

MINERALIZACIÓN DE SULFUROS EN LAS OFIOLITAS FAMATINIANAS Y ROCAS ASOCIADAS, CALINGASTA, PRECORDILLERA DE SAN JUAN

Milka K. de BRODTKORB¹, Carlos HERRMANN², Norma PEZZUTTI³, Pablo LEAL⁴, María Paz GONZÁLEZ⁴ y Estela MEISSEL⁵

¹ Universidad Nacional de Río Cuarto. E-mail: milkabro@gmail.com

² Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. E-mail: carlos.herrmann@segemar.gov.ar

³ Geóloga independiente. E-mail: normaqueta@gmail.com

⁴ Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. IGeBA - Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. E-mail: leal@gl.fcen.uba.ar

⁵ Departamento de Geología-Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan

En homenaje a Magdalena Koukbarsky

RESUMEN

En la Precordillera occidental de la provincia de San Juan se encuentran basaltos pertenecientes a una ofiolita de edad famatiniana. Son interpretados como formados en un ambiente extensional en una cuenca oceánica poco profunda cercana a bordes continentales cubiertos por sedimentos pelágicos y turbidíticos. Se presentan como cuerpos macizos o mantos concordantes a subconcordantes. La composición química revela que son basaltos tholeiíticos de tipo MORB. En la región de Calingasta las mineralizaciones corresponden a dos tipos de depósitos: a) Un sulfuro masivo máfico pelítico, rico en metales preciosos, pobre en Cu y con elevados tenores de Pb y Zn, representado en la mina Santa Elena. Su paragénesis primaria, masiva y diseminada, consta de pirita, calcopirita, galena, esfalerita, tetraedrita argentífera, bournonita, marcasita, melnikovita, arsenopirita, oro y molibdenita. En la potente zona de oxidación se halla una veintena de sulfatos de hierro. b) Una mineralización de sulfatos de Al y Mg, asociada a los sedimentos de la Formación Alcaparrosa en alternancia con basaltos, fundamentalmente en lutitas, producto de la oxidación de la pirita diseminada en éstas y de la reacción con sus minerales aluminosilicáticos. Por su potencial para alojar cuerpos de sulfuros masivos, la región de Calingasta se considera un área de interés minero prospectivo.

Palabras clave: *Sulfuro masivo, sulfatos, Santa Elena, ofiolita, Calingasta*

ABSTRACT

Sulphide mineralization in Famatinian ophiolites and associated rocks, Calingasta, Precordillera of San Juan

Famatinian ophiolite basalts crops out in the western Precordillera of San Juan Province. They are interpreted as formed in an extensional environment in a shallow ocean basin near continental edges covered by pelagic and turbiditic sediments. They are massive bodies, or concordant to subconcordant mantles, and their chemical composition suggests MORB tholeiitic signatures. In the Calingasta region are recognized two types of mineralization: a) a mafic pelitic massive sulphide deposit in Santa Elena mine, a deposit rich in precious metals, Cu-poor and high contents of Pb and Zn, whose primary paragenesis, massive and disseminated, consists of pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite, argentiferous tetrahedrite, bournonite, marcasite, melnikovita, arsenopyrite, gold and molybdenite. Twenty iron sulfates are in the thick oxidation zone. b) Al and Mg sulfates, associated with Alcaparrosa Formation sediments alternating with the basalts, which are mainly in shale product of the oxidation of pyrite disseminated in them and their reaction with alumina silicates minerals. For its potential to host massive sulfide bodies, Calingasta region is considered an area of prospective mining interest.

Keywords: *Massive sulphide, sulfates, Santa Elena, ophiolite, Calingasta*

INTRODUCCIÓN

En el flanco occidental de la Precordillera sanjuanina afloran basaltos asociados con sedimentitas turbidíticas y pelágicas, expuestos en la localidad de Rodeo (Cuesta del Viento), en la Sierra del Tigre y en el área cercana a Calingasta. Al postular un

modelo de evolución tectónica paleozoica entre 30° y 32° S, Ramos *et al.* (1984) interpretaron estas rocas como “remanentes” de ofiolitas preservadas a lo largo de una paleosutura.

Por otra parte, Boedo *et al.* (2013) clasificaron la ofiolita constituida por el cinturón de rocas máficas de la Precordillera

como de margen continental, dentro del tipo “ofiolitas no relacionadas con subducción”, según la tipificación de Dilek y Furnes (2011).

Con las litologías mencionadas se vinculan dos tipos de mineralizaciones: una polimetálica y otra de sulfatos de magnesio y aluminio. La primera se evidencia en la mina

Santa Elena y alrededores (departamento Calingasta), mientras que la segunda se presenta tanto en la zona de Rodeo (lutitas aluminíferas, Angelletti y Trelles 1938) como en la propia región de Calingasta, en especial en la quebrada Alcaparrosa, sierra Bandeada y quebrada del Alumbre (flanco occidental de la sierra del Tontal).

El presente trabajo, apoyado en observaciones petrográficas y calcográficas, análisis químicos y con microsonda electrónica y datos isotópicos del yacimiento Santa Elena y sus alrededores, contribuye al conocimiento de la mineralización en las ofiolitas famatinianas de la región de Calingasta. Por otra parte, destaca similitudes y diferencias con depósitos volcanogénicos de otros sitios del mundo.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La Precordillera constituye una típica faja plegada y corrida que limita al este con las Sierras Pampeanas. La depresión estructural de Iglesia-Calingasta-Uspallata la aparta, al oeste, de la Cordillera Frontal. La Precordillera Occidental está conformada por rocas eopaleozoicas metamorfiizadas en bajo y muy bajo grado, afectadas por un intenso plegamiento con vergencia hacia el este, con fallamiento regional de rumbo norte-sur de tipo inverso y buzamiento general hacia el oeste.

En la Precordillera Occidental y en la Cordillera Frontal, desde el río Bonete en La Rioja hasta el río de las Tunas en Mendoza, pasando por la sierra de la Cortadera y el Cordón de Punilla, afloran rocas ultramáficas, gabros y coladas basálticas (almohadilladas y macizas) asociadas a sedimentos turbidíticos y pelágicos, que Haller y Ramos (1984) caracterizaron como ofiolitas famatinianas. Si bien las exposiciones de estas ofiolitas son esporádicas a lo largo del margen precordillerano, los mencionados autores destacaron la “zonación longitudinal del complejo ofiolítico” en su conjunto, donde los términos más profundos se presentan hacia el sur, y señalaron que se habrían producido por colisión de dorsales discontinuas contra el margen continen-

tal en forma oblicua al mismo, con mayor intensidad en el sector austral y metamorfismo regional de mayor grado.

De acuerdo con Ramos *et al.* (1986), los basaltos se habrían interdigitado con facies de talud a partir de su emisión por un rift oceánico establecido durante el Ordovícico Superior-Silúrico basal. En la evolución, estos remanentes de corteza oceánica se obductaron al margen continental durante la deformación chánica (Devónico Medio a Superior) cuando el microcontinente Chileña, que se hallaba adosado a la placa oceánica subductada, colisionó contra el margen continental.

En la provincia de San Juan se hallaría la sección superior del complejo ofiolítico, en la que se exponen diferentes tipos de basaltos, incluidas lavas almohadilladas, intercalados con depósitos turbidíticos, en las localidades de Rodeo (Cuesta del Viento), Sierra del Tigre y Calingasta.

En Calingasta afloran lavas almohadilladas a lo largo de un tramo del río San Juan y, entre otros, al norte de las estructuras Santa Elena y Nira, además de cuerpos tabulares concordantes entre las sierras Bandeada y Alcaparrosa.

GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DE CALINGASTA

La comarca en estudio se encuentra en la Precordillera Occidental, desde el río San Juan al norte, bordeada por el río de los Patos al oeste y la ladera occidental de la sierra del Tontal al este (Fig. 1). La geología de detalle de la zona fue realizada por Quartino *et al.* (1971), quienes exploraron la región de Barreal - Calingasta para “demostrar la existencia de un depósito de diseminación cuprífera desconocido hasta la fecha” al cual vincularon con un proceso intrusivo de pórfiros riódacíticos. Investigaciones más recientes son las de Gómez Sabatié (2005), González (2006) y el presente trabajo.

La región se caracteriza por la presencia de sedimentos del Paleozoico inferior formados por una secuencia turbidítica (Formación Don Polo, de base no expuesta) y otra pelágica con litofacies sedimentarias clásticas y químicas y rocas

básicas (Formación Alcaparrosa). Ambas unidades serían equivalentes laterales en contacto por falla, con mayor grado de deformación tectónica en la primera, evidenciado por intenso plegamiento.

La Formación Don Polo se expone como una extensa faja elongada en sentido NO-SE de una longitud del orden de 35 km y un ancho que no supera 6 km. Está compuesta por una sucesión de rocas clásticas representadas por grauvacas, subgrauvacas, limolitas, pelitas y niveles variables de areniscas, afectadas por metamorfismo de bajo grado y con colores característicos verde oscuro, gris oscuro o azulado.

La Formación Alcaparrosa, alojante de las mineralizaciones, es tratada con detalle más adelante. Tiene gran distribución en la Precordillera Occidental, donde aflora en forma discontinua. Está formada principalmente por lutitas grises, verdosas y negras que alternan con areniscas de color gris a gris pardo, y niveles de sabulitas y conglomerados. Estas sedimentitas se interdigitan con basaltos de estructura almohadillada y en parte maciza, cuyas características geoquímicas permitieron clasificarlos como basaltos tholeiíticos generados en un fondo oceánico (Haller y Ramos 1984, Mahlburg Kay *et al.* 1984). La unidad, según hallazgos fosilíferos, sería de edad ordovícica caradociana (Aparicio y Cuerda 1976) o caradociana - ashgilliana (¿Hirnantiano?) de acuerdo con investigaciones más recientes (Brussa *et al.* 1999). Tiene un espesor de 1300 m en su localidad tipo frente al río de Los Patos. Las rocas ígneas de la Formación Alcaparrosa poseen un metamorfismo de muy bajo grado que Rubinstein *et al.* (1998) caracterizaron como facies prehnita-pumpellyita. Por encima se hallan sedimentitas silúricas de la Formación Calingasta. Al Devónico pertenecen los conglomerados, areniscas y pelitas de la Formación Codo o Formación El Planchón (Sessarego 1988). El Carbonífero está representado por areniscas y conglomerados de la Formación del Ratón y el Pérmico por areniscas y pelitas de la Formación El Salto. Edad pérmica (267 ± 4 Ma K/Ar, Sillitoe 1977) fue asignada al stock subvolcánico riódacítico-monzonítico que porta esca-

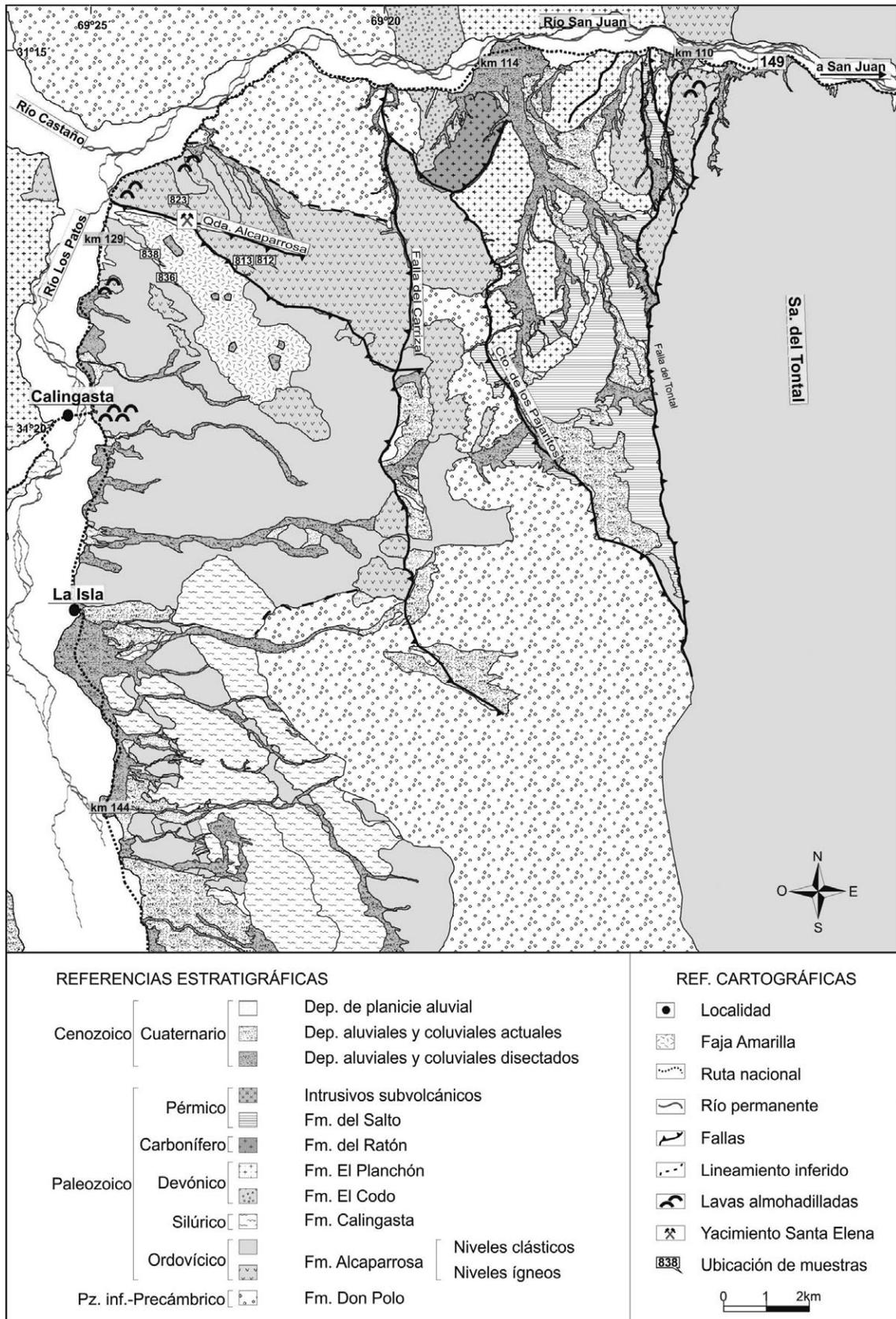


Figura 1: Mapa geológico del área de estudio sobre la base de los trabajos realizados por Quartino *et al.* (1971) y González (2006).

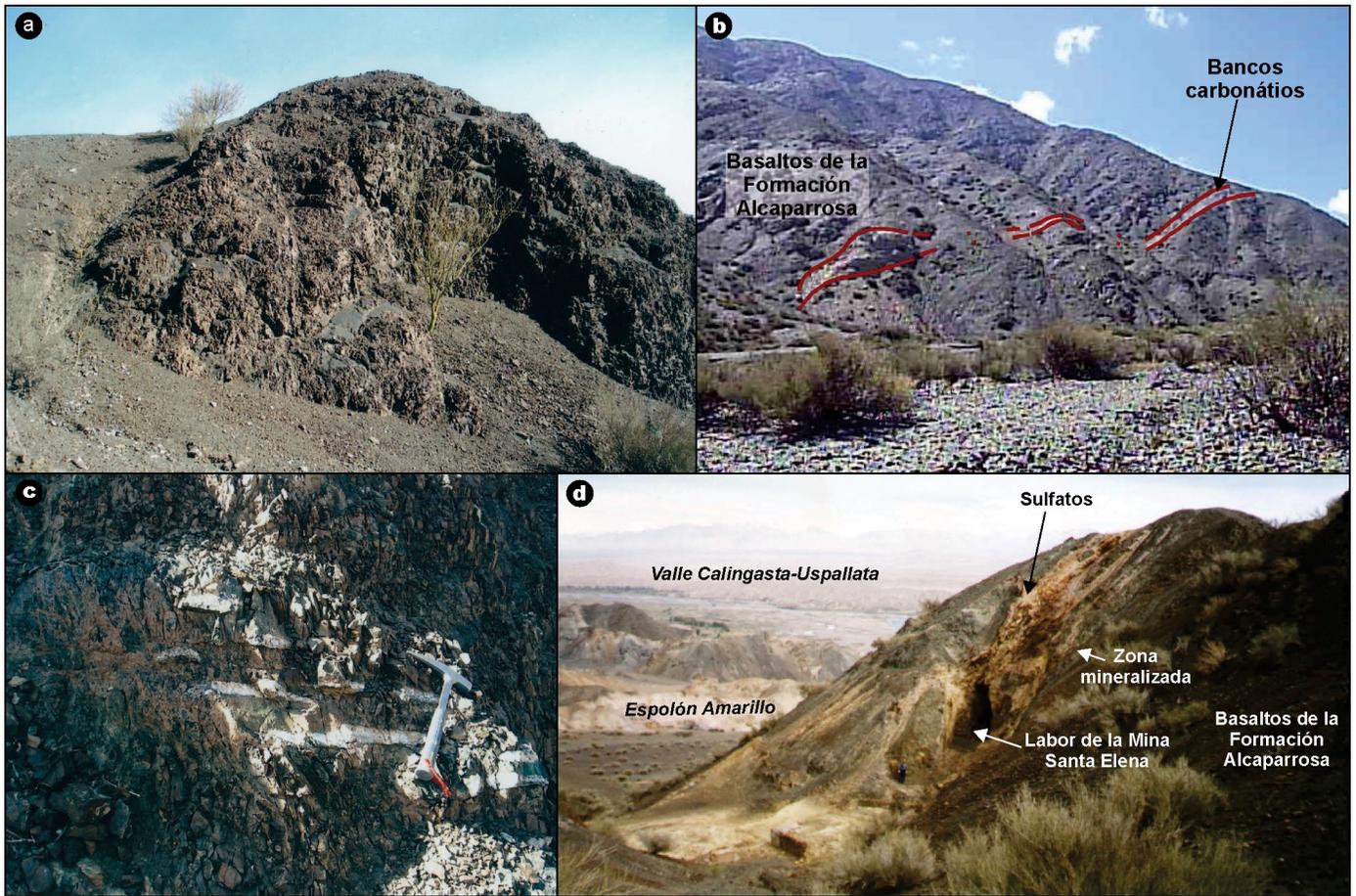


Figura 2: Fotografías de la Formación Alcaparrosa. a) Afloramientos típicos de basaltos; b) Niveles de carbonatos entre los bancos de pelitas; c) Niveles de chert interdigitados; d) Mineralización en los niveles de basaltos.

sa mineralización diseminada de Cu-Mo (Quartino *et al.* 1971) e intruye a la Formación Alcaparrosa.

El Cuaternario está representado por conos de abanicos psamítico-psefíticos en las márgenes de los ríos, y por 2 ó 3 niveles de depósitos aterrazados.

La estructura se caracteriza por un fallamiento regional de rumbo predominantemente N-S, de tipo inverso y con buzamiento general al oeste. De este a oeste se identifican: la falla Tontal Este (al pie de la sierra del Tontal, fallamiento inverso), la falla Tontal Oeste (contacto Formación Alcaparrosa con Formación del Salto), una falla innominada en la Formación del Salto, el corrimiento Alto de los Pajaritos y la falla El Carrizal. Fallamiento con dirección ONO se manifiesta en las quebradas Alcaparrosa, de las Casitas y de la sierra Bandeda y con dirección NE en la falla Nira.

En la quebrada Alcaparrosa la falla homónima pone en contacto términos basálticos, al norte, con otros volcanosedimentarios, al sur. Tiene plano vertical con labio hundido al norte y podría tratarse de una falla pivotante ya que en el extremo Este el rechazo es casi nulo, según detallaron Quartino *et al.* (1971).

PETROGRAFÍA DE LA FORMACIÓN ALCAPARROSA

La Formación Alcaparrosa está integrada por una alternancia rítmica de areniscas y lutitas con intercalaciones de basaltos y esporádicamente chert y calizas de grano fino (Fig. 2 a, b, c). En los niveles medios se interponen bancos de sabulitas y conglomerados blanquecinos de 1 a 4 m de espesor.

Aflora en varias localidades, desde la que-

brada Alcaparrosa hasta la quebrada Colorada, a lo largo del margen del río de Los Patos; como una delgada faja desde el km 114 hasta la quebrada de Hilario; en toda la sierra del Tontal y desde el km 110 hasta Rincón Blanco.

Las areniscas son de color gris pardo a verdoso y se disponen en bancos con espesores entre 5 y 20 centímetros. Ocasionalmente presentan laminación entrecruzada tabular y estructuras de deslizamiento intraestratal. González (2006) las clasificó como litoarenitas, bien consolidadas, de grano fino a medio, selección buena a moderada y textura clastosostén con cierta orientación subparalela. Están surcadas por venillas de cuarzo y calcita. Los clastos, angulosos a subangulosos, son de metamorfitas, cuarzo y, en menor proporción, feldespatos; el cemento es arcilloso, carbonático y clorítico.

Las lutitas conforman bancos de espeso-

res entre 5 y 15 cm y muestran coloración gris a gris verde negruzca. Están constituidas por cuarzo, sericita-illita y en menor cantidad por carbonatos y cristales de pirita idio a subidiomorfos de hasta 1 mm de diámetro en parte con forma de piritosferas, y de calcopirita y esferita. Angelelli *et al.* (1976) cuantificaron el contenido de algunos metales mediante análisis químicos que dieron como resultado valores máximos de 312 ppm Cu, 2000 ppm Zn y 200 ppm Pb.

Bancos de chert (Fig. 2 c) de algunos centímetros de espesor y niveles calcáreos finamente laminados (“ritmitas calcáreo-pelítico-silíceas” de Quartino *et al.* 1971) afloran cercanos a la entrada de la quebrada Alcaparrosa. Esta asociación evidencia el carácter pelágico de la depositación de estas rocas por encima de los basaltos almohadillados.

Asimismo, en la ladera Este de la quebrada de Los Ratones afloran calizas como dos lentes de unos 3 m de potencia (Fig. 2 b). Son de color blanco, conformadas por agregados granulares y aciculares de carbonatos, y están atravesadas por fracturas rellenas por material carbonático. El estudio de González (2006), sobre la base del análisis isotópico de ^{13}C y ^{18}O , dio como resultado un $\delta^{13}\text{C}$ ‰ de $0,8 \pm 0,2$ (standard V-PDB) y $\delta^{18}\text{O}$ ‰ de $-4,5 \pm 0,2$ (standard V-PDB) y de $26,2 \pm 0,2$ (standard V-SMOW). La signatura isotópica de estos carbonatos sustenta el origen marino que previamente le fuera asignado a partir de sus relaciones estratigráficas.

Los basaltos, macizos y almohadillados, se exponen en mantos concordantes desde pocos metros hasta 50 m de espesor o subordinadamente discordantes. Son de color gris claro a oscuro con tonalidades castañas hacia la superficie de exposición. La fractura es irregular y la textura varía desde afanítica hasta granular fina a mediana y ocasionalmente porfírica con fenocristales de piroxenos de hasta 2 mm de largo. La alteración (arcillas, sericita, cloritas), que se evidencia con mayor intensidad en la quebrada de Las Casitas, en general es de grado mediano a fuerte y se la observa relleno de cavidades y fracturas. Están surcados por venillas de has-

ta 4 mm de espesor rellenas por calcita o cuarzo. En forma diseminada se observa pirita, con tamaño en general inferior al milímetro. Los planos de fractura suelen estar tapizados por cuarzo+pirita.

Al microscopio se revelan texturas porfíricas o afíricas con pastas subofíticas (Fig. 3 a) y ofíticas (Fig. 3 b). Los componentes principales son plagioclasa y clinopiroxeno que, en general, tienen extinción ondulosa y en algunos casos fracturación.

La plagioclasa (hasta 60 %) se presenta en cristales desde euhedrales a anhedral, maclados, con alteración fuerte a arcillas (Fig. 3 c) y en menor proporción a albita+clorita±zoisita, sericita y carbonato. El clinopiroxeno (hasta 40 %) se halla en cristales anhedral a subhedral, es incoloro a verde pálido (Fig. 3 d, e, f). En algunas muestras se observa en pasaje parcial a total a un anfíbol verde pálido en general de hábito fibroso (Fig. 3 d, e), mientras que en otras se halla moderada a fuertemente alterado a clorita, escasas arcillas y biotita (Fig. 3 f).

Las finas venillas que surcan los basaltos están rellenas por clorita, clorita+sericita+arcilla, clorita+cuarzo, clorita+carbonato, carbonato, cuarzo; en algunos casos con minerales opacos limonitizados (Fig. 3 g, h).

En la quebrada de la sierra Bandeada (en posición $31^{\circ}17'39''\text{S}$ - $69^{\circ}23'50''\text{O}$), aproximadamente 1000 m al sur de la mina Santa Elena, se halló una roca gris oscura que se torna castaña en superficie. Texturalmente presenta una importante variación de tamaño de grano entre mediano y fino. Entre sus componentes minerales se distinguen en el corte delgado cristales prismáticos de inosilicatos y cristales dispersos de pirita de hasta 2 mm de diámetro. Al microscopio se observa una interdigitación de litologías basálticas, asignables a la Formación Alcaparrosa, con niveles de pelitas (Fig. 3 f), lo cual sugiere que la extrusión del magma debió interactuar con sedimentos húmedos e inconsolidados. Si bien la textura es propia de peperitas, afirmar su presencia requiere de muestreos e investigaciones más detalladas.

Las rocas básicas de la zona fueron clasi-

ficadas con distintos nombres por los diferentes autores que las han estudiado. Quartino *et al.* (1971) hicieron una correspondencia entre microtexturas y las evidencias de campo para aseverar la existencia de lavas en almohadilla, cuerpos máficos mantiformes, eventuales filones capa y diques doleríticos; conjunto de rocas de composición química muy similar. Malhburg Kay *et al.* (1984) las denominaron lavas almohadilladas y, sobre la base de su composición normativa, indicaron que la mayoría de los basaltos son tholeiítas olivínicas y se ubican dentro o muy cerca del campo de las tholeiítas oceánicas. Gómez Sabatié (2005) nominó a las rocas básicas aflorantes en la sierra Bandeada como gabros, subdividiéndolos en anfibólicos, piroxénicos y feldespáticos, y consideró intrusivos tanto los mantos concordantes como los cuerpos discordantes. González (2006) clasificó como basaltos a las rocas básicas presentes en las quebradas del Ratón y del Salto. En el presente trabajo, sobre la base de las características petrográficas observadas, las muestras se clasificaron como basaltos según los criterios establecidos por Streckisen (1979).

GEOQUÍMICA Y CARACTERIZACIÓN TECTÓNICA DE LOS BASALTOS

Existen pocas referencias geoquímicas de las volcanitas que integran la Formación Alcaparrosa. Un total de quince ejemplares de basaltos cuentan con análisis químicos previos: seis provenientes de los alrededores de la localidad de Calingasta (Mahlburg Kay *et al.* 1984; Haller y Ramos 1984), siete de la quebrada del Salto (Boedo *et al.* 2013) y otros dos de la quebrada del Tontal (González 2006).

La edad de estas rocas, los procesos metamórficos que las afectaron y la mineralización sobrepuesta impiden hallar muestras óptimas para su análisis geoquímico. Si bien los ejemplares recolectados para este trabajo no están exentos de alteración, se utilizó la composición química de las cinco muestras más adecuadas de

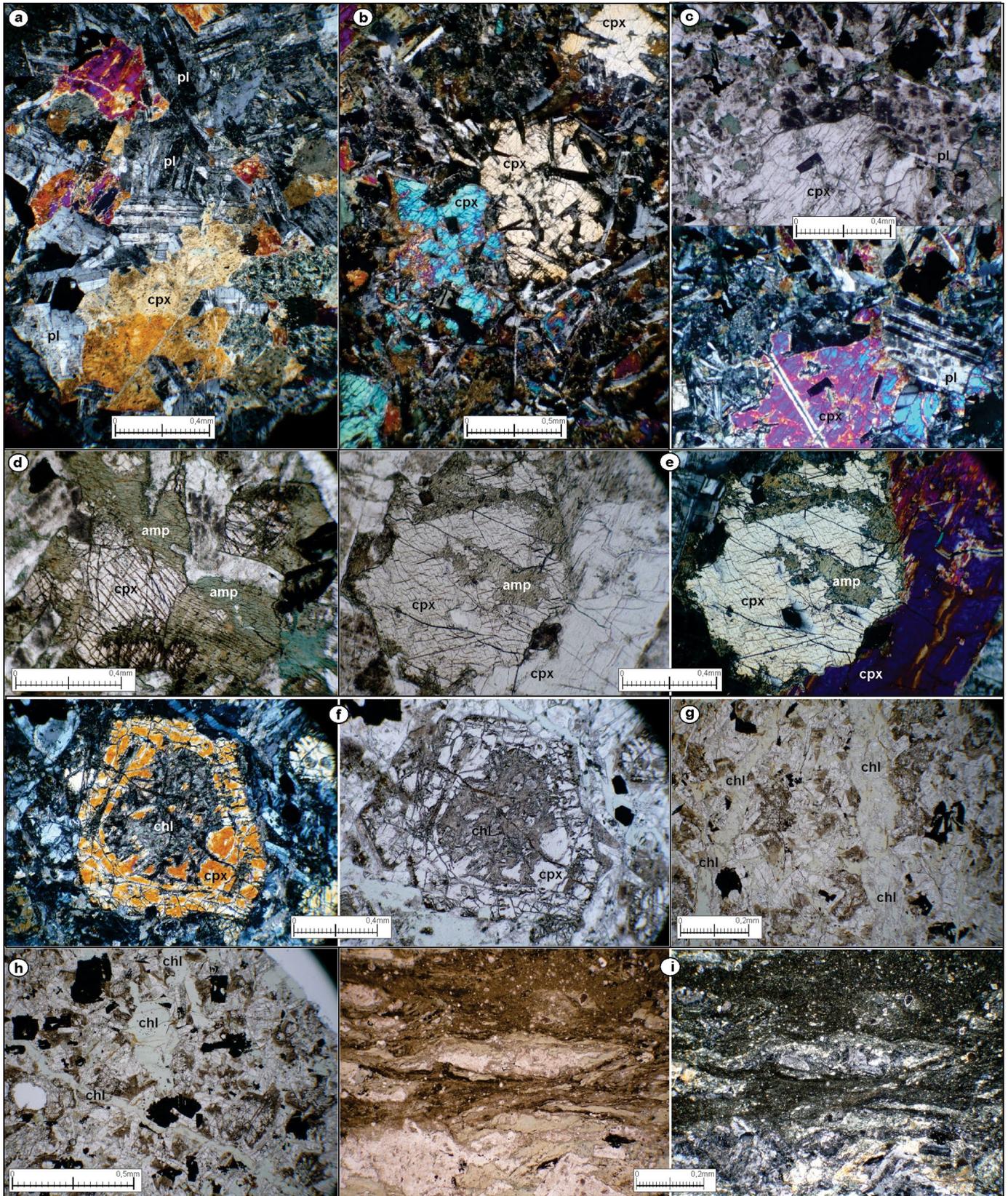


Figura 3: Microfotografías de los basaltos de la Formación Alcaparrosa. a) Texturas subofíticas típicas; b) Basalto con textura ofítica; c) Cristales de plagioclasa alterados a arcillas en contacto con piroxenos maclados; d-e) Piroxenos con alteración parcial a anfíboles; f) Piroxenos alterados a cloritas; g-h) Venillas rellenas de clorita y carbonatos; i) Interdigitación de basaltos con niveles de pelitas.

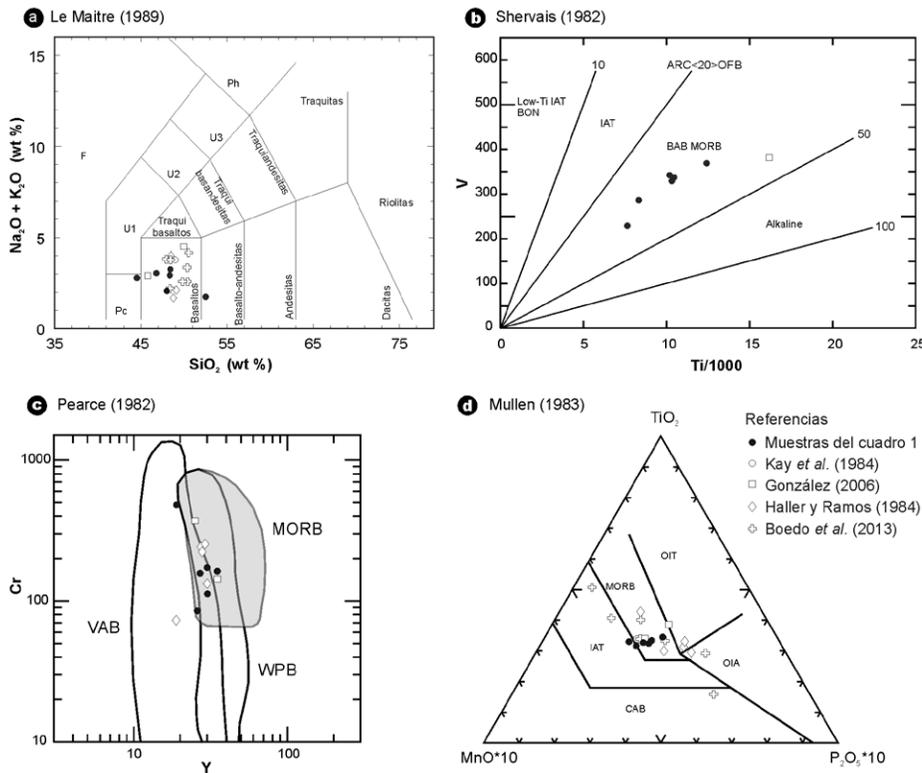


Figura 4: Diagramas de discriminación geoquímica. a) Diagrama de Le Maitre (1989) donde se observa la composición basáltica de las muestras; b) El diagrama de Shervais (1982) evidencia una impronta de tipo MORB; c) Del mismo modo el diagrama de Pearce (1982) muestra la filiación a basaltos de tipo MORB mediante el empleo de Cr e Y; d) El diagrama propuesto por Mullen (1983), mediante elementos de escasa movilidad (Mn, Ti, P), confirma que las muestras se concentran en el campo de los basaltos de fondos oceánicos (MORB).

basaltos para caracterizar su marco tectónico. Las mismas fueron analizadas en los laboratorios de Actlabs mediante ICP para elementos mayoritarios y minoritarios hasta vanadio y por INAA de cromo a lutecio (Cuadro 1).

Los contenidos de SiO_2 , CaO, MgO y, en particular, el elevado porcentaje de volátiles (LOI) de algunas muestras son consecuencia del relleno de sus intersticios y venillas por variedades de sílice, carbonatos, sericita y/o cloritas. Pese al estado de alteración y el consecuente aporte externo de sílice, el diagrama propuesto por Le Maitre (1989) para la clasificación de rocas volcánicas permite observar que las muestras permanecen en el campo correspondiente a basaltos (Fig. 4 a).

El diagrama propuesto por Shervais (1982), al emplear dos elementos inmóviles bajo condiciones hidrotermales, evidencia una impronta propia de basaltos de tipo MORB; aunque dicha impronta es propia

también de los basaltos de trasarco y de los basaltos continentales (Fig. 4 b). Esta ambigüedad se refleja también en el diagrama de Pearce (1982) al emplear las concentraciones de Cr e Y, y donde comparte características de basaltos tipo MORB, basaltos de arcos volcánicos (VAB) y basaltos de intraplaca (WPB) (Fig. 4 c).

En el diagrama propuesto por Mullen (1983), que utiliza el contenido de tres elementos de escasa movilidad (Mn, Ti, P), se aprecia que las muestras se concentran en el campo de los basaltos de fondos oceánicos (MORB) (Fig. 4 d).

En síntesis, si bien los análisis químicos realizados por otros autores arriba citados y los publicados en este trabajo no presentan el mismo paquete de elementos, los distintos diagramas mostrados en la figura 4 destacan el comportamiento geoquímico similar entre todas las muestras, correspondientes a basaltos de tipo MORB.

LA MINERALIZACIÓN EN EL YACIMIENTO SANTA ELENA

La mineralización polimetálica se manifiesta en el yacimiento Santa Elena y está formada por sulfuros, sulfosales y metales preciosos. La oxidación de los sulfuros produjo una importante zona de sulfatos de hierro en la parte superior del depósito. Santa Elena fue descubierta a principios del siglo pasado, pero sólo fue explotada para extraer sulfatos de hierro a partir del año 1930; actualmente y desde varias décadas atrás está inactiva. A fines de la década de 1960 se practicó un pique de 30 m de profundidad y galerías en los niveles -24 y -30, en la zona de mineralización primaria (Fig. 5 a). El único muestreo sistemático fue realizado por Meissl y Maidana (1983) en el nivel -30 y determinó contenidos de 1,84 % Pb; 2,51% Zn; 0,08 % Cu; 0,65 % As, 83 g/t Ag y 4,51 g/t Au. El yacimiento está emplazado en el bloque norte de la falla Alcaparrosa. Meissl y Maidana (1983) señalaron la presencia de varias estructuras mineralizadas aflorantes, las principales fueron denominadas Alcaparrosa, Alta y Diagonal (Fig. 5 a) y probablemente correspondan a diferentes cuerpos irregulares emplazados en los basaltos. Abarcan una superficie total de 700 m en sentido E-O por 300 m N-S, aunque concentradas al NE del rajo principal de la mina Santa Elena.

La mineralización primaria, observada entre los niveles -24 y -30 (Fig. 5b), se presenta maciza y diseminada y consiste principalmente de pirita. En los sectores con mayor concentración de pirita, ésta es la primera especie en cristalizar, está brechada (Fig. 6 a, b) e incipientemente alterada a limonitas, con fisuras rellenas por galena (Fig. 6 c), esfalerita (con pequeñas inclusiones de calcopirita, Fig. 6 a), y en menor proporción calcopirita (con escasas desmezclas de mackinawita), marcasita, tetraedrita argentífera, bournonita, arsenopirita y melnikovita en venillas de hasta 2 cm de ancho. La calcopirita se halla parcialmente alterada a covellina y calcosina. Los minerales de ganga son cuarzo, dos generaciones de carbonatos y minoritariamente sílice amorfa. En

CUADRO 1: Composición química de basaltos de la Formación Alcaparrosa.

Código	823	836	838	812	813
Sitio de muestreo	NO rajo principal mina Santa Elena	Quebrada Sierra Bandeada	Quebrada Sierra Bandeada	Estructura Nira	Estructura Nira (por debajo de 812)
Litología	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto
Textura macro y microscópica	Fanerítica / subofítica	Porfírica	Afanítica / afírica	Afanítica / subofítica	Fanerítica / subofítica
Paragénesis primaria	Cpx+Plg+opacos	Cpx+Plg+opacos	Cpx+Plg+opacos	Cpx+Plg+opacos	Cpx+Plg+opacos
Minerales de alteración y/o relleno	Carb+Chl+Ser+Qtz	Qtz+Chl+Ser+Carb	Carb+Qtz+Ser+Chl	Ser+Chl	Amp+Bt+Kln+Qtz
SiO ₂	44,53	48,41	52,53	46,81	48,32
TiO ₂	2,072	1,746	1,393	1,699	1,720
Al ₂ O ₃	11,85	13,67	11,11	13,90	14,40
Fe ₂ O ₃	13,77	12,14	10,81	12,48	11,97
MnO	0,195	0,226	0,162	0,201	0,189
MgO	5,90	6,92	4,63	6,86	6,68
CaO	8,27	8,92	8,97	11,09	11,52
Na ₂ O	2,47	3,02	1,53	2,78	2,35
K ₂ O	0,37	0,25	0,25	0,29	0,63
P ₂ O ₅	0,20	0,13	0,13	0,15	0,16
LOI	9,15	3,41	7,37	2,64	0,72
Total	98,79	98,85	98,67	98,90	98,67
Zn	111	135	83	107	60
Cd	1,4	1,1	1,3	1,0	0,6
Cu	211	110	134	215	159
Ni	92	69	69	80	84
Ba	402	242	29	73	68
Sr	174	303	130	191	244
Y	35	27	26	30	30
Zr	118	80	27	88	92
V	368	336	286	342	329
Cr	163	157	85	112	172
Co	37	36	41	40	39
Sc	33,0	34,5	37,9	39,3	37,9
As	3,9	3,7	2,4	2,2	1,3
Sb	0,6	0,6	0,2	0,8	0,3
Rb	-	-	-	-	34
Cs	3	1	1	3	3
Hf	3	2	3	2	3
Th	0,8	0,4	0,5	0,7	0,9
La	7,0	5,3	6,2	6,1	6,0
Ce	19,0	15	17	16	18
Nd	10	8	8	7	9
Sm	3,3	2,4	3,2	2,9	2,9
Eu	1,3	1,0	1,2	1,3	1,2
Tb	0,8	0,6	-	-	0,6
Yb	2,8	2,1	3,2	2,5	2,6
Lu	0,49	0,34	0,52	0,40	0,43

La concentración de los elementos expresados como óxidos se halla en porcentaje en peso (%), mientras que el resto de los elementos se encuentra en partes por millón (ppm). Los símbolos de los minerales siguen la propuesta de Kretz (1983).

la roca de caja se halló pirita diseminada, escasas fibras de molibdenita y granos redondeados de oro menores de 10 micrones. Además de estudios al microscopio, se

realizaron análisis con microsonda electrónica sobre pirita, esfalerita y bournonita, y se determinó el contenido de Ag en galena y tetraedrita *s.l.*, con una microsonda Jeol 8900, operando con 20 kV

y 30 nA y estándares sintéticos (Brodtkorb y Logan 2005).

En estas investigaciones se observaron dos formas de pirita, con diferentes características texturales y químicas. La prime-

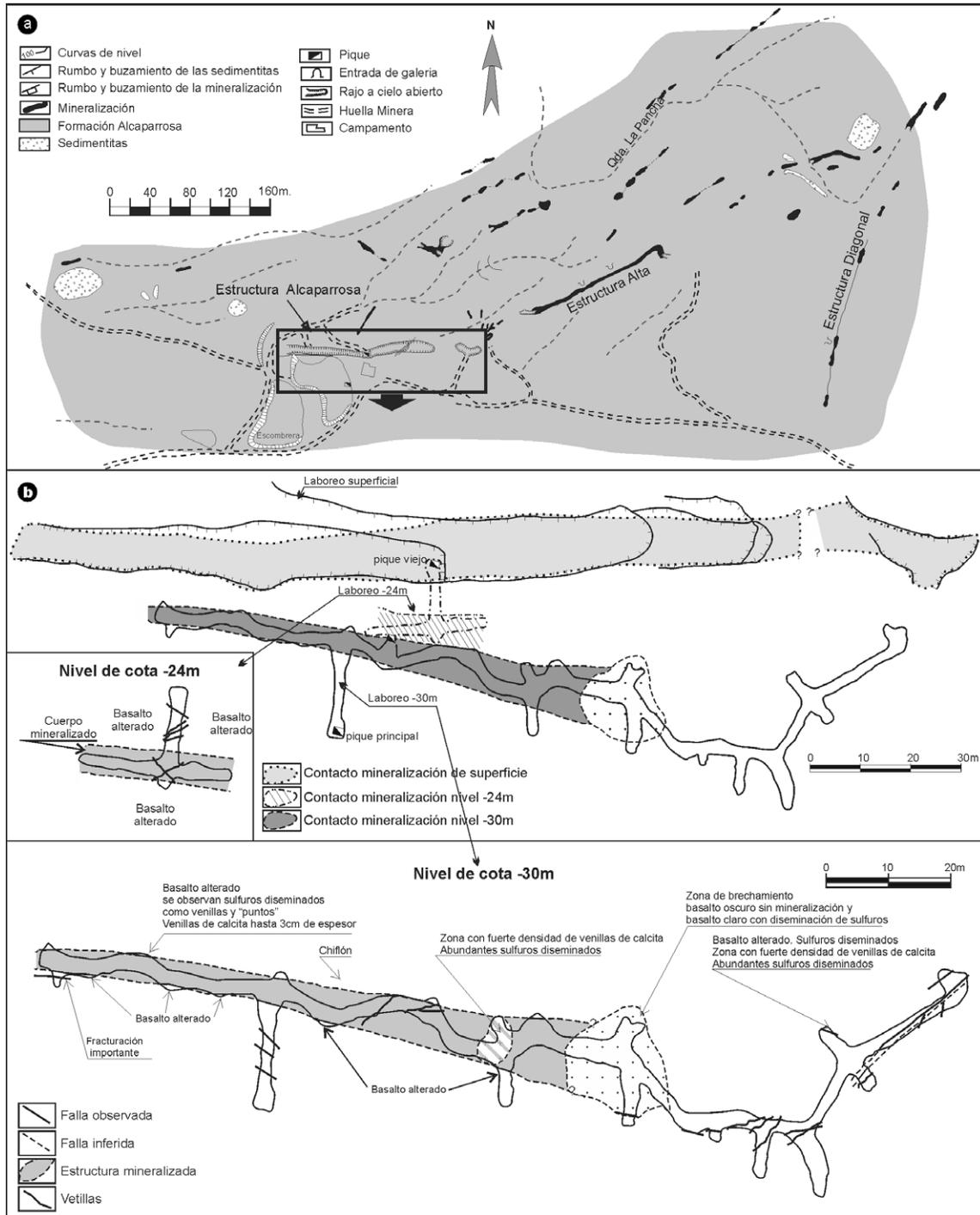


Figura 5: Esquema de la mina Santa Elena modificado sobre la base de Meissl (1983). Esquema general de la zona mineralizada y sus labores, con detalle del sector de mayor explotación, donde se observan tres niveles topográficos: superficial, nivel -24 m y nivel -30 metros.

ra es porosa, aparece frecuentemente en el centro de los granos y su contenido en As es bajo. Sobre la otra variedad se efectuaron análisis en 60 puntos, con un promedio porcentual en peso de 46,10 % Fe; 53,10 % S y 1,53 % As con valores erráticos entre 0,01 y 2,06 %. Asociada a la piri-

ta se halla marcasita en cristales tabulares. En esfalerita, que contiene pequeñas inclusiones de calcopirita, el estudio se efectuó sobre 50 puntos con valores porcentuales en peso entre 49,03 y 54,10 % Zn; 6,41 y 11,78 % Fe; 0,20 y 0,39 % Cd, 0,59 y 0,90 % Mn y aproximadamente 33 % S.

El análisis de Ag en galena fue realizado sobre 34 puntos, con un promedio de 0,34 % en peso. Asociada a galena se observa tetraedrita, cuyos valores en Ag alcanzan hasta 20 % en peso, por lo que se trata de tetraedrita argentífera. La bournonita presenta un contenido

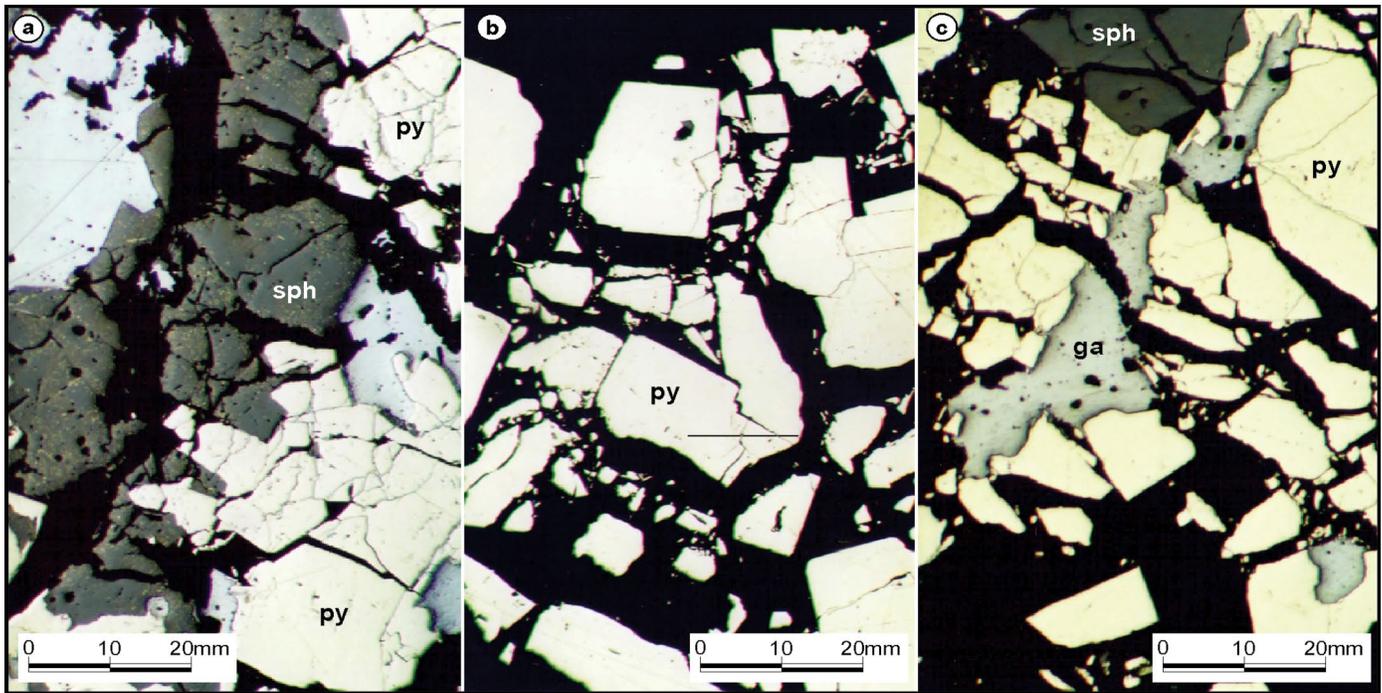


Figura 6: Microfotografías de la mineralización: a) Pirita (py) brechada cementada por esfalerita (sph) que contiene pequeñas inclusiones de calcopirita, a su vez brechada y cementada por cuarzo; b) Brecha de pirita; c) Pirita (py) brechada cementada por galena (ga), a su vez brechada y cementada por cuarzo.

porcentual en peso de 42,65 % Pb; 13,09 % Cu; 25,01 % Sb y 19,75 % S.

La determinación de los sulfatos de hierro y otros minerales secundarios (del “sombbrero de hierro”) tiene como antecedentes trabajos de Angelelli y Trelles (1938), Toubes y Nicolli (1971), Toubes Spinelli (1982), Meissl y Maidana (1983) y González *et al.* (2005). Los minerales, agrupados por elemento, son los siguientes: *Sulfatos de Fe*: amarantina $\text{Fe}^{3+}(\text{SO}_4)_2 \cdot 0,7\text{H}_2\text{O}$, butlerita $\text{Fe}^{3+}(\text{SO}_4)(\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, parabutlerita $\text{Fe}^{3+}(\text{SO}_4)(\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, ferricopiapita $\text{Fe}^{3+}_{2/3\text{Al}/3}\text{Fe}^{3+}_4(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_2 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$, fibroferrita $\text{Fe}^{3+}(\text{SO}_4)(\text{OH}) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, szomolnokita (ferropalidita) $\text{FeSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, copiapita $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_4(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_2 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$ y en menor cantidad coquimbita $\text{Fe}^{3+}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$, rozenita $\text{FeSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, kirovita (variedad magnesiana de la melanterita $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) y calingastita (variedad zincífera de la melanterita), y el sulfato-arseniato sarmientita $\text{Fe}^{3+}_2(\text{AsO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH}) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$.

Sulfatos de Fe y algún otro elemento: aluminocopiapita $\text{Al}_{2/3\text{Al}/3}\text{Fe}^{3+}_4(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_2 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$, botriógono $\text{MgFe}^{3+}(\text{SO}_4)_2(\text{OH}) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, slavikita $\text{NaMg}_2\text{Fe}^{3+}_5(\text{SO}_4)_7(\text{OH})_6 \cdot 33\text{H}_2\text{O}$

y jarosita $\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$.

Además se determinaron goslarita $\text{ZnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, bianchita $(\text{Zn}, \text{Fe}^{2+})\text{SO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, boyleita $(\text{Zn}, \text{Mg})\text{SO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, escorodita $\text{Fe}^{3+}\text{AsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ e hidalgoíta $\text{PbAl}_3(\text{AsO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_4$.

Recientemente se hallaron y determinaron cranswickita $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (Peterson 2010), dimorfo de slavikita $\text{NaMg}_2\text{Fe}^{3+}_5(\text{SO}_4)_7(\text{OH})_6 \cdot 33\text{H}_2\text{O}$, huntita $\text{Mg}_3\text{Ca}(\text{CO}_3)_4$ e hidroniojarosita $(\text{H}_3\text{O})\text{Fe}^{3+}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ y se confirmó mediante rayos X la presencia de hohmannita $\text{Fe}^{3+}_2(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ (Kriscautzky y Colombo 2013).

La gran cantidad de sulfatos de hierro explotados en la mina Santa Elena podría corresponder a un “encape de metaexhalitas de tipo sulfuros” en el sentido de Spry *et al.* (2000).

Análisis isotópicos ($\delta^{34}\text{S}$ de pirita y galena y relaciones isotópicas de Pb en galena) fueron realizados por Zappettini *et al.* (1999). El valor de $\delta^{34}\text{S}$ en pirita ($+0,2\text{‰} \pm 0,5$) y en galena ($-1,5\text{‰} \pm 0,5$) es indicativo de una fuente mantélica. En comparación con sistemas hidrotermales submarinos modernos (Shanks 2001), los

valores de Santa Elena son más semejantes a los sulfuros de dorsales centro oceánicas (con valores $\delta^{34}\text{S}$ cercanos a 0) que a los de sistemas de arco y retroarco (cuyos valores $\delta^{34}\text{S}$, positivos o negativos, se alejan de 0), y están incluidos en el amplio rango de valores que muestran los sistemas alojados en sedimentos. En comparación con sulfuros masivos (VMS) antiguos (Huston 1999), aún considerando la amplitud de la escala de valores de $\delta^{34}\text{S}$ en el que se han incluido depósitos del Fanerozoico, se ajustan al limitado rango de los VMS de edad proterozoica y arqueana. Las relaciones isotópicas de Pb en galena son $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,345$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,586$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,086$. Son valores cercanos a los obtenidos en rocas proterozoicas de la Precordillera (Abbruzzi *et al.* 1993) y, con relación a yacimientos, resultan muy semejantes a la composición isotópica de Pb de galena de depósitos típicos VMS, tales como Rosebery-Hercules, Que River y Hellyer, en Australia, a partir de la recopilación de datos de Sangster *et al.* (2000).

Los valores de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ coinciden con el campo de los basaltos

oceánicos (Wooden *et al.* 1992). El valor de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ algo más elevado indicaría un reservorio mantélico heterogéneo contaminado por una interacción magma - corteza (Zappettini *et al.* 1999).

EL DEPÓSITO SANTA ELENA, AMBIENTE DE FORMACIÓN Y RELACIÓN CON VMS ACTUALES

Considerando el ambiente geotectónico (la ofiolita), las particularidades de la litología (estructuras almohadilladas, presencia de posibles peperitas), la disposición de la mineralización, el tipo de alteración - metamorfismo, y la paragénesis mineral, la mineralización primaria de Santa Elena admite clasificarse como sulfuro masivo (VMS - *volcanogenic massive sulphide*). Esta propuesta ya había sido realizada por Zappettini *et al.* (1999) y Zappettini y Brodtkorb (2000). De acuerdo con sus contenidos metálicos, el depósito es rico en metales preciosos, pobre en Cu y con elevados tenores de Pb y Zn.

Barrie y Hannington (1999) y luego Franklin *et al.* (2005) clasificaron a los VMS en cinco tipos de acuerdo con la composición de la roca de caja. Estos son: máfico, máfico bimodal, máfico siliciclástico o máfico pelítico, félsico bimodal y bimodal siliciclástico. El depósito Santa Elena tiene características similares a las del tipo máfico siliciclástico o máfico pelítico ya que contiene proporciones semejantes de rocas volcánicas máficas (basaltos) y siliciclásticas turbidíticas (niveles clásicos de la Formación Alcaparrosa) y están ausentes las rocas félsicas. Además, los yacimientos de este tipo suelen presentar carbonatos en las rocas siliciclásticas, tal como sucede en la Formación Alcaparrosa en cercanías del depósito Santa Elena y en la ladera occidental de la sierra del Tontal (ejemplos mundiales de este tipo son los yacimientos Outokumpu (Finlandia) del Paleoproterozoico, Windy Craggy (British Columbia, Canadá) del Paleozoico, el distrito Besshi (Japón) del Mesozoico y Ducktown (Tennessee, EEUU).

Con referencia a los ambientes tectónicos de formación, Gibson *et al.* (2007)

definieron las asociaciones petroquímicas MORB, E-MORB o basaltos alcalinos OIB para los VMS máfico pelíticos. Esto resulta congruente con el ambiente precisado para la ofiolita de Calingasta por otros autores y en este trabajo, donde se los caracteriza como basaltos de tipo MORB.

La mayoría de las ofiolitas que registran depósitos VMS se formaron en terrenos de antearco y trasarco en los que hay evidencias de actividad hidrotermal a lo largo de centros de expansión de fondo oceánico. Según Galley y Koski (1999), los centros de divergencia ofiolíticos que contienen abundantes y significativos depósitos VMS tuvieron períodos alternantes de tasas de expansión rápidas (>10 cm por año) a intermedias (~5 cm por año). Con respecto a la ofiolita famatiniana del presente trabajo, Haller y Ramos (1984) la asociaron con dorsales oceánicas de tasa de expansión rápida.

Por otra parte, según Herzig y Hannington (1995) la mineralogía de sulfuros de los centros de divergencia de trasarco tiene características mineralógicas parecidas a la de las dorsales centro-oceánicas con abundancia de sedimento.

De acuerdo con Barrie y Hannington (1999), Franklin *et al.* (2005) y Herzig y Hannington (1995), los VMS se forman bajo condiciones de ambiente extensional y de fondo marino; períodos de actividad magmática intensa con altas temperaturas de interacción fluido/roca que provocan la convección del agua marina; y cambios en las condiciones fisico-químicas (mezcla de agua marina fría, oxigenada, con fluidos hidrotermales de alta temperatura ~ 350 °C ricos en metales, con pH y potencial redox bajos) que permiten la precipitación de metales.

Santa Elena puede tener su símil en algunos ejemplos de depósitos VMS de centros de expansión actualmente activos cercanos al continente norteamericano (Golfo de California), cubiertos por una potente secuencia de sedimentos pelágicos y turbidíticos, tales como Middle Valley y Escanaba Trough. En Middle Valley (dorsal de Juan de Fuca, que tiene una tasa de expansión de 5,4 cm por año)

se halla el VMS de Cu-Zn Bent Hill. De acuerdo con Teagle y Alt (2004), las rocas basálticas están representadas por filones capa dentro de sedimentos, un flujo volcánico en la sección superior de los sedimentos y luego basaltos almohadillados. La alteración hidrotermal, similar en los filones capa y en los flujos volcánicos, está dominada por los efectos de un hidrotermalismo ascendente más que por la actividad hidrotermal asociada con erupciones individuales o intrusiones. Los basaltos están poco a muy alterados, con una asociación de facies esquistos verdes, compuesta por cuarzo, clorita y titanita, y menores proporciones de epidoto y actinolita. El estudio de isótopos de oxígeno indicaría que la alteración se produjo entre 320 y 370 °C. Los gradientes mineralógicos, químicos e isotópicos en la interfase basalto-sedimento del Bent Hill han sugerido la canalización de los fluidos a lo largo de este contacto. A este respecto, tanto el protolito como la paragénesis de alteración son semejantes a los observados en Santa Elena.

CONCLUSIONES

El yacimiento Santa Elena está emplazado en basaltos almohadillados de la Formación Alcaparrosa. Estos se presentan como cuerpos macizos o mantos concordantes a subconcordantes y según la composición química son basaltos tholeiíticos de tipo MORB, que son interpretados como formados en un ambiente extensional en una cuenca oceánica poco profunda y pertenecientes a la faja ofiolítica de edad famatiniana que se extiende desde el río Bonete en La Rioja hasta el río de las Tunas en Mendoza. Las características tectónicas de la región permitieron establecer que se trató de una dorsal de rápida tasa de expansión.

El depósito Santa Elena es un sulfuro masivo de tipo máfico pelítico, rico en metales preciosos, pobre en Cu y con elevados tenores de Pb y Zn. Correspondería a la mineralización propia de una ofiolita cercana a bordes continentales cubiertos por sedimentos pelágicos y turbidíticos. Su paragénesis primaria consta de pirita,

calcopirita, galena, esfalerita, bournonita, tetraedrita argentífera, marcasita, melnikovita, arsenopirita, oro y molibdenita. El origen de los sulfuros puede relacionarse con el aporte de fluidos hidrotermales cogenéticos con la emisión de los balsos y la sedimentación de la Formación Alcaparrosa. La oxidación supergénica produjo una veintena de sulfatos, mayoritariamente de Fe. La gran cantidad de sulfatos de hierro explotados en la mina Santa Elena podría corresponder a un encapado de metaexhalitas de tipo sulfuros.

La quebrada de Alcaparrosa y su entorno se considera una región de interés minero prospectivo por su potencial para alojar otros cuerpos de sulfuros masivos. Diez kilómetros al Este de la mina Santa Elena, en la quebrada del Tontal, la presencia de hidalgoíta $[PbAl_3(AsO_4)(SO_4)(OH)_4]$ podría manifestar la existencia de un cuerpo subsuperficial de tipo sulfuro masivo.

AGRADECIMIENTOS

Al CONICET por el subsidio otorgado y al Servicio Geológico Minero Argentino por la disponibilidad de un vehículo para realizar las tareas de campo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Abbruzzi, J., Kay, S.M. y Bickford, M.E. 1993. Implications for the nature of the Precordilleran basement from Precambrian xenoliths in Miocene volcanic rocks, San Juan Province, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 331-339, Buenos Aires.
- Angelelli, V. y Trelles, R. 1938. Las alumbresas de Rodeo y Calingasta y los sulfatos de hierro de la Alcaparrosa, San Juan. Boletín Obras Sanitarias de la Nación 8, 9 y 10, Buenos Aires.
- Angelelli, V., Aparicio, E., Matar Ibáñez, J. y Llano, J. 1976. Geoquímica de las lutitas alumbríferas de la Precordillera sanjuanina. Instituto de Investigaciones Geológicas. Universidad Nacional de San Juan. 23 p., San Juan.
- Aparicio, E.P. y Cuerda, A.J. 1976. Nuevos hallazgos de graptolitos en la vertiente occidental de la Precordillera de San Juan (Calingasta). Ameghiniana 13: 159-168, Buenos Aires.
- Barrie, C.T. y Hannington, M.D. 1999. Introduction: Classification of VMS deposits based on host rock composition. En: Barrie C.T. y Hannington, M.D. (Eds.) Volcanic - associated massive sulphide deposits: processes and examples in modern and ancient settings: Reviews in Economic Geology 8: 2-12, Lancaster.
- Boedo, F.L., Vujovich, G.J., Kay, S.M., Ariza, J.P. y Pérez Luján, S.B. 2013. The E-MORB like geochemical features of the early Paleozoic mafic-ultramafic belt of the Cuyania terrane, western Argentina. Journal of South American Earth Sciences 48: 73-84, Amsterdam.
- Brodtkorb, M.K. de y Logan, M. 2005. Aportes al conocimiento de la paragénesis del yacimiento Santa Elena, Calingasta, San Juan. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas: 825-826, La Plata.
- Brussa, E., Mitchell, C. y Astini, R. 1999. Ashgillian (Hirnantian?) graptolites from the western boundary of the Argentine Precordillera. Acta Universitatis Carolinae Geologica 43: 199-202, Praga.
- Cuerda, A.J., Cingolani, C.A. y Schauer O.C. 1988. Descripción geológica de la Hoja 21c - San Juan. Carta Geológico-Económica de la República Argentina (escala 1:200.000). Subsecretaría de Minería de la Nación (inédito), 259 p., Buenos Aires.
- Dilek, Y. y Furnes, H. 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. Geological Society of America Bulletin 123: 387-411, Boulder.
- Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R. y Galley, A.G. 2005. Volcanogenic Massive Sulphide Deposits. En: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J. y Richards, J.P. (Eds.): Economic Geology, 100th Anniversary Volume, The Economic Geology Publishing Company: 523-560, Lancaster.
- Galley, A.G. y Koski, R.A. 1999. Setting and characteristics of ophiolite-hosted Volcanogenic Massive Sulfide deposits. En: Reviews in Economic Geology. En: Barrie, C.T. y Hannington, M.D. (Eds.): Volcanic-associated massive sulphide deposits: processes and examples in modern and ancient setting: 8: 221-244, Lancaster.
- Gibson, H.L., Allen, R.L., Riverin, G. y Lane, T.E. 2007. The VMS model: advances and applications to exploration targeting. En: Milkereit, B. (Ed.): Proceedings of exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration: 713-730, Toronto.
- Gómez Sabatié, A. 2005. Petrografía y petroquímica de los gabros de la serie ofiolítica en la quebrada de la Sierra Bandeada, departamento Calingasta, provincia de San Juan. Tesis de licenciatura. Universidad Nacional de San Juan (inédito), San Juan.
- González, M.P. 2006. Mineralizaciones en el sector septentrional de la sierra del Tontal, Precordillera sanjuanina. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires (inédito), Buenos Aires.
- González, M.P., Leal, P. y Brodtkorb, M.K. de. 2005. Sobre la presencia de starkeíta, hidalgoíta y boyleíta en las alumbresas de Calingasta, San Juan. 16° Congreso Geológico Argentino: 807-812, La Plata.
- Haller, M. y Ramos, V. 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 66-83, Buenos Aires.
- Haller, M. y Ramos, V. 1993. Las Ofiolitas y otras rocas afines. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1: 31-39, Buenos Aires.
- Herzig, P.M. y Hannington, M.D. 1995. Hydrothermal activity, vent fauna and submarine gold mineralization at alkaline fore-arc seamounts near Lihir Island, Papua New Guinea. En: Proceedings Pacific Rim Congress, Parkville, Victoria, Australia. Australasian Institute of Mining and Metallurgy: 279-284, Victoria.
- Huston, D.L. 1999. Stable isotopes and their significance for understanding the genesis of volcanic-associated massive sulfide deposits: A review. En: Barrie C.T. y Hannington M.D. (Eds.): Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings. Reviews in Economic Geology 8: 157-179, Lancaster.
- Kretz, R. 1983. Symbols of rock-forming minerals. American Mineralogist 68: 277-279.
- Kraskautzky, A. y Colombo, F. 2013. Hohmannita de la mina Santa Elena, Quebrada de la Alcaparrosa, Departamento Calingasta, provincia de San Juan. 11° Congreso de Mineralogía y Metalogía, Actas: 69-70, San Juan.
- Le Maitre, R.W. 1989. A classification of ig-

- neous rocks and glossary of terms. Blackwell Oxford. 193 p., Londres.
- Mahlburg Kay, S., Ramos, V. y Kay, R. 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas de la Precordillera Occidental. Basaltos de rift oceánico temprano? próximos al margen continental. 9° Congreso Geológico Argentino Actas 2: 48-65, Buenos Aires.
- Meissl, E.P. 1983. Mina Santa Elena, mineralogía y consideraciones genéticas, Calingasta, San Juan. Trabajo final de licenciatura. Universidad Nacional de San Juan (inédito), San Juan.
- Meissl, E.P. y Maidana, M.R. 1983. Mina Santa Elena, La Alcaparrosa, Calingasta, provincia de San Juan. 2° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 551-566, San Juan.
- Mullen, E.D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62:53-62.
- Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En: Thorpe R.S. (Ed.): *Andesites*: 525-548. Wiley, Chichester.
- Peterson, R.C. 2010. Cranswickite MgSO₄·4H₂O, a new mineral species from Calingasta, Argentina. *Mineralogical Magazine* 74: 797-800, Twickenham.
- Quartino, B., Zardini, R. y Amos, A. 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barral Calingasta, provincia de San Juan. Asociación Geológica Argentina, Monografía 1, 184 p., Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Kay, S.M., Cortés, J.M. y Palma, M.A. 1984. Chileña: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 84-106, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S., Cortés, J.M. y Palma, M.A. 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics* 5: 855-880, Washington.
- Rubinstein, N., Bevins, R., Robinson, D. y Morello, O., 1998. Very low metamorphism in the Alcaparrosa formation, western Precordillera Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 326-329, Buenos Aires.
- Sangster, D.F., Outridge, P.M. y Davis, W.J. 2000. Stable lead isotope characteristics of lead ore deposits of environmental significance. *Environmental Reviews* 8: 115-147, Ottawa.
- Sessarego, H. 1988. Estratigrafía de las secuencias epiclásticas devónicas a triásicas aflorantes al norte del río San Juan y al oeste de la sierra del Tigre, provincia de San Juan. Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires (inédito), Buenos Aires.
- Shanks, W.C., 2001. Stable isotopes in sea-floor hydrothermal systems: vent fluids, hydrothermal deposits, hydrothermal alteration and microbial processes. In *Stable Isotope Geochemistry, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 43: 469 - 525, Chantilly.
- Shervais, H.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59:101-118.
- Sillitoe, R.H. 1977. Permo-carboníferous, upper Cretacic and Miocene porphyry copper type mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology* 72: 99-109, Lancaster.
- Spry, P.G., Peter, J.M. y Slack, J.F. 2000. Meta-exhalites as exploration guides to ore. En: Spry, P.G., Marshall, B. y Vokes, F.M. (Eds.) *Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits: Reviews in Economic Geology* 11:163-201, Lancaster.
- Streckeisen, A.L. 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: recommendations and suggestions of the IUGS sub-commission on the systematic of igneous rocks. *Geology* 7: 331-335.
- Teagle, D.A.H. y Alt, J.C. 2004. Hydrothermal alteration of basalts beneath the Bent Hill massive sulfide deposit, Middle Valley, Juan de Fuca Ridge. *Economic Geology* 99: 561-584, Lancaster.
- Toubes Spinelli, R.O. 1982. Aluminocopiapita zincífera de la mina Santa Elena, quebrada de la Alcaparrosa, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación de Mineralogía, Petrografía y Sedimentología* 13: 25-28, Buenos Aires.
- Toubes, R. y Nicolli, H. 1971. Primer hallazgo de hexahidrita en la República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26: 88-90, Buenos Aires.
- Wooden, J.L., Czamanske, G.K., Bouse, R.M., Likhachv, A.P., Kunilov, V.E y Lyuil'ko, V. 1992. Pb isotope data indicate a comple mantle origin for the Noril'sk-Talnakh Ores, Siberia. *Economic Geology* 87: 1153-1165, Lancaster.
- Zappettini, E.O. y Brodtkorb, M.K. de. 2000. The VMS Santa Elena deposit, San Juan province, Argentina. En: Sherlock, R. y Logan, A.V. (Eds.): *VMS deposits of Latin America*. Geological Association of Canada. Special Publication 2: 613-616, Newfoundland.
- Zappettini, E.O., Brodtkorb, M.K. de y Pezzutti, N. 1999. El distrito Santa Elena, San Juan. En: Zappettini, E. (Ed.) *Recursos Minerales de la República Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35: 721-724, Buenos Aires.

Recibido: 8 de abril, 2014

Aceptado: 25 de marzo, 2015