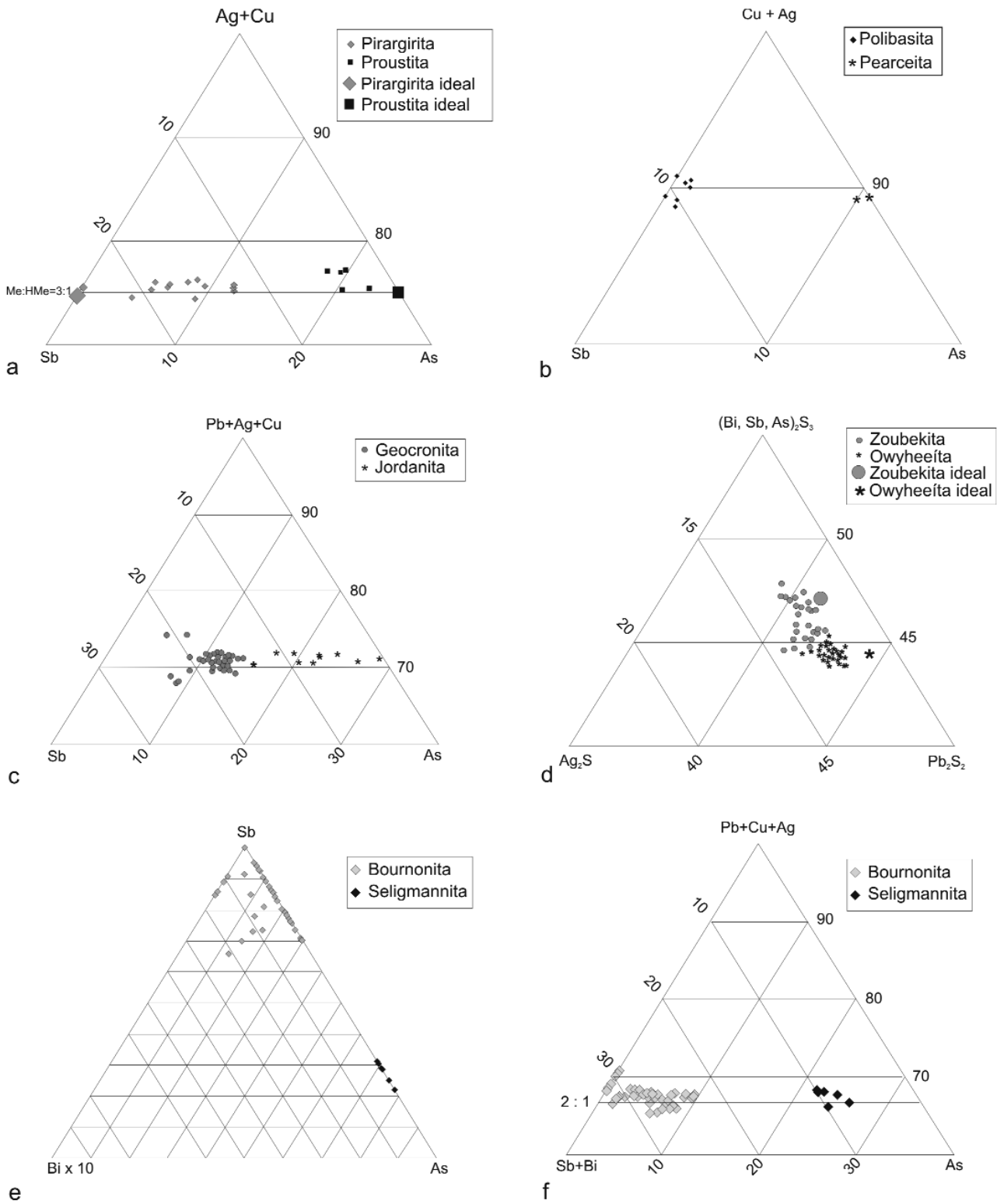
### CONCLUSIONES

Las mineralizaciones del distrito El Quevar corresponden a una paragénesis Pb-Ag-Zn (Sb,As,Bi) en que el As sustituye en un cierto porcentaje al Sb, y el Bi forma minerales independientes (Bi-diaforita, Bi-freieslebenita, y Bi-"brongniardita") o reemplaza parcialmente al Sb.

Las texturas de intercrecimiento, los re-

emplazos y el grano fino demuestran condiciones inconstantes, oscilantes, en la composición química de los fluidos. Los datos obtenidos permiten postular que la mineralización se formó cercana a la superficie, con temperaturas menores a 280°.

Cabe destacar que el distrito Organullo, ubicado a unos 35 km al sur de la localidad de San Antonio de los Cobres (Mina



**Figure 6:** Triángulos composicionales de: a-pirargirita/proustita, b-polibasita/pearceita, c-geocronita/jordanita, d-owyheeita/zoubekita, e y f bournonita/seligmannita.

Julio Verne 24°24'53''LS y 66°19'50'' LO), con una paragénesis algo diferente (Sureda *et al.* 1994) posee también gran

cantidad de minerales portadores de Bi y algunos con Sn. Más hacia el norte, el yacimiento Piquitas (Paar *et al.* 1996) se de-

fine netamente como depósito argento-estannífero.

Se podría considerar que los yacimientos

**CUADRO 8:** Composición química y fórmula de andorita.

		Pb	Ag	Cu	Bi	Sb	As	S
Andorita	min	25,37	7,58	1,00	21,77	16,82	0,48	18,85
n=10	max	27,77	8,58	1,86	28,39	23,41	1,73	19,97

Andorita  $Pb_{3,74-3,88}(Ag_{2,14-2,28}Cu_{0,48-0,84})_{2,62-3,12}(Sb_{4,20-5,56}As_{0,18-0,66}Bi_{3,18-3,90})_{7,56-10,12}S_{18}$

**CUADRO 9:** Composición química de LHS: gustavita y eskimoíta

		Pb	Ag	Cu	Bi	Sb	As	S
Gustavita	min	21,27	7,28	0	32,58	6,28	0	17,10
n=15	max	27,80	10,29	1,28	44,59	14,84	1,73	19,10
Eskimoíta n=1		25,83	12,17		40,22	3,96	0,00	16,11

Gustavita  $Pb_{4,61-5,40}(Ag_{3,01-3,83}Cu_{0-0,80})_{3,01-4,63}(Sb_{2,47-4,88}As_{0-0,92}Bi_{7,01-9,27})_{9,48-15,07}S_{24}$

Eskimoíta  $Pb_{8,88}Ag_{8,02}(Sb_{2,29}Bi_{13,75})_{16,64}S_{36}$

**CUADRO 10:** Composición química y fórmulas de sulfosales de Pb.

		Pb	Ag	Cu	Bi	Sb	As	S
Geocronita	min	65,50	0	0	0	8,36	3,54	16,84
n=40	max	70,24	0,53	0,50	1,91	13,24	5,02	18,16
Teórico *		68,60	-	-	-	8,64	5,32	17,44
Jordanita	min	65,85	0	0	0	0,23	5,41	17,37
n=10	max	72,48	3,42	0	3,42	7,15	10,38	17,92
teórico		70,96	-	-	-	-	11,00	18,04
Boulangerita	Min	55,41	na	na	na	24,50	na	17,92
n=9	max	56,45	na	na	na	25,97	na	18,77
teórico		55,42	-	-	-	25,69	-	18,89
"Plumosita"	Min	48,98	na	0	na	29,73	na	18,90
n=11	max	50,41	na	0	na	31,83	na	19,32
Launayita n=2	Prom.	46,86	na	0	na	33,01	na	20,32
Robinsonita n=4	Prom.	42,98	na	0	na	35,64	na	21,05
teórico		41,94	-	-	-	36,97	-	21,09
X4 n=3	Prom.	42,44	na	0,03	na	38,01	na	20,15
X10 n=2	Prom.	46,25	na	0	na	34,36	na	19,49

\*Con Sb:As = 1:1

Geocronita  $(Pb_{13,26-14,73}Ag_{0,00-0,21}Cu_{0,00-0,32})_{13,33-14,79}(Sb_{2,85-4,66}As_{0,93-2,78}Bi_{0,00-0,39})_{5,26-6,39}S_{22,42-23,71}$

Jordanita  $(Pb_{13,37-14,49}Ag_{0,00-0,13})_{13,56-14,49}(Sb_{0,08-2,47}As_{3,03-5,71}Bi_{0,00-0,69})_{5,62-6,01}S_{22,77-23,51}$

Boulangerita  $Pb_{5,09-5,19}Sb_{3,81-4,08}S_{10,73-11,05}$

"Plumosita"  $Pb_{1,93-1,99}Sb_{1,99-2,16}S_{4,58-5,03}$

Launayita  $Pb_{21,63-21,96}Sb_{25,69-26,57}S_{60,80-61,35}$

Robinsonita  $Pb_{4,12-4,13}Sb_{5,80-5,84}S_{13,03-13,07}$

X4  $(Pb_{1,94-1,98}Cu_{0,00-0,03})_{1,94-2,00}Sb_{2,97-3,01}S_{5,99-6,09}$

X10  $Pb_{3,98-4,04}Sb_{5,05-5,09}S_{10,88-10,97}$

del Complejo Quevar pertenecen al tramo más austral de la gran provincia metalogénica polimetálica del Altiplano asociado con el volcanismo neógeno, de naturaleza calcoalcalina y con edades entre el Mioceno y el Cuaternario

#### AGRADECIMIENTOS

Al Prof. Dr. W. Paar por las facilidades brindadas para la realización de los análisis de microsonda electrónica.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Aceñolaza, F.G. y Durand, F. 1986. Upper Precambrian - Lower Cambrian biota from the Northwest of Argentina. *Geological Magazine* 123: 367-375.

Alonso, R.N., Viramonte, J.G y Gutierrez, R. 1984. Puna Austral. Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, Bariloche, Actas 1: 43-63, Buenos Aires

Blasco, G., Zappetini, E.O y Hongn, F. 1996. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, Hoja Geológica 2566 - I: San Antonio de los Cobres. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín 217, 162 p.

Brodtkorb, M. K. de y Ametrano, S. 1975. Contribución al conocimiento mineralógico del Yacimiento El Quevar, prov. de Salta. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 111-123, Bahía Blanca.

Coira, B.L. y Paris, G. 1981. Estratigrafía volcánica del área del cerro Tuzgle, 23°50'-24°25' lat.S y 66°15'- 66°45' long O), provincias de Jujuy y Salta. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 659-671, Buenos Aires.

Durand, F. 1993. Las icnofacies del basamento metasedimentario en el noroeste argentino. Significado cronológico y aspectos paleogeográficos. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas 2: 260-267, Mendoza.

Goddart, P., Wilson, J.J., Couch, S. y Viramonte, J. 1999. The evolution of El Quevar volcanic complex, Salta Province, Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 225-227, Salta.

Koukharsky, M. 1988. Geología de la Puna en la región que media entre el Cerro Socompa y el Cerro Tul Tul, provincia de Salta. Tesis doctoral 2166. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédita), 91p., Buenos Aires.

Koukharsky, M. y Munizaga, F. 1993. Nuevas edades K/Ar de estratovolcanes de la Puna entre los 24° y 24°30' S, República Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 277-281, Buenos Aires

Makovicky, E. y Karup-Møller, S. 1977. Chemistry and crystallography of the lillianite-homologous series. Part II: Definition of new minerals: eskimoite, vikingite, ourayite and treasurite. Redefinition of shirmerite and new data on the lillianite-gustavite solid solution series. *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Abhandlungen* 131: 56-82.

Matteini, M., Mazzuoli, R. y Omarini, R. 1997. The volcanism along the Calama-Olacapato-El Toro Transversal Fault System in the Central Andes: Tul Tul, Del Medio and Pocitos Volcanoes (Puna, Argentina). 8° Congreso

- Geológico Chileno, Universidad Católica del Norte, Actas 1: 159-163, Antofagasta.
- Matteini, M., Mazzuoli, R. y Omarini, R. 1999. Geochemical, petrographic and isotopic characterization of Tul Tul, del Medio and Pocitos volcanoes, Central Andes. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 228-231, Salta.
- Matteini, M., Omarini, R.H., Mazzuoli, R. y Handler, R. 2002. New Ar/Ar ages for the Tul-Tul, del Medio and Pocitos Volcanic Complex (Puna, Central Andes, 24°S): geodynamic implications. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 117-120, El Calafate.
- Olson, S.F. y Gilzean, N. 1987. Regional geology of the Nevado Quevar Area. BHP Mineras & Co. Informe interno de avance de El Quevar Project, (inédito), 72 p.
- Paar, W.H., Brodtkorb, M.K. de, Topa, D. y Sureda, R.J. 1996: Caracterización mineralógica y química de algunas especies metalíferas del yacimiento Pirquitas, prov. de Jujuy, República Argentina. Parte I. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 141-158, Buenos Aires.
- Petrinovic, I.A., Mitjavita, J., Viramonte, J.G., Marti, J., Becchio, R., Arnosio, M. y Colombo, F., 1999. Geochemistry and geochronology descriptions of the back-arc Neogene volcanic sequence in the eastern border of the Quevar Transversal Volcanic Range (NW Argentina). En Colombo, F., Qeral, I., Petrinovic, I.A. (eds.) Geology of the Southern Central Andes: Northwestern Argentina. Acta Geologica Hispanica 2-3: 243-255.
- Robl, K., 2003. Miozäne Ag-Pb Mineralization des El Quevar Stratovulkan Komplex, Salta, Argentinien. Tesis doctoral. Universidad de Salzburgo. (inédita), 232 p., Salzburgo.
- Sureda, R., Paar, W. y M.K. de Brodtkorb, 1994. Aikinita, benjaminita, emplectita, matildita y tetradimita en la paragénesis mineral bismutífera de la mina Julio Verne, prov. de Salta, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1229-1233, Concepción.

Recibido: 08 de septiembre, 2008  
Aceptado: 01 de marzo, 2009