

Análisis petrológico, geoquímico y mineralógico del Proyecto Bajo Agua Tapada, Provincia de Catamarca, República Argentina.

Autor: Ariana Carrazana Di Lucia¹

Director UB: Domingo Gimeno Torrente²

Director MAA: Julio Bruna Novillo³

RESUMEN

Bajo Agua Tapada corresponde a un sistema tipo pórfido de cobre-oro, ubicado en las Sierras Pampeanas Noroccidentales de Argentina. Los pórfidos comprenden una secuencia de stocks dacíticos emplazados en un domo extrusivo de igual composición; asociados a los intrusivos subvolcánicos se encuentran una serie de brechas hidrotermales. Todo el conjunto está encajado en rocas andesíticas, formando parte del Complejo Volcánico Farallón Negro. Las dacitas presentan dos sistemas de mineralización hidrotermal: uno de tipo pórfido con abundante magnetita, contenidos de oro y sulfuros tales como pirita y calcopirita, el otro, un sistema de venas epitermales de sulfuración intermedia con galena, esfalerita, pirita, calcopirita, sulfosales de plata, antimonio, bismuto y oro que se superpone al primero. Las alteraciones identificadas corresponden a silicificación, alteración destructiva de feldespatos, alteración potásica, y alteración propilítica que afectan tanto a los pórfidos, como a las rocas de caja. La geoquímica sugiere una afinidad calco-alkalina rica en K con una fuerte tendencia shoshonítica observada en la relación de elementos trazas. Los isótopos estables de azufre determinan una fuente magmática de los sulfuros con un valor medio de 2.94 ‰ para $\delta^{34}\text{S}$.

Palabras claves: Agua Tapada, Pórfido de Cobre-Oro, Sulfuración Intermedia, Serie Shoshonítica

ABSTRACT

Bajo Agua Tapada corresponds to a copper-gold porphyry type system, located in the Sierras Pampeanas, Northwestern of Argentina. Porphyries contain a dacite stocks sequence set in an extrusive dome of the same composition. A series of hydrothermal breccias associated with subvolcanic intrusions are also found. The whole is inserted in andesitic rocks, being part of Farallón Negro Volcanic Complex. Dacites present two hydrothermal mineralization systems: one of a porphyry type with abundant magnetite, gold contents and sulfides such as pyrite and chalcopyrite, the other, a system of intermediate sulfidation epithermal veins with galena, sphalerite, pyrite, chalcopyrite, silver sulfosalts, antimony, bismuth and gold which overlaps the former. The identified alterations correspond to silicification, feldspar destructive alteration, potassic alteration and propylitic alteration affect both porphyries and host rocks. Geochemistry suggests a K-rich calc-alkaline affinity with shoshonitic trend, observed in the relationship of trace elements such as Ce/Yb and Co-Th. Stable isotopes of sulfur establish a sulfides magmatic source with a 2.94‰ for $\delta^{34}\text{S}$ mean value.

Keywords: Agua Tapada, Copper-Gold Porphyry, Intermediate-Sulfidation, Shoshonitic Series.

¹ acarrazana@xstratacopper.com.ar Geólogo de Exploración, Gerencia de Servicios Técnicos, Minera Alumbrera Ltd., Hualfín 4139, Belén, Catamarca, Argentina. Tel.+54 3835 485056. Universidad de Barcelona, Facultad de Geología. Departament de Geoquímica. Petrologia i Prospecció Geològica, Facultat de Geologia, Universidad de Barcelona, 08028 España.

² domingo.gimeno@ub.edu Doctor en Geología. Universidad de Barcelona, España.

³ jbruna@xstratacopper.com.ar Superintendente de Geología. Minera Alumbrera Ltd. Catamarca, Argentina.

INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se ubicada políticamente en el Departamento Belén, Provincia de Catamarca, República Argentina (Fig.1). Sus coordenadas son 27°25' de latitud sur y 66°67' de longitud oeste. Bajo Agua Tapada, dista a 60 Km al NO del departamento Andalgalá y a 100 Km al NE del departamento Belén. Se localiza en el sector NO de la mina Abel Peirano, a 2300 m.s.n.m. con una superficie de 344 Km² perteneciente a la empresa Yacimientos Mineros Agua de Dionisio (YMAD). El prospecto ocupa un área de aproximadamente 6.4 Km², se localiza a 8 Km al NO de Bajo de la Alumbraera y 5 Km al N de la Mina Farallón Negro-La Blenda.

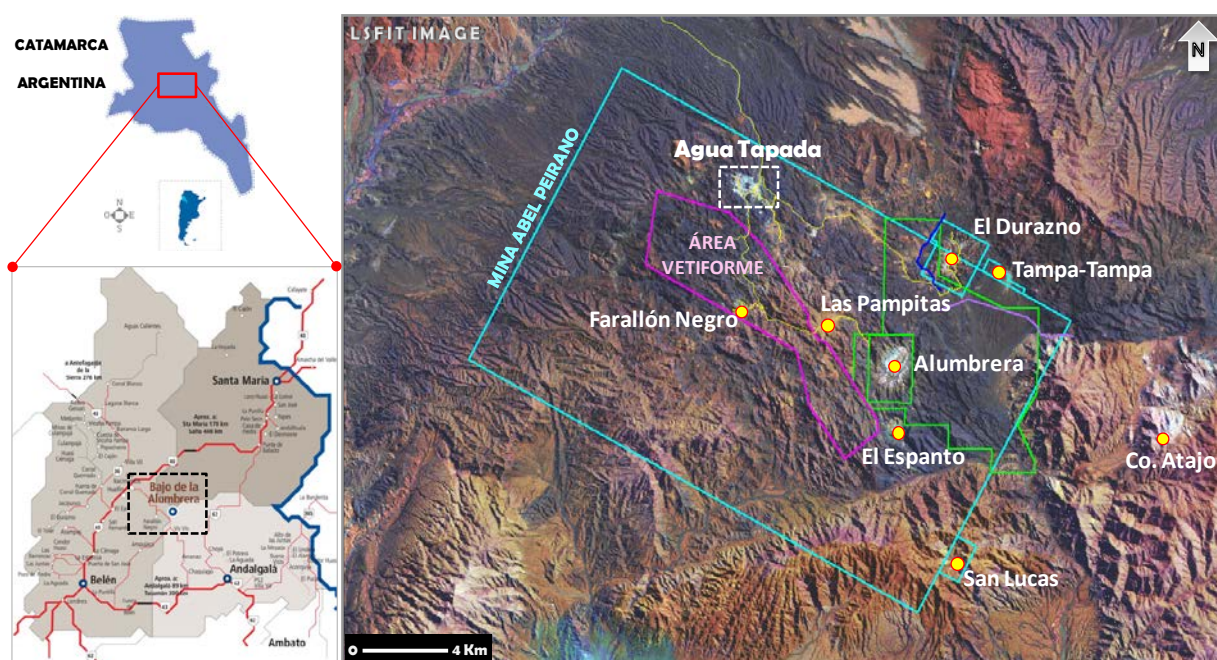


Fig. 1: Ubicación geográfica de la zona de estudio. Bajo Agua Tapada incluida en la pertenencia minera Abel Peirano, propiedad de YMAD.

Antecedentes

Los primeros estudios se remontan con el Dr. Peirano, de la Universidad Nacional de Tucumán (UNT) quien comenzó las investigaciones geológico-mineras en los años 40, incluyendo piques exploratorios desarrollados durante 1944-49. Gonzáles Bonorino (1949), para la Dirección General de Industria Minera Argentina, realizó una interpretación del complejo eruptivo, los fenómenos hidrotermales y su mineralogénesis; además de una descripción geomorfológica detallada. Mazzetti (1963) realizó un mapa geológico y muestreo geoquímico de superficie. En 1973 Sillitoe, para Naciones Unidas, Plan NOA Minero, ejecutó un croquis geológico y de alteración. La tesis de Maestría de Suchomel (1983), dirigida por Guilbert, Universidad de Arizona, incluyó un análisis geológico detallado y una evaluación económica preliminar. YMAD trabajó en el área realizando tareas de cartografía, muestreo y una campaña de perforación en conjunto con Fabricaciones Militares, entre 1982-83. La Agencia de Cooperación Internacional de Japón efectuó estudios regionales para YMAD que incluían este prospecto en 1987. Gianfrancisco (1991) resume el área en un trabajo inédito de la UNT. Una contribución importante del área resulta de la tesis Doctoral de Sasso (1997) referida al Complejo Volcánico Farallón Negro. Sasso

realizó algunas interpretaciones de los mapas de Suchomel, modificando principalmente la descripción de alteraciones. Alderete (1999) realiza un informe para el libro de Recursos Minerales de la República Argentina, publicado por el SEGEMAR, donde se menciona que los descubrimientos del sector de Agua Tapada se debieron a las referencias del siglo XIX sobre pequeñas explotaciones mineras que se denominaron Mina Choique, La Felicidad, La Josefa y Santo Domingo, al este de la actual zona de estudio. Los últimos informes conocidos sobre Agua Tapada corresponden a la empresa MIM Exploraciones redactados entre los años 2000 y 2001. Meldrum (2000), consultor de MIM, realiza un informe donde define desde una perspectiva económica, que el nivel de exposición del prospecto, es más alto de lo que los modelos anteriores podrían sugerir. Actualmente, la zona es explorada por la empresa Minera Alumbra Ltd., mediante un contrato con YMAD. Este trabajo forma parte de los estudios exploratorios antes mencionados.

Contexto Geológico Regional

Bajo Agua Tapada se encuentra ubicado en la provincia geológica de las Sierras Pampeanas Occidentales (Ramos, 2002), caracterizada por grandes bloques montañosos, fallados y basculados que generan importantes depresiones de orientación aproximada N-S. Estos macizos corresponden a sectores parciales de las Sierras de Belén y Aconquija que continúan en el sector con las Sierras de Capillitas. Hacia el N, las Sierras de Hualfín son el primer escalón de ascenso al Plateau Puneño; entre estos bloques se posiciona la caldera volcánica de Farallón Negro, en cuyo interior se localizan una serie de unidades geomorfológicas deprimidas, afectadas por alteración hidrotermal, fallas y eventos de mineralización, conocidas como “bajos”; entre los cuales se mencionan Alumbra, San Lucas, Las Pampitas, El Durazno, El Espanto y Agua Tapada (Fig.2). Las rocas más antiguas están constituidas por rocas metamórficas cámbricas (Fm El Suncho) y granitos ordovícicos (Granito Capillitas) que conforman el basamento cristalino de la región y constituyen el bloque de la Sierra de Ovejería donde predominan pizarras y filitas y el Cerro Bola de Atajo cuyas rocas predominantes son gneises, migmatitas y granitos (Montenegro *et al.*, 2004). Sobre este basamento se depositaron areniscas rojas continentales, atribuidas al Terciario Medio-Superior (antigüedad superior a 10,6Ma). En discordancia angular sobre estos depósitos e intruyéndolos, se encuentra el Complejo Volcánico Farallón Negro (CVFN) con edades absolutas que abarcan desde los $6,0 \pm 0,2\text{Ma}$ hasta los $10,6 \pm 0,6\text{Ma}$ (Mioceno) según Stipanovic y Linares (1975), el cual comprende una gran variedad de rocas, desde basaltos hasta riolitas y está constituido por tobas, brechas, diques, filones, capas, stocks, domos endógenos y exógenos. Sobre las rocas eruptivas del CVFN se depositaron en discordancia angular, areniscas y tobas atribuidas al Terciario Superior, de gruesos bancos con inclinaciones de pocos grados hacia el O. Sobre las formaciones mencionadas anteriormente se asientan depósitos conglomerádicos aterrazados y fluviales de edad Cuaternaria (Montenegro *et al.*, 2004). El CVFN aflora de manera discontinua en un área de aproximadamente 700 Km² que fue formalmente asignado por Sasso (1997) al Grupo Farallón Negro. Este complejo se localiza en una transecta centrada en la latitud 27°S y se superpone con una transición N-S en la configuración de la zona de Wadati-Benioff de inclinación pronunciada de aproximadamente 30° a inclinación baja (Isacks, 1988 en Sasso *et al.*, 1999).

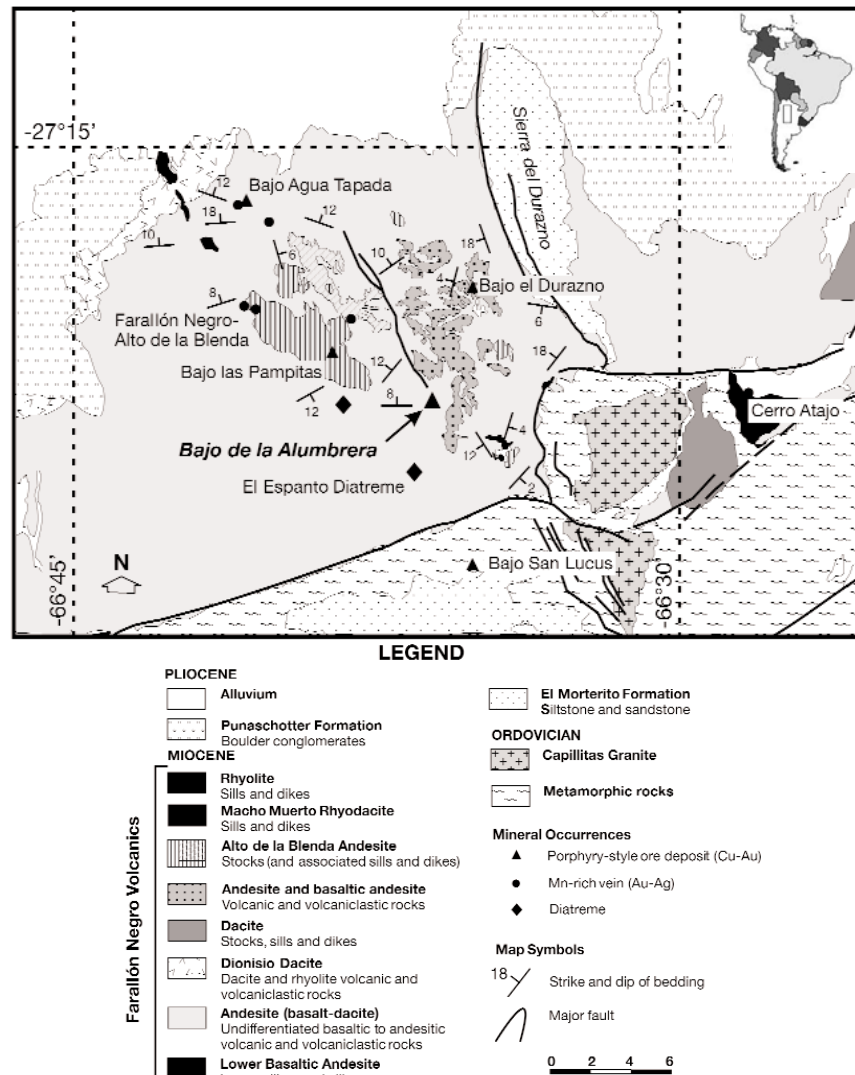


Fig. 2: Bajo Agua Tapada en el contexto geológico del Complejo Volcánico Farallón Negro (modificado después de Proffett, 1997, 2003; Sasso, 1997; reproducido por Harris *et al.*, 2004a). Tomado y adaptado de Harris *et al.*, 2005.

La historia volcánica temprana del área se caracterizó por eventos extrusivos aislados, posiblemente localizados en intersecciones de estructuras regionales. El período de actividad volcánica, intrusiva y extrusiva e hidrotermal, se extendió entre los 8.5 y 5.5Ma coincidiendo con un desvío en la compresión regional al NO-SE. Este modelo expone que los centros mineralizados fueron controlados por fracturas tensionales generadas por movimientos dextrales a lo largo de los lineamientos del paralelo de Tucumán y Hualfín (Sasso *et al.*, 1999). Los datos geoquímicos de los autores muestran que las rocas volcánicas e intrusivas del CVFN poseen claras afinidades de un arco. Sasso (1997 en 1999) confirma que las unidades volcánicas son subalcalinas y pueden clasificarse sobre la base del diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) tanto shoshonítico como calcoalcalino rico en K (Dostal *et al.*, 1977; Caelles, 1979; Allison, 1986; Guilbert, 1995; Jones, 1977 en Sasso *et al.*, 1999). El patrón estructural del complejo muestra tendencias regionales mayores, de dirección NO-SE y menores NE-SO. El distrito contiene numerosas manifestaciones de metales básicos y preciosos (vetiforme y diseminada), relacionadas a las intrusiones subvolcánicas y sus correspondientes estructuras (Alderete, 1999).

Estructuras, Litología y Alteración de Bajo Agua Tapada

La zona de Agua Tapada se caracteriza por una pronunciada fábrica estructural NO-SE, con un rumbo aproximado N54°O. Esta zona de debilidad controló el emplazamiento del principal stock de pórfido dacítico y diques asociados (Suchomel, 1983). La alteración hidrotermal que acompañó la intrusión fue canalizada con la misma orientación, elongada en sentido NO-SE (Alderete, 1999). Diques tempranos de andesitas de grano fino y andesitas porfíricas, también de orientación NO, sugieren una historia prolongada de fractura y/o fallamiento en esa orientación general, que es probablemente una expresión de un patrón estructural regional (Alderete, 1999). Las tendencias de las estructuras se pueden apreciar en dos direcciones principales NO-SE y NE-SO, además de una menor, prácticamente E-O.

Para Sasso (1997 en Meldrum, 2000), este yacimiento consiste en un stock porfírico dacítico en brechas andesíticas del CVFN de edad terciaria, con tres estadios de intrusión (pre, sin y post-mineralización).

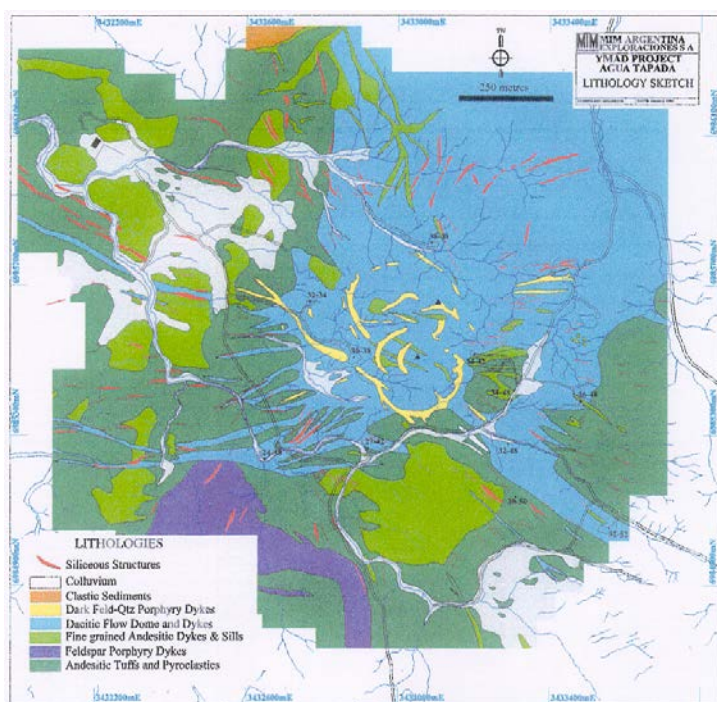


Fig. 3: Mapa de litologías de Bajo Agua Tapada (tomado de Meldrum, 2000).

Según Meldrum (2000) la litología de Bajo Agua Tapada está representada por andesitas volcánicas (tuffíticas y piroclásticas) y por un domo de flujo dacítico como litologías predominantes; le siguen en orden de abundancia diques y filones andesíticos de grano fino, un dique pórfido-feldespático y diques porfíricos oscuros de feldespato y cuarzo (Fig.3). Otras litologías en el prospecto incluyen remanentes de rocas clásticas y depósitos conglomerádicos a lo largo del límite norte del depósito y ocasionalmente, delgados diques polimícticos de brechas hidrotermales. Giudici (2001)

confeccionó secciones y plantas a partir de las cuales elaboró un modelo geológico del prospecto tomando como base el mapeo de Meldrum, la descripción de pozos de YMAD y los realizados por MIMEX. Enumera una secuencia de rocas no aflorantes y que por lo tanto no se encuentran descritas por los autores anteriores a este. El modelo de alteración propuesto por Meldrum en su mapeo es aproximadamente concéntrico, con un centro alterado de arcilla-sílice (fílica), gradando hacia el exterior a facies de arcilla (argílica) dentro de un halo propilítico extenso. La zona de alteración se extiende en un área ovalada de aproximadamente 2x1 Km (Fig.4). La geomorfología en perspectiva se caracteriza por una colina en el centro de un bajo más grande, blanqueado y erosionado; similar en muchos aspectos a Bajo El Durazno y Bajo de la Alumbreira. La tendencia de la zona alterada es la de un eje alargado de 308° perpendicular a los ejes alargados de Alumbreira, Pampitas y Durazno (Meldrum, 2000). Giudici (2001) reconoce alteración

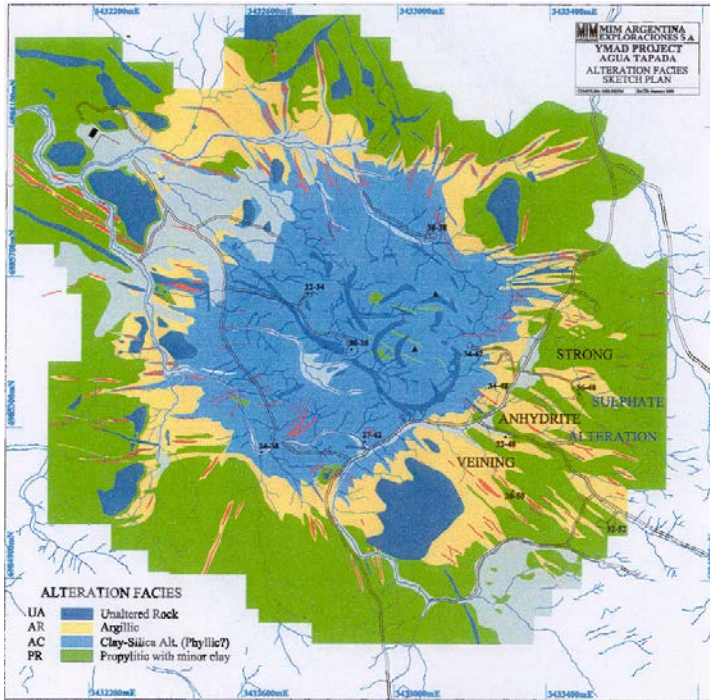


Fig. 4: Mapa de alteraciones de Bajo Agua Tapada (tomado de Meldrum, 2000).

filica (sericita, clorita, yeso) en todos los sondeos realizados por MIMEX hasta más de 300m de profundidad, sobreimpresa a alteración potásica (feldespato potásico, biotita, magnetita). Por su parte, el autor y los geólogos de MAA se basan en toda la información antes descrita para redefinir el modelo geológico de Bajo Agua Tapada, empleando nueva información aportada por dos sondeos realizados en 2010 donde se concluye que el prospecto se asocia a cuerpos intrusivos subvolcánicos porfíricos no aflorantes de composición dacítica (P1, P2 y P3), emplazados en el interior de un domo volcánico con texturas de flujo (P0) de igual composición. Las rocas de caja las constituyen rocas andesíticas: andesitas tuffíticas (AndT), andesitas piroclásticas (AndP), andesitas de grano fino (AndGf) y diques andesíticos (AndD). Asociado a cada estadio de intrusión de los pórfidos se encuentran diferentes brechas, algunas de las cuales son el contacto entre pórfidos diferentes o están asimiladas dentro de éstos (Bx1 y Bx2). A su vez se distingue una brecha de origen hidrotermal (Bx3) que corta a todos los pórfidos. Diques tardíos de composición dacítica (P4 y P5) completan la secuencia de intrusión emplazándose de forma discordante en todo el conjunto. En las secciones 45 y 48 con orientación N50°E se muestra el modelo geológico conceptual definido con los sondeos antes mencionados, donde se pueden observar las relaciones de intrusión de los diferentes stocks con el domo dacítico (Fig.5-6-7).

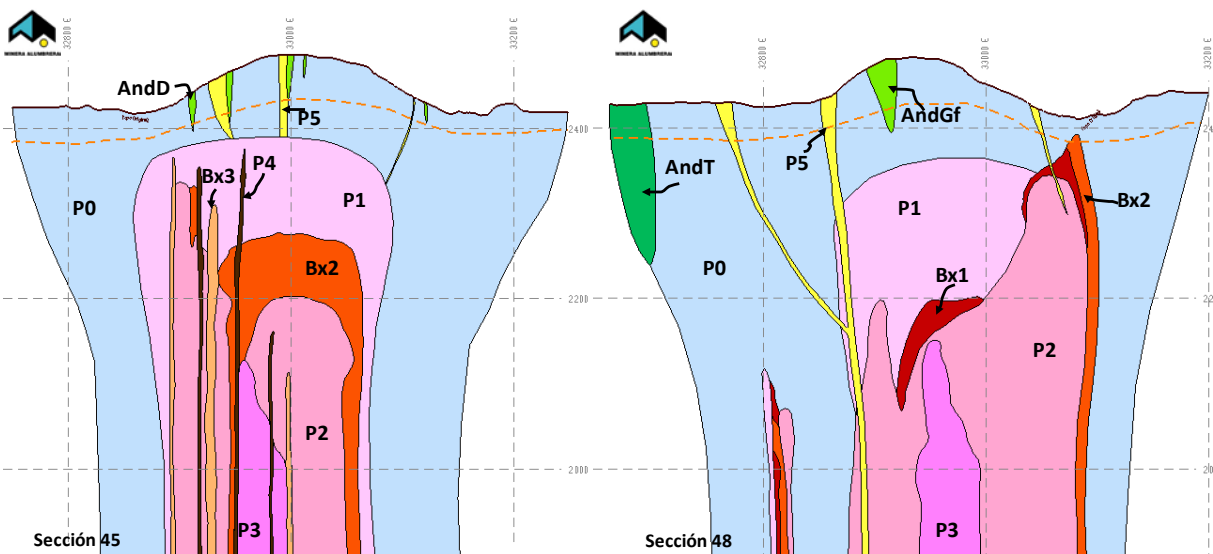


Fig. 5: Secciones litológicas: modelo geológico de Bajo Agua Tapada, basado en edades relativas de eventos intrusivos, definido por relaciones de contactos, xenolitos y truncamiento de venillas. Interpretación en base a 2 sondeos realizados en 2010 por MAA.

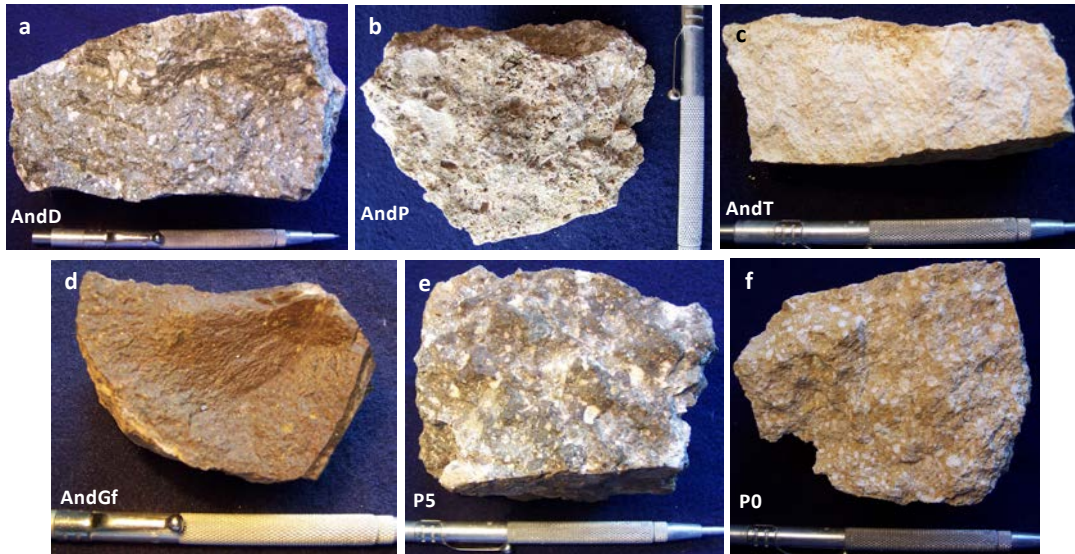


Fig. 6: Rocas de afloramientos de Bajo Agua Tapada. a, b, c y d rocas de composición andesítica; e y f rocas de composición dacítica. AndD: dique andesítico porfírico, AndP: andesita piroclástica, AndT: andesita tufítica, AndGf: andesita de grano fino, P5: dique dacítico tardío cuarzo-feldespático (DQF) y P0: domo de flujo dacítico (DacV).

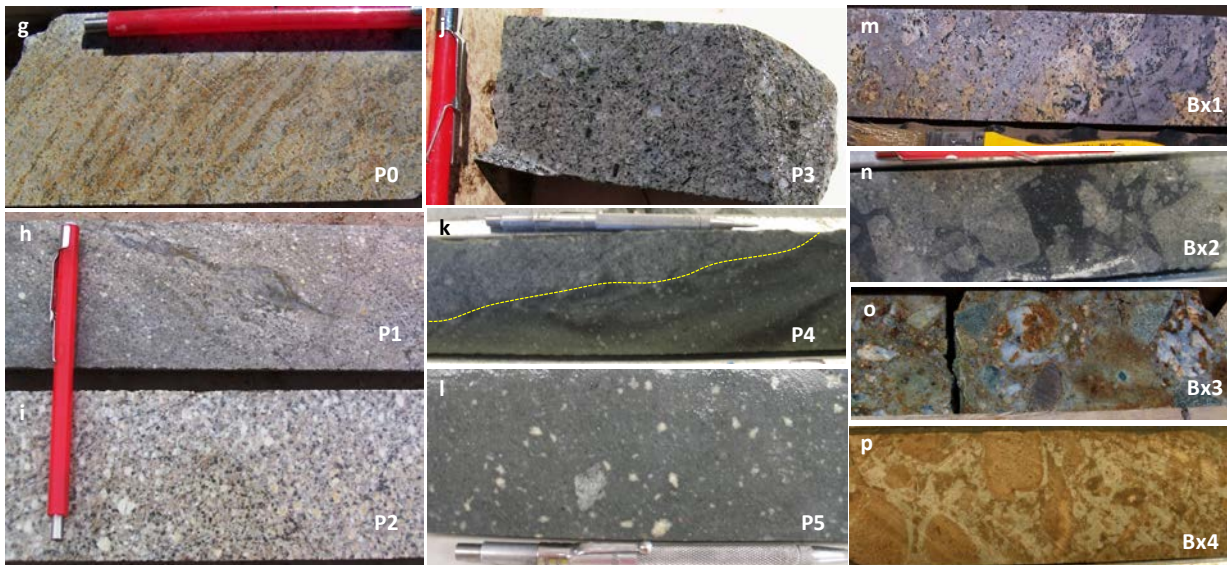
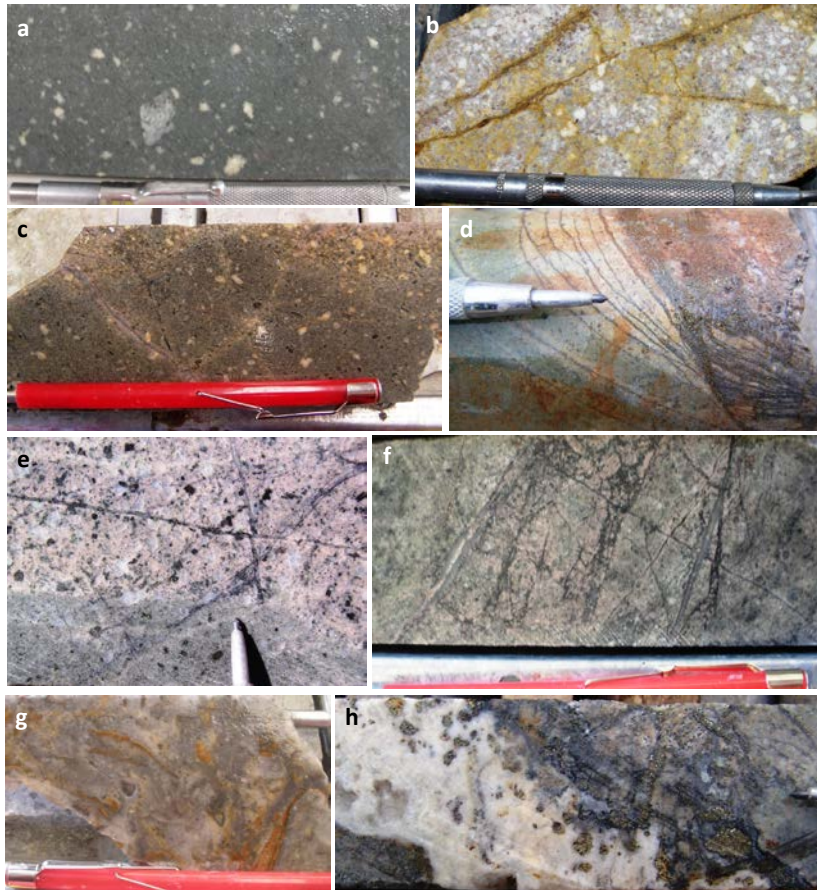


Fig. 7: Rocas de testigos de perforación de Bajo Agua Tapada. g, h, i, j, k, l rocas de composición dacítica; m, n, brechas de contacto con matriz dacítica; o brecha hidrotermal; p brecha tectónica. P0: domo de flujo, P1: pórfido de grano fino, P2: pórfido de grano grueso, P3: pórfido feldespático, P4: dique dacítico, P5: dique cuarzo-feldespático, Bx1: brecha monomictica, Bx2: brecha bimodal; Bx3: brecha polimictica, Bx4: brecha tectónica. Los números indican la edad relativa de los eventos.

La intrusión de estos cuerpos estuvo acompañada de un importante evento de alteración hidrotermal y una mineralización asociada, que da como resultado un sistema constituido por un núcleo profundo de alteración potásica detectado por sondeos (Bi+Fk+Mt), que grada hacia un extenso halo aflorante de alteración FDA representado por una alteración fílica (Ser+Qz+Py±Chl) y rodeado por alteración argílica intermedia (arcillas±Chl), aunque en los sondeos ésta última, se presenta sólo en las zonas de fracturas y fallas (Fig.8). La alteración argílica avanzada sólo puede interpretarse en afloramientos, se han observado sectores menores donde el domo dacítico presenta textura de sílice oquerosa residual (*vuggy silica*) con destrucción total de plagioclasas; esto indicaría que ésta alteración se desarrolla sobre la FDA. La alteración supergénica es incipiente, sólo hasta 32m desde la superficie, con limonita como único óxido



representativo. Otro tipo de alteración identificada en sondeos está referida a silicificación, interpretada como un evento de alteración hidrotermal de menor temperatura (epitermal). En las secciones 45 y 48 se esquematiza la distribución de alteraciones (Fig.9).

Fig. 8: Diferentes alteraciones presentes en los testigos de perforación de Bajo Agua Tapada. a. dique tardío P5 con apariencia fresca; b. oxidación incipiente en P0 en los primeros 15m de profundidad, sobreimpuesto a alteración filica; c. alteración FDA débil a moderada en P1; d. alteración FDA intensa obliterando la textura original de la roca (Bx); e. alteración potásica débil en P3; f. alteración potásica moderada en P2; g. silicificación intensa en Bx; h. silicificación en venilla y parte de matriz en P2.

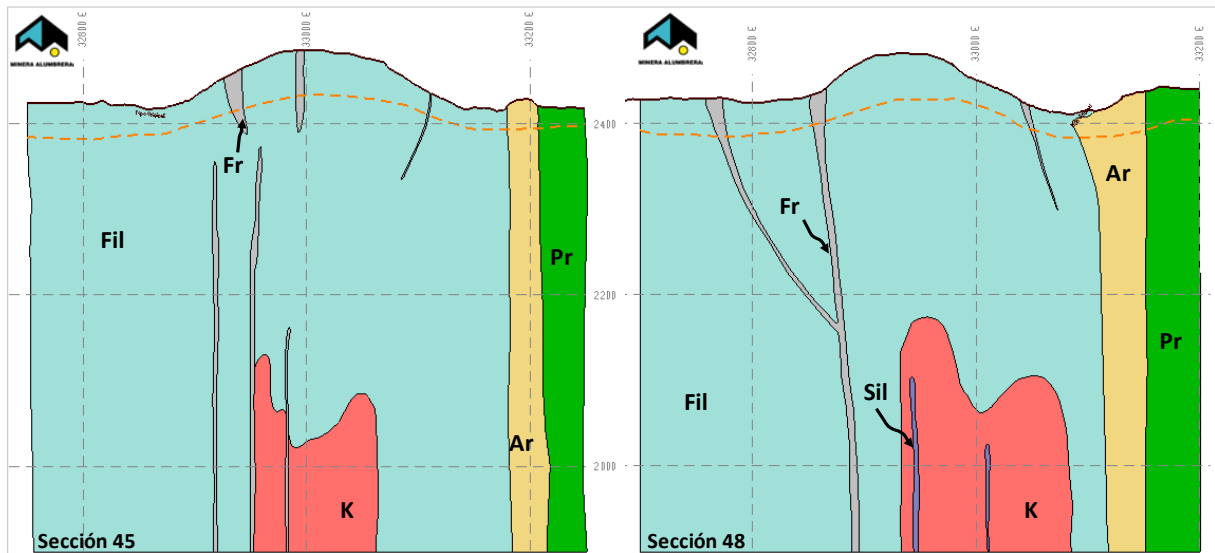


Fig. 9: Secciones de Alteración: modelo geológico de distribución de las alteraciones, relacionadas a los diferentes stocks intrusivos, tipo de venillas, mineralogía y mineralización. Interpretación en base a 2 sondeos realizados en 2010 por MAA.

Mineralización de Bajo Agua Tapada

Según Sasso (1997 en Meldrum, 2000) existe una zonación de la mineralización respecto a la alteración. Hay escasa calcopirita diseminada, pirita-calcopirita en venillas asociadas con abundantes venas de cuarzo-magnetita, de magnetita y de magnetita-pirita. Las venillas de cuarzo-magnetita y

magnetita contienen oro. También hay anomalías perimetrales con valores de Au pero no de Cu; esto indica una fuerte asociación de dichos valores con zonas de silicificación. Suchomel (1983) encontró escasa calcopirita con esporádica galena y esfalerita en superficie y en las perforaciones en la periferia de la zona fílica. Registró anomalías de algunos metales preciosos en venas jasperoides y observó altos contenidos de Pb y Zn. Meldrum (2000) indica que la mineralización está confinada a las estructuras de venas alrededor de la periferia de la anomalía de alteración, aunque hay numerosas venas de 1-5m de ancho que se extienden desde el margen del núcleo de alteración cuarzo-sericita hacia afuera, dentro del halo propilitizado, la mayoría parecen no estar mineralizadas. El carácter de las estructuras de las venas varía dependiendo de la composición de las rocas de caja. Las venas hospedadas en las andesitas parecen ser las típicas estructuras de estilo epitermal de baja sulfuración, cubiertas por arcillas alteradas. Las venas intruidas en el domo de flujo dacítico, aparentan tener posibles afinidades con alta sulfuración y están caracterizadas por el desarrollo de una lixiviación tipo *vuggy* (cuarzo oqueroso). En algunos casos la aparición de la textura *vuggy* se puede atribuir a la lixiviación de las arcillas de la dacita a lo largo de las estructuras, dejando una matriz rica en sílice y como tal, estas estructuras probablemente no deberían ser denominadas venas (Meldrum 2000). La mineralización reconocida por los geólogos de MIM está basada en la observación de sondeos, donde describen una zona neta de oxidación que se extiende desde la superficie hasta los 12-14m. Hasta los 230m el único sulfuro presente es pirita; desde 230 a 280m existe mineralización de galena, calcopirita y esfalerita, asociada a pirita en venillas de cuarzo, el porcentaje de sulfuros para este tramo es del orden del 3%. A partir de 350m se vuelve más común la existencia de calcopirita. La mineralización es de tipo diseminada y en venillas, éstas últimas mayormente son de sulfuros. A partir de los 350m se hace evidente la sobreimposición de venillas tipo "D" (con halo sericítico) sobre venillas de cuarzo-sulfuros tipo "A", esporádicamente se observan venillas de cuarzo-sulfuros tipo "B" (Giudici, 2001).

Sobre la base de la descripción geológica y los resultados de análisis químicos de 2 sondeos perforados por MAA en el proyecto Bajo Agua Tapada, y la revisión de 4 sondeos realizados por MIM, el autor y los geólogos de MAA, concluyen que la mineralización presente es de dos estilos: tipo pórfido y epitermal. En el primero, la mineralización se presenta de dos maneras, diseminada y en venillas de hasta 2cm de espesor. De manera diseminada se presenta pirita, calcopirita y magnetita, de grano muy fino; es probable que el oro también se encuentre diseminado. En la segunda forma, las venillas son principalmente de cuarzo rosado de 1-5cm de espesor y cuarzo gris desde 5mm-1cm, con calcopirita y magnetita diseminada en su interior, donde también podría alojarse oro y venillas capilares de magnetita con calcopirita superpuesta. Algunas venillas de cuarzo, no presentan sulfuros observables a simple vista, pero en los análisis químicos se reportan valores de oro. La magnetita es el óxido más abundante, generalmente se muestra fresco y en muchos casos es el relleno de la matriz de algunas brechas, cuando esto sucede se puede notar calcopirita sobreimpuesta y posiblemente el oro esté en la misma asociación, ya que estas brechas presentan leyes significativas. Las venillas tienen varios espesores, desde 1cm a venillas capilares. Es muy común observar fracturamiento hidráulico en diferentes sectores de todos los sondeos, evidenciado claramente por la disposición de las venillas de magnetita. Los tipos de venillas reconocidos en BAT (Fig.10) son de tipo "A", "B" y "D" (según Gustafson y Hunt, 1975), para caracterizar la

mineralización tipo pórfido; estando las tipo A y B asociadas a la alteración potásica, y las tipo D relacionadas a la alteración fílica. Hay además, venillas de pirita y venillas de magnetita. Las venillas de magnetita muestran diferentes pulsos, ya que son cortadas por venillas tipo A y B, pero también cortan a éstas últimas. Como productos tardíos aparecen venillas de yeso fibroso, conteniendo sólo ocasionalmente trazas de pirita; y venillas de carbonato color crema, ambas estériles y cortando a toda la secuencia anterior de venillas. Las venillas de tipo “A” se componen de Qz rosado y gris en ocasiones con Mt diseminada en los bordes, y trazas de Cpy diseminada en el interior, tienen paredes irregulares y espesor variable, pero generalmente predominan las gruesas (2cm de espesor). En un tramo de sondeo a 400m de profundidad, se observó una venilla de Fk+Qz+Mt de bordes irregulares que probablemente se trate de una venilla tipo A, cortada por una venilla tipo B. Las venillas tipo “B” se componen de Qz gris y blanco de hasta 1cm; son continuas y de paredes paralelas, con sutura central de $Py \pm Mt \pm Cpy$. Las venillas Tipo “D” están compuestas exclusivamente por Qz+Py, son algo irregulares y tienen un característico halo fílico destructivo de feldespatos ($Ser + Qz$); siendo atravesadas sólo ocasionalmente por venillas tardías y estériles de Gy fibroso y/o Cb.

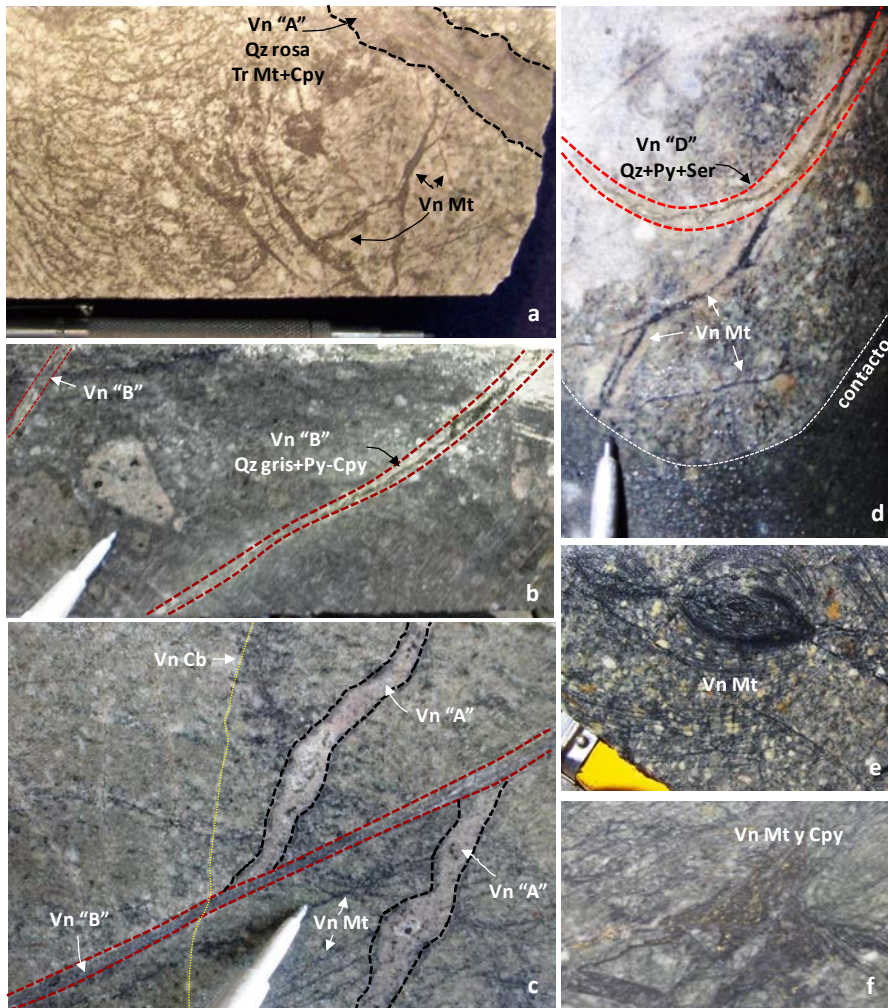


Fig. 10: Estilo de mineralización tipo pórfido, donde se observan las venillas más características de este sistema. La secuencia de fluidos responsables de la aparición de los minerales se deduce del truncamiento entre los distintos tipos de venas. En a. venillas de magnetita que son cortadas por venillas tipo A de cuarzo rosado con trazas de calcopirita y magnetita. En b. venillas tipo B de cuarzo gris con sutura central de sulfuros (pirita + calcopirita). En c. secuencia casi completa de venillas. En d. venilla tipo D cortando a venillas de magnetita. En e. venillas capilares de magnetita con evidencia de fracturamiento hidráulico. En f. venillas capilares de magnetita y venillas de cuarzo-magnetita donde se observa calcopirita superpuesta.

El segundo tipo de mineralización de estilo epitermal está representada en forma de venillas de cuarzo blanco a hialino de espesor variable, de 2-10cm, muchas con textura oquerosa, afectando principalmente al P2 y en menor medida al P1. La mineralogía está basada principalmente en sulfuros diseminados en el

interior de las venillas de cuarzo, entre ellos abundante pirita y en menor proporción calcopirita, el oro se interpreta que está contenido en el cuarzo. Otra forma presente de venas está caracterizada por sulfuros mayormente concentrados en bandas y en menor medida diseminados, entre ellos; pirita, calcopirita, esfalerita y galena. Cuando las venillas tienen una zonación mineralógica ésta va desde el borde hacia el centro con pirita y calcopirita, esfalerita y galena, cuarzo hialino y el último evento representado por carbonato color crema, todos estos pulsos indicarían reapertura de venillas. En ocasiones pueden encontrarse asociadas, venillas de sulfuros prácticamente masivos, de hasta 5cm, en donde el cuarzo está en muy escasa proporción. Estas observaciones se realizaron principalmente en P2 y en algunas brechas. Los minerales principales en orden de ocurrencia son pirita, calcopirita, esfalerita. Finalmente las venillas epitermales de Qz+Sulfuros, cortan a todas las venillas del sistema porfídico, ya sea que la roca esté afectada por alteración potásica o FDA (Fig.11).

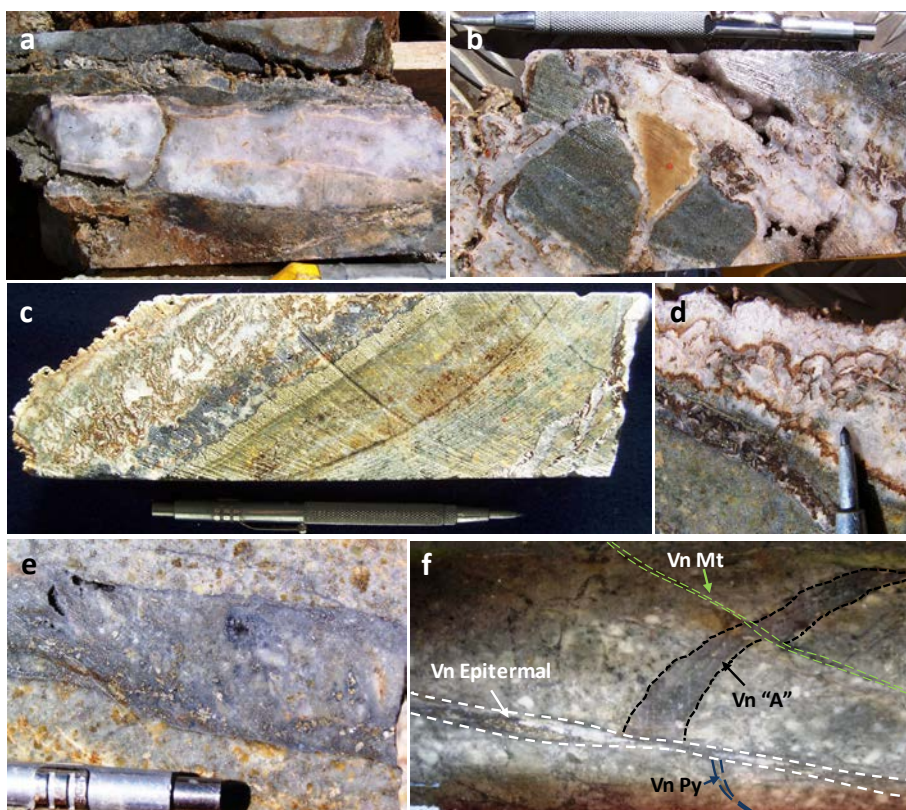


Fig. 11: Estilo de mineralización epitermal, sobreimpuesto al estilo tipo pórfido. En a. vena de Cuarzo blanco-hialino y Carbonato color crema. En b. Cuarzo hialino cementando una brecha, textura oquerosa. En c. Venilla desde borde a centro con Pirita + Calcopirita, Esfalerita + Galena, Cuarzo blanco-hialino y Carbonato crema con textura botroidal. En d. venilla de Cuarzo con bordes de Pirita + Calcopirita. En e. venilla de Cuarzo con Pirita diseminada y menor Calcopirita. En f. venilla epitermal cortando venilla tipo A y venilla de pirita del sistema tipo pórfido. La venilla epitermal contiene más sulfuros y el cuarzo es más blanco.

Datos importantes a tener en cuenta están referidos a los valores de plata (mediante ICP), que en muchos casos superan las leyes de oro, es posible que los sulfuros grises descriptos como galena en muestras de mano, no sólo contengan este mineral sino también alguna sulfosal de plata que no se pudo reconocerse a simple vista. La relación entre algunos elementos, es notable como el caso de Ag con Bi, esto podría responder a algún mineral que los comparta, y que según bibliografía podría deberse a impurezas en la galena, galena argentífera, o bien sulfosales de plata de baja temperatura que contienen Bi. El Zn está en mayor proporción respecto al Pb; esto puede explicarse por la mayor cantidad de esfalerita observada, respecto de la galena. La esfalerita presente en el sistema epitermal es de color amarillo muy claro, esto estaría indicando que es una esfalerita con bajo contenido en hierro.

De lo expuesto se concluye que en el proyecto Bajo Agua Tapada se verifica la presencia de una mineralización asociada a un sistema tipo pórfido, donde el emplazamiento de cuerpos subvolcánicos (no aflorantes) y su posterior actividad hidrotermal, generaron mineralización de Au y Cu, actualmente por debajo de los 350m. Asimismo se interpreta la existencia de un evento de génesis epitermal, posiblemente de sulfuración intermedia, posterior al evento porfídico, que da como resultado un incremento en las leyes de Au observadas en los sondeos antes de ingresar en la zona de alteración potásica. Según los dominios litológicos, tanto la Dacita Volcánica (P0) como los Diques Dacíticos (P4) y Diques anulares Cuarzo-Feldespáticos (P5), son estériles a lo largo de los sondeos perforados. Estos dos últimos son considerados post-alteración y mineralización, puesto que están frescos y sin venillas. El Pórfido Feldespático (P3), se observa sin mineralización de Cu y Au, con excepción de un pozo de MIM, donde a partir de los 430m, se pudo observar Cpy en trazas. Las rocas mineralizadas se corresponden con el Pórfido Dacítico de grano fino (P1) y el Pórfido Dacítico de grano grueso (P2), al igual que con las brechas, siendo la de mayor contenido metálico, la Brecha Polimíctica Hidrotermal (Bx3). La mineralización de sulfuros epitermal, tiene similitud con las observaciones realizadas en los rellenos de la Falla de Steve, en Bajo de la Alumbra, donde se caracterizó a este estilo como mineralización epitermal de sulfuración intermedia (Montenegro *et al.*, 2010). En los sectores donde sólo se presentan leyes de oro, como es el caso de abundante cuarzo en zonas brechadas y en zonas de falla, la similitud con las descripciones de estos eventos de silicificación se corresponde con las estructuras analizadas en Bajo Las Pampitas, al igual que las venillas de sulfuros masivos (Bruna Novillo *et al.*, 2010).

OBJETIVOS

Los objetivos de este trabajo se enmarcan dentro de un acuerdo entre las empresas Yacimientos Mineros Agua de Dionisio y Minera Alumbra Ltd., junto a la Universidad de Barcelona, y forman parte de la asignatura Trabajo de Investigación para la obtención del título de Máster de Geología, especialidad “Materiales Geológicos, Procesos y Recursos”. Mediante la información recopilada en campo y sobre la base de observaciones macroscópicas de testigos de perforación se pretende caracterizar con mayor detalle y mediante técnicas puntuales de laboratorio; la petrología, geoquímica, alteración y mineralización de las rocas que comprenden Bajo Agua Tapada, de manera de proveer a las empresas, datos más precisos del prospecto, aportando un modelo geológico conceptual, con tecnologías poco empleadas en las etapas de exploración temprana de un proyecto.

METODOLOGÍA

Los trabajos se realizaron en dos etapas: la primera, llevada a cabo entre los meses de Marzo y Abril en la zona de Bajo Agua Tapada, utilizando las instalaciones de las Minas Bajo de la Alumbra (MAA) y Farallón Negro (MFN), constó de la recopilación y estudio de antecedentes bibliográficos, análisis de la información aportada por la empresa MIM Argentina Exploraciones S.A. entre el 2000-2001; control del mapa geológico existente (litología y alteraciones) realizado por Meldrum en el año 2000, relevamiento topográfico de plataformas de perforación realizadas por MAA en 2010, descripción de litología, alteración, mineralización, relaciones de contactos, estructuras, de 2834.40m de testigos de roca,

obtenidos de 6 sondeos (45.1-42.3 y 47.4-55.4 por MAA-2010 y DHAT-01, 02, 03, 04 por MIM-2001), interpretación del modelo geológico en secciones y toma de muestras de testigos y afloramientos para sus correspondientes análisis de laboratorio. El trabajo realizado en éste período fue plasmado en un informe interno confidencial, presentado a las empresas en el mes de Mayo y que se adjunta en el Anexo. Las muestras de mano y de testigos de perforación para el estudio petrográfico se enviaron a la Universidad de Salta (Argentina) donde se confeccionaron 40 láminas delgadas. Para la obtención de datos geoquímicos se enviaron 22 muestras al laboratorio ACME-Vancouver-Canadá para determinación de roca total mediante FRX, método denominado 4A (fusión en un crisol de Pt y Au con flujo de LiBO_2 seguido por el análisis de fluorescencia de rayos X de los óxidos principales). Para la determinación de pérdida por calcinación (LOI) se tuesta la porción de muestra y la detección de Carbono-Azufre total se realiza mediante LECO (combustión y detección por infrarrojo). El método empleado para determinar los elementos trazas y tierras raras es denominado 4B (lectura ICP-MS) y consiste de una fusión alcalina con metaborato y tetraborato de litio a 600°C y digestión con ácido nítrico de 0.2g de muestra que se ha empleado en el método 4A. Además analizó la base de datos de MAA contabilizando 491 análisis de contenido de oro (mediante ensayo a fuego $1100^\circ\text{-}900^\circ\text{C}$, HNO_3 , HCl , H_2O y lectura por AA), cobre y molibdeno (digestión con agua regia apagada H_2O , HNO_3 , HCl , AlCl_3 y lectura por AA) y 55 análisis por digestión en 4 ácidos (fracción de 0,25g en $\text{HNO}_3\text{-HClO}_4\text{-HF}$, el residuo se disuelve en HCl) con lectura de ICP-MS para 54 elementos (trazas y tierras raras), procedentes del muestreo sistemático (cada 2 metros) de los pozos perforados durante la exploración de la empresa.

La segunda etapa que corresponde a los trabajos de laboratorio y gabinete se llevaron a cabo en la Universidad de Barcelona y en los Centros Científicos y Tecnológicos (CCiTUB), entre los meses de Mayo y Junio y consistieron en el estudio y descripción con microscopio óptico de luz reflejada y transmitida AXIOPHOT Zeiss (West Germany) con cámara Sony DXC-S500, Twain DS V1.00, con objetivos de 2.5x, 5x, 10x y 20x, de 22 láminas delgadas donde se realizó la descripción de texturas y mineralogía primaria de las rocas, además de delimitar las áreas a trabajar con microsonda. El análisis de detalle de los minerales se realizó en feldespatos, piroxenos y micas en láminas delgadas de diferentes dominios litológicos, mediante microsonda electrónica, modelo CAMECA-SX-50 equipada con 4 espectrómetros WDS y un EDS. Los elementos analizados fueron Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Ca, Mg, Na y K usando un haz de electrones con un voltaje de aceleración de 20kV y una corriente de 15nA (6nA en el caso del Na). El estudio de minerales opacos (sulfuros y óxidos) se realizó con el mismo microscopio óptico, y se analizaron 17 probetas metalográficas preparadas por el Servicio de Lamina Prima de la UB, que corresponden a 15 muestras de venas de cuarzo con sulfuros, tomadas de los sondeos. Se realizó también un estudio de microanálisis cualitativo en 7 probetas mediante el microscopio electrónico de barrido SEM, modelo Quanta 200 de marca comercial FEI con sistema de microanálisis EDS modelo Génesis, con detector EDAX (20kV). Las muestras fueron recubiertas de grafito con un espesor de 40 nanómetros, mediante un Evaporador de Alto vacío, modelo 12E6/1266 de marca comercial Edwards. Se empleó el análisis ETD (electrones secundarios) y dualBSD (electrones retrodispersados).

De las mismas muestras que se tomaron para los estudios metalográficos se prepararon 16 muestras para determinación isotópica de azufre ($\delta^{34}\text{S}\text{‰}$) en sulfuros, mediante separación mecánica con

microtaladro, de esfalerita, galena, pirita y calcopirita. Estas fracciones se llevaron a los pesos requeridos entre 0.120 y 0.500 mg y se mezclaron con un catalizador (V_2O_5) en cápsulas de estaño de alta pureza. Las muestras fueron quemadas en un analizador elemental Finnigan Mat CHN a 1030°C y analizadas mediante un Espectrómetro de Masas de relación isotópica, modelo Thermo Finnigan Delta Plus XP. Los patrones que se usaron fueron provistos por la International Atomic Energy Agency y corresponden a IAEA-S1=δ 0,3 y S2=δ 22,7 (ambos de Ag_2S), NBS-123=δ 17,1 (ZnS) y un patrón interno del laboratorio de la UB, el YCEM= δ 12,78 ($BaSO_4$). La desviación estándar en la reproducibilidad de las medidas fue de $\pm 0,3$. Posterior a estos trabajos se interpretaron todos los resultados petrográficos, geoquímicos, isotópicos y metalográficos obtenidos.

ANÁLISIS DE DATOS Y RESULTADOS

Petrografía y análisis mineral de las rocas de Bajo Agua Tapada

La petrografía fue realizada sobre rocas obtenidas de sondeos y afloramientos; principalmente aquellas identificadas macroscópicamente como andesitas y dacitas, contemplando toda la gama de stocks, diques y rocas de caja, que en su mayoría presentan una importante alteración producida por fluidos hidrotermales (ver Tabla 1 y 2 en el Anexo). En su mayoría, las rocas presentan textura porfírica y algunas microporfírica, en una matriz afánítica a microcristalina. Las fases minerales principales corresponden a fenocristales y microfenocristales de feldespato > cuarzo > anfíbol > biotita >> piroxeno en una matriz con microlitos de igual composición. Los minerales accesorios son apatito, magnetita y titanomagnetita, además de los minerales de sulfuros. A continuación se presenta un resumen de las características comunes observadas en los dos dominios litológicos analizados mientras que la descripción detallada de 40 láminas delgadas se encuentra en el Anexo.

Andesita (Fig.12): la mayoría de estas rocas posee textura porfírica, compuesta por fenocristales y microfenocristales de plagioclasa, hornblenda y biotita (foto a). La plagioclasa posee forma euhedral y subhedral, que varía en tamaño desde 0,3 a 5 mm. Comúnmente están ligeramente reemplazadas por sericita $\pm$ calcita, por lo cual es posible observar los rasgos primarios como maclas y zonación (foto b). La hornblenda constituye el mafito de mayor abundancia, presente como fenocristales y microfenocristales de formas subhedra a anhedra que varían en tamaño entre 0,4 a 3 mm. Están intensa a totalmente alterados a clorita, calcita, sericita y opacos (foto c). La biotita ocurre en menor proporción, como fenocristales y microfenocristales de forma subhedra y anhedra, con tamaños entre 0,4 a 2,6 mm. Están reemplazados ligeramente por clorita, moscovita y minerales opacos concentrados en las líneas de clivaje, también suelen estar alterados a calcita y anhidrita (foto d). La matriz está formada por microlitos de plagioclasa, en ocasiones feldespato potásico, hornblenda y biotita contenidos en una pasta de cuarzo anhedro y feldespatos alterados a minerales arcillosos. Se observan como minerales secundarios muchas veces, yeso, anhidrita y carbonatos (foto e). En la matriz es posible observar agregados policristalinos de cuarzo de forma anhedra de 0,5 a 1 mm de tamaño generalmente de extinción ondulosa (foto f).

Dacita (Fig.13): todas las rocas dacíticas presentan textura porfírica y están formadas por fenocristales y microfenocristales de plagioclasa, cuarzo, pseudomorfos de anfíbol que se pueden clasificar como hornblenda y pseudomorfos de biotita (foto a). Los fenocristales y microfenocristales de plagioclasa poseen formas subhédricas y algunos son euhédricos, varían entre 0,2 a 7,00 mm de tamaño. Están intensamente reemplazados por calcita de grano muy fino, sericita y opacos, generalmente se los encuentra maclados y zoneados (foto b). Los fenocristales correspondientes a pseudomorfos de anfíbol poseen formas subhédricas y en menor cantidad euhédricas, varían entre 0,2 a 3 mm de tamaño y están reemplazados completamente por clorita, calcita y en menor proporción opacos, sericita, algunas veces yeso y anhidrita. Se identifica esta fase como anfíboles a partir de las secciones basales hexagonales observadas (foto c). Los fenocristales correspondientes a pseudomorfos de biotita poseen formas subhédricas y varían entre 0,25 a 2 mm de tamaño. Los cristales están reemplazados por sericita, clorita, calcita y en menor proporción opacos. Se reconoce como biotita por el hábito y exfoliación que poseen (foto d). Los cristales de cuarzo poseen forma subhédricas y anhédricas (redondeados) de 0,25 a 1,8 mm de tamaño, algunos de ellos con engolfamientos (foto e). La matriz posee textura microcristalina en la cual se reconocen cristales de cuarzo, plagioclasa, abundantes minerales arcillosos, apatita, opacos y sobreimpuestos a estos se desarrollan cristales de minerales secundarios como clorita, calcita y yeso (foto f). En algunas láminas se pudo identificar cristales de grano muy fino de epidoto sobre plagioclasas y en la matriz. Fournier, 1985 enuncia que en ambientes hidrotermales las plagioclasas pueden alterarse a epidoto debido a un aumento de pH que favorece la solubilidad de sílice.

Las rocas reconocidas con alteración fílica (o FDA) poseen una paragénesis característica donde se observa introducción de cuarzo, principalmente en la matriz, sericitización de las plagioclasas, cloritización de los mafitos y en muchos casos un aumento del contenido de magnetita sobre los mafitos y hematitización de magnetita primaria, en algunas muestras también se ha observado yeso. El sulfuro predominante que acompaña a esta alteración es la pirita y se observa que afecta fuertemente a los mafitos (Fig.14). La alteración potásica muestra minerales tales como biotita secundaria sobre anfíboles, y en matriz, moscovita sobre biotita, feldespato potásico secundario sobre plagioclasas y en matriz, anhidrita y carbonatos en matriz; los opacos asociados corresponden a magnetita, pirita, calcopirita y bornita (Fig.15). Algunas rocas poseen alteración muy intensa lo que oblitera la textura original y dificulta su clasificación.

Una vista de los opacos con el microscopio óptico permite reconocer óxidos y sulfuros, como se mencionara anteriormente. Los óxidos que pueden interpretarse como primarios corresponden a magnetita, principalmente diseminada en la matriz, otro tipo, interpretado como alteración de mafitos, muestra magnetita en parches sobre hornblenda y biotita, aunque también se puede observar la magnetita asociada a venillas producto de mineralización. En algunas muestras es posible notar la alteración de magnetita a hematita, principalmente en bordes de grano o en fracturas. Los sulfuros corresponden principalmente a pirita, calcopirita y bornita, todos ellos como producto de alteración hidrotermal de tipo pórfido, los cuales serán tratados por separado en el apartado de análisis metalográfico (Fig.16).

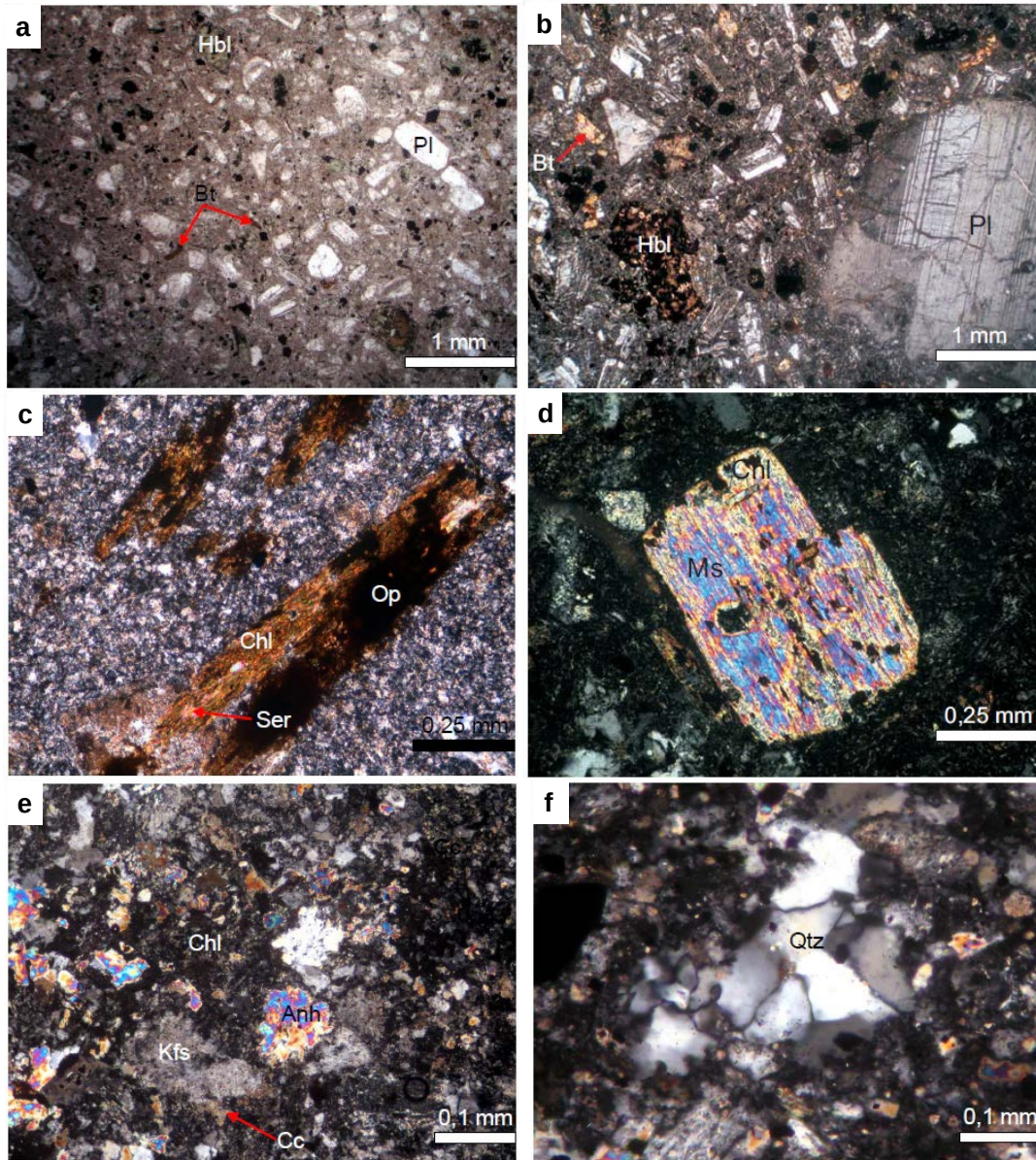


Fig. 12: Petrografía de diferentes rocas andesíticas de Bajo Agua Tapada. Las muestras tomadas de afloramientos corresponden a BAT31-34 y 35; y las muestras obtenidas de sondeos, corresponden a BAT26 y 37. La foto a, se muestra a nicols paralelos. Las fotos b, c, d, e, f, a nicols cruzados. **Foto a.** BAT26: dique andesítico donde se observa la textura porfírica de la roca, formada por fenocristales de plagioclasa (Pl), hornblenda (Hbl) y microfenocristales de biotita (Bt). **Foto b.** BAT31: andesita de grano fino, detalle de plagioclasas (Pl) donde se observan las maclas. **Foto c.** BAT34: andesita piroclástica, se muestra pseudomorfo de hornblenda reemplazado por clorita (Chl), opacos (Op) y en menor proporción por sericita (Ser). **Foto d.** BAT35: dique andesítico, se muestra fenocristal de biotita reemplazado por moscovita (Ms) y clorita (Chl). **Foto e.** BAT37: andesita de grano fino, detalle de la matriz, en el cual se observan feldespato potásico (Kfs), anhidrita (Anh), clorita (Chl) y opacos (Op). **Foto f.** BAT26: dique andesítico, se muestra en detalle el agregado policristalino de cuarzo.

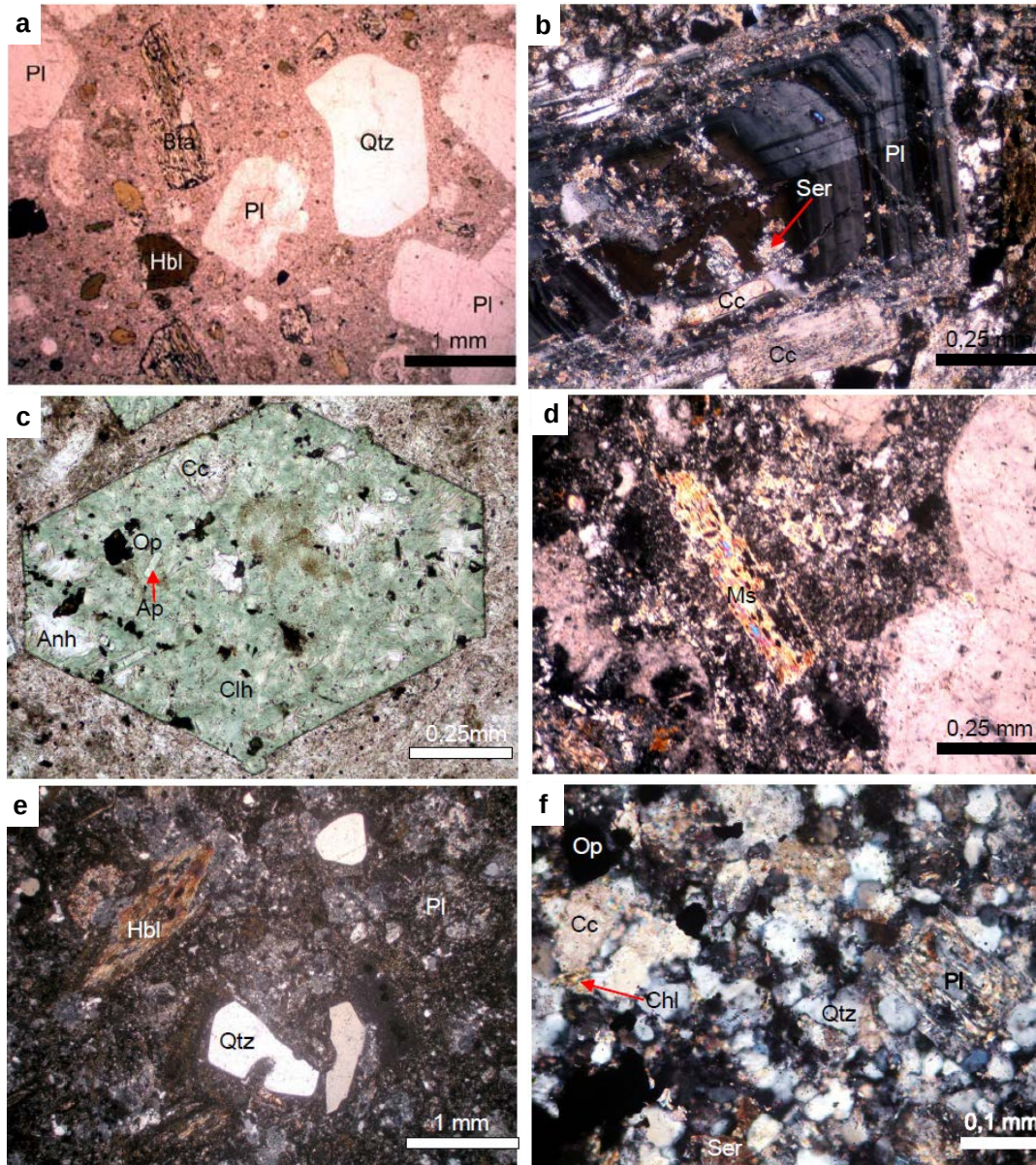


Fig. 13: Petrografía de diferentes rocas dacíticas de Bajo Agua Tapada. La muestra tomada de afloramiento corresponde a BAT30 y las muestras obtenidas de sondeos, corresponden a BAT03-12-17-19-25. Las fotos a y c, se muestran a nicoles paralelos. Las fotos b, d, e, f, a nicoles cruzados. **Foto a.** BAT25: P5, dique dacítico cuarzo-feldespático, donde se observa la textura porfirica de la roca, formada por fenocristales de plagioclasa (Pl), cuarzo (Qtz), hornblenda (Hbl) y biotita (Bta). **Foto b.** BAT17: P3, pórfido feldespático, detalle de plagioclasas (Pl) donde se observan maclas y zonación, alterada parcialmente a sericita (Ser) y carbonato (Cc). **Foto c.** BAT19: P4, dique dacítico, se muestra pseudomorfo de hornblenda reemplazado por clorita (Chl), opacos (Op), anhidrita (Anh) y en menor proporción por sericita, también se nota un pequeño cristal de apatita (Ap). **Foto d.** BAT03: P0, domo de flujo dacítico, se muestra pseudomorfo de biotita reemplazado por moscovita (Ms). **Foto e.** BAT30: P0, domo de flujo dacítico mostrando engolfamiento de fenocristal de cuarzo (Qtz). **Foto f.** BAT12: P2, pórfido de grano grueso, se muestra en detalle los minerales principales de la matriz, cuarzo (Qtz), plagioclasa (Pl) y opacos (Op), con minerales de alteración como sericita (Ser) y carbonato (Cc).

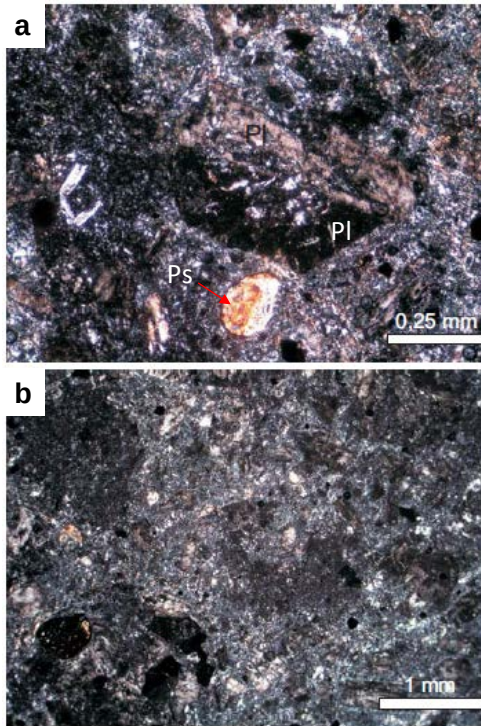


Fig. 14: muestra BAT32 corresponde a una andesita tufítica con intensa alteración destructiva de feldespatos o FDA (filica + argílica intermedia). a. Fenocristal de plagioclasa (Pl) alterado a sericita y pseudomorfo de mafito (Ps), b. Matriz constituida por un agregado de grano muy fino de cuarzo y sericita, también se ven opacos.

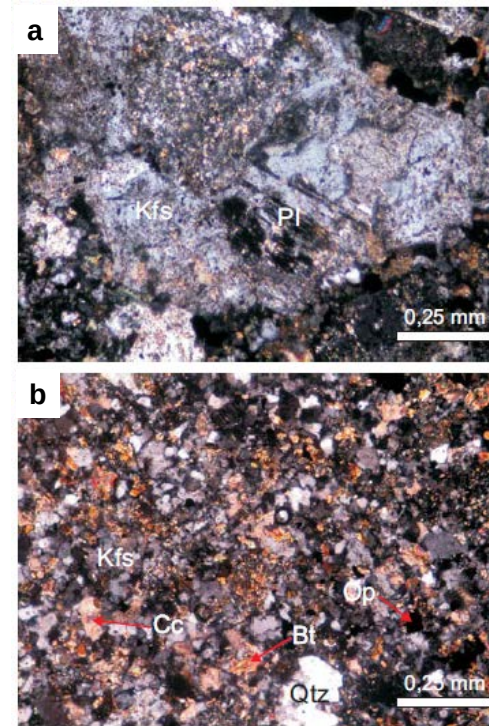


Fig. 15: muestra BAT20 corresponde a un pórfido dacítico de grano grueso con moderada a fuerte alteración potásica. a. Detalle de plagioclasa (Pl) reemplazada por feldespato potásico (Kfs), b. Textura de la matriz constituida por cuarzo (Qtz), feldespato potásico secundario (Kfs), biotita secundaria (Bt), carbonato (Cc) y opacos (Op).

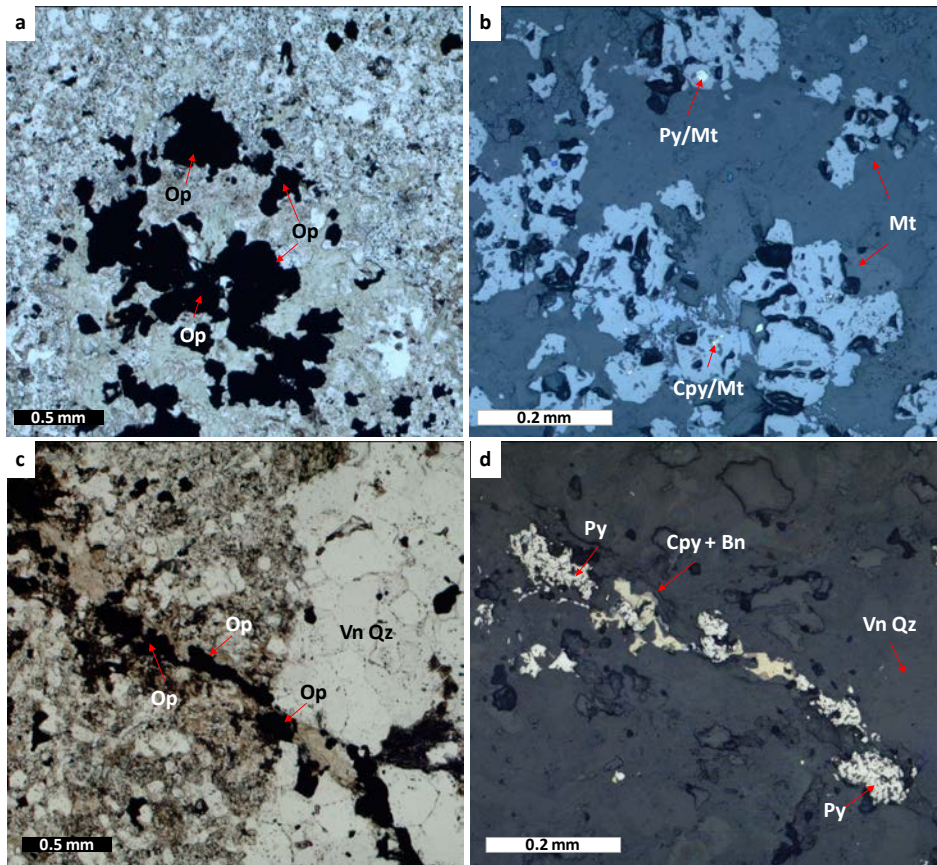


Fig. 16: Minerales opacos de las rocas de Bajo Agua Tapada, fotos a y c con luz transmitida a nicoles paralelos, fotos b y d con luz reflejada. La mineralogía corresponde a la muestra BAT12 (Pórfido dacítico P2, con alteración potásica). En a, se observan parches de minerales opacos (Op) posiblemente sobre un pseudomafito. En b, los mismos minerales se tratan de magnetita (Mt, gris), pirita (Py, blanco) y calcopirita (Cpy, amarillo) sobre magnetita. En c, se muestra una venilla de cuarzo (Vn Qz) y una venilla de minerales opacos (Op). En la foto de la figura d los mismos minerales opacos corresponden a pirita (Py), calcopirita (Cpy) y bornita (Bn, rosa) reemplazando los bordes de calcopirita.

Datos obtenidos mediante Microsonda:

Las rocas estudiadas con microsonda corresponden a dacitas (BAT04, 11, 14, 17, 19) y andesitas (BAT31 y 35); en el anexo se presentan las tablas 3-4-5 de análisis y resultados de 129 datos de feldespatos (113 de plagioclasas y 16 de feldespato potásico), 7 datos de piroxenos y 9 datos de micas (2 de moscovita y 7 de biotita). Además se identificaron otras fases minerales como calcita, anhidrita y yeso (Fig.17).

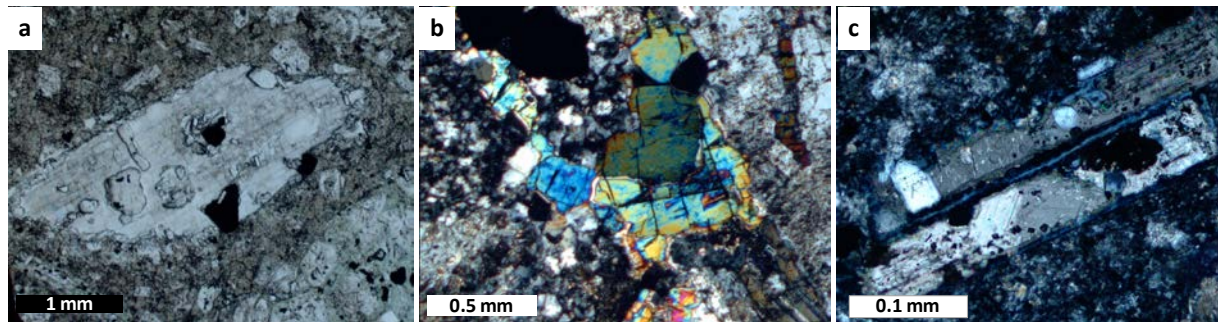


Fig. 17: Minerales identificados con Microsonda. Foto a, nicoles paralelos; b y c, nicoles cruzados. En a. muestra BAT19, Yeso en la matriz. En b. muestra BAT11, Anhidrita en la matriz. En c. muestra BAT04, Carbonato cálcico sobre Hornblenda.

La muestra BAT31 que corresponde a una andesita de grano fino afectada por una débil alteración fílica, es la única en la que se pudo identificar piroxenos entre sus minerales y sólo se reconocieron al microscopio 3 microfenocristales alterados a biotita secundaria y clorita, los resultados de la microsonda confirman que se trata de un clinopiroxeno, en este caso diópsido (Fig.18). Además, esta roca presenta 3 microfenocristales identificados al microscopio como feldespatos y confirmados con la microsonda como sanidina, según la relación Ab-An-Or (Fig.19 y 20).

La muestra BAT11, que corresponde a un pórfido dacítico de grano grueso mineralizado y afectado por alteración potásica presenta un xenocristal de feldespato potásico (ortoclasa) que fue analizado en la microsonda mostrando una composición homogénea. Este cristal fue arrastrado por el sotck durante su emplazamiento y puede corresponder con las rocas granodioríticas y graníticas del basamento. En general todos los feldespatos de la serie de las plagioclasas muestran composiciones entre andesina-labradorita, característica de las rocas volcánicas intermedias a ácidas (Fig.20).

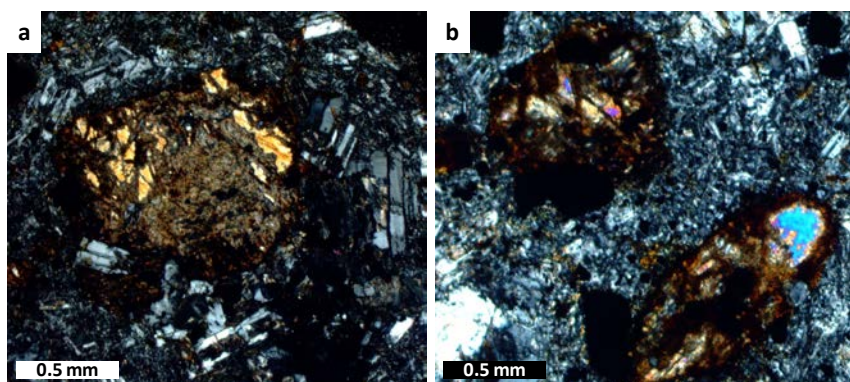


Fig. 18: Roca andesítica de Bajo Agua Tapada con microfenocristales de piroxenos mostrados a nicoles cruzados en la foto a y b. Nótese la alteración de los mismos. El análisis de Microsonda de esta fase alterada corresponde a valores de Si, Al, Fe, Mg indicando biotita. En el microscopio óptico se notó también la presencia de oxidación en los bordes del cristal de la foto b.

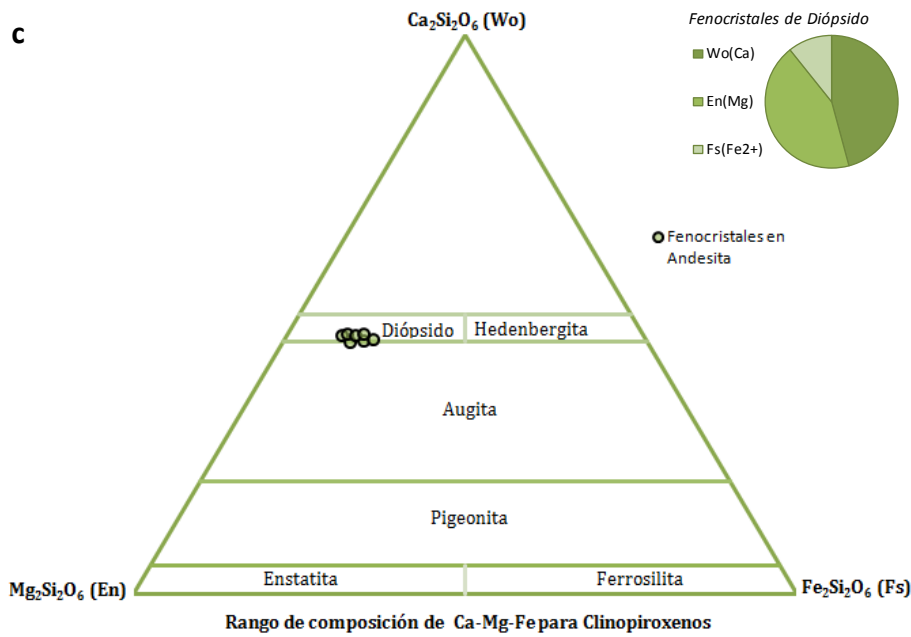


Fig. 18 continuación: c. el esquema triangular para caracterizar clinopiroxenos indica que se trata de Diópsido.

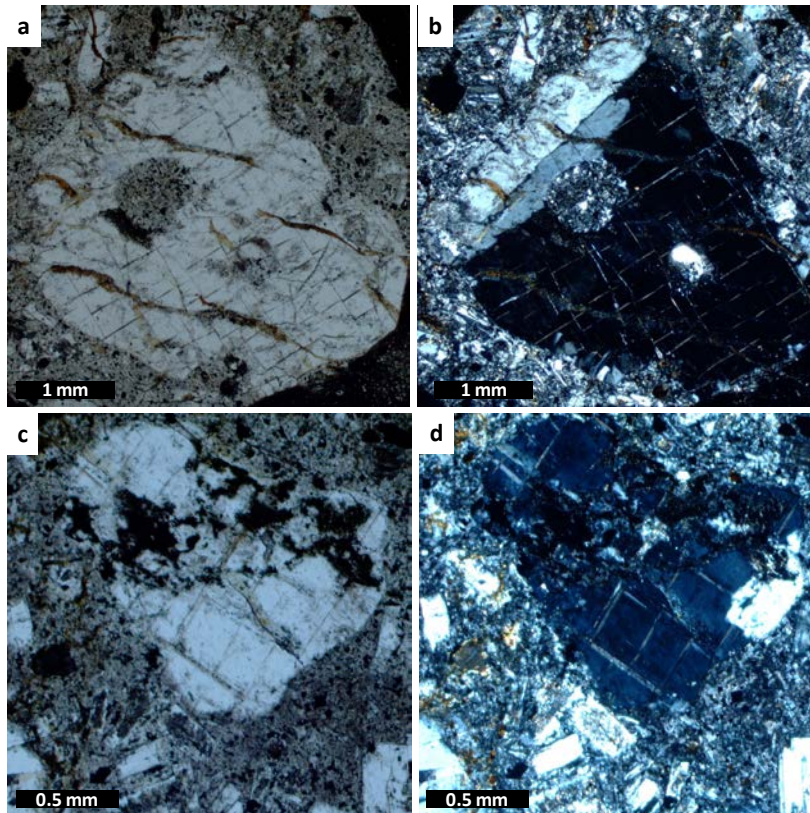


Fig. 19:
Muestra BAT31; roca andesítica de Bajo Agua Tapada con microfenocristales de sanidina. Fotos a y b corresponden a los mismos microfenocristales (2). En b, se puede notar al feldespato superior con macla de Karlsbad. Las fotos c y d corresponden al tercer microfenocristal de sanidina. Nícoles paralelos a y c, nícoles cruzados b y d.

El análisis de los porcentajes de Ab-An de las plagioclasas respecto del punto de análisis dentro de los diferentes cristales muestra en general una evolución hacia los términos más sódicos en el caso de las rocas de composición dacítica, y un poco más cálcicas en las rocas de composición andesítica. En el centro de los cristales la composición es bastante homogénea hacia el término andesina, alejándonos de él, hacia los bordes se hace un poco más cálcica en el término labradorita y finalmente, en los bordes propiamente, se vuelven a hacer más sódicas; dichas variaciones en el componente An no supera el 5% y la tendencia general es hacia un magma más diferenciado (más rico en sodio). Datos anómalos se dan en la muestra BAT19 que corresponde a un dique dacítico tardío, afectado por alteración fílica y que presenta la particularidad de 2 fenocristales de plagioclasas con composición sódica predominante, desplazados hacia el extremo de la albita, esto podría explicarse por la

Bajo Aqua Tapada, Catamarca, Argentina



Fig. 21: Diagrama triangular de feldespatos mostrando la composición de las plagioclasas según el tipo de roca (dacita y andesita) y el punto de análisis de la microsonda dentro de cada fenocristal (en el centro, próximo al borde y en el borde más externo). Las andesitas tienen plagioclasas de composición más cálcica y las dacitas más sódicas.

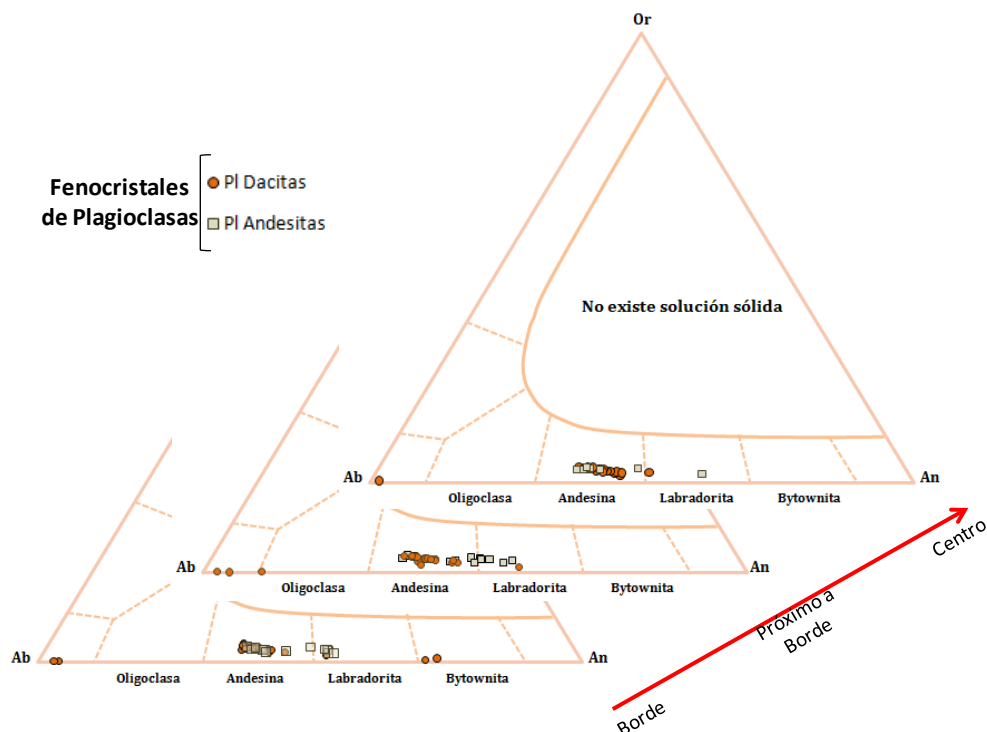


Fig. 21: Diagrama triangular de feldespatos mostrando la composición de las plagioclasas según el tipo de roca (dacita y andesita) y el punto de análisis de la microsonda dentro de cada fenocristal (en el centro, próximo al borde y en el borde más externo). Las andesitas tienen plagioclasas de composición más cálcica y las dacitas más sódicas.

Geoquímica de las rocas de Bajo Agua Tapada

La geoquímica realizada a las muestras de Bajo Agua Tapada, comprende el análisis de elementos mayoritarios (óxidos %), trazas y tierras raras (ppm) que se exponen en la tabla 6-7 del Anexo. Estos resultados se muestran junto con el cálculo de la Norma CIPW en base anhidra, realizada mediante *Norm Calculation Program*⁴; además de una estadística básica relacionada con cada dominio litológico y su contenido en elementos mayoritarios, al igual que los diagramas de SiO₂ frente al resto de los óxidos. La tendencia más clara es la disminución de Fe₂O₃, CaO, TiO₂ y el aumento de Al₂O₃ a medida que aumenta el porcentaje de SiO₂ (Fig. a, b, y c en el Anexo). Se correlacionaron los resultados petrográficos obtenidos, empleando diagramas de clasificación de rocas volcánicas, aunque con algunas observaciones respecto a que la totalidad de las muestras están alteradas por fluidos hidrotermales. Se usaron los óxidos mayoritarios en el diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986) mostrando resultados que indican rocas de composición intermedia a ácida (traquiandesitas, traquitas y dacitas) de la serie subalcalina (Fig.22).

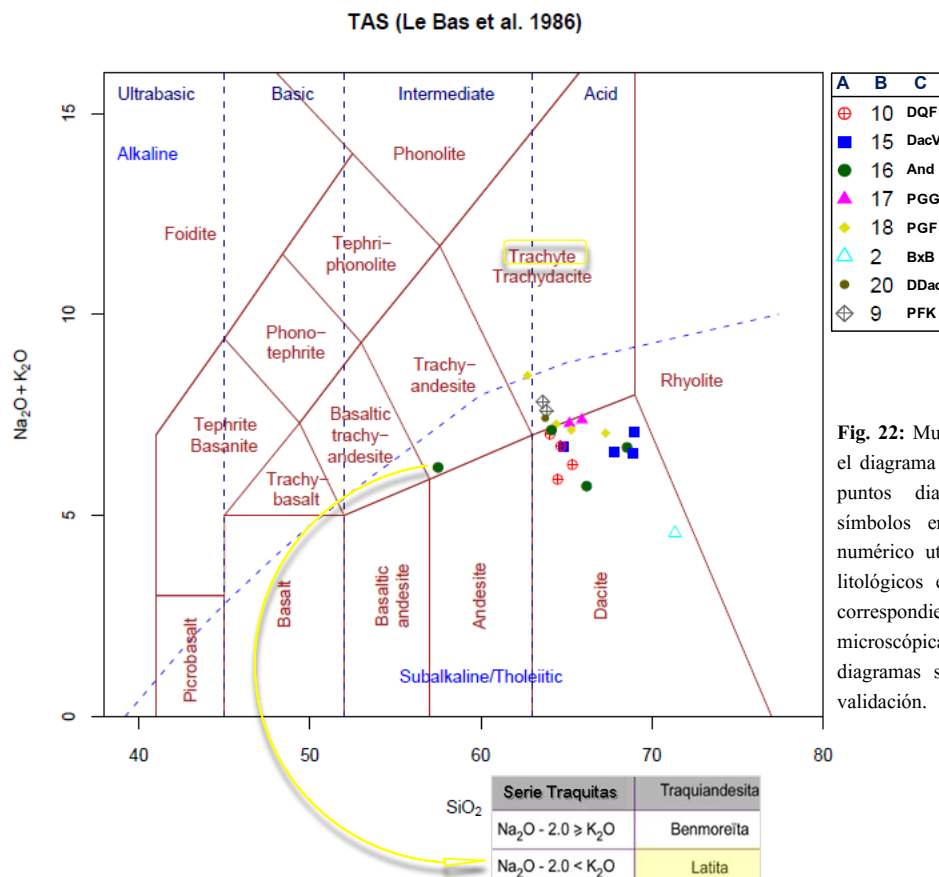


Fig. 22: Muestras de Bajo Agua Tapada en el diagrama TAS. En las referencias de los puntos diagramados se muestran los símbolos en la columna A, el código numérico utilizado para agrupar por tipos litológicos en la columna B y las rocas correspondientes, identificadas macro y microscópicamente, en la columna C. En los diagramas siguientes se utiliza la misma validación.

El cálculo de cuarzo normativo es <20%, en las muestras del campo Traquita/Traquidacita, por lo que las rocas se califican como traquitas. El valor de Na₂O-2 en el campo de la Traquiandesita da como resultado un valor <K₂O, por lo que la roca corresponde a latita (muestra BAT31). Las latitas se definen como rocas de transición entre andesitas y traquitas; los feldespatos predominantes comprenden andesina, labradorita y sanidina. Esto se correlaciona con las descripciones petrográficas y de microsonda en cuanto

⁴Programa realizado por Kurt Hollocher, Geology Department, Union College, Schenectady, NY, 12308, hollochk@union.edu

a los feldespatos analizados. Esta roca puede considerarse la menos alterada de toda la serie con un contenido en LOI de 2.02. Con el diagrama de Peccerillo y Taylor, 1976, algunas muestras reflejan un origen calcoalcalino rico en K (principalmente las andesitas), mientras que la mayoría de las dacitas están dentro del campo shoshonítico (Fig.23).

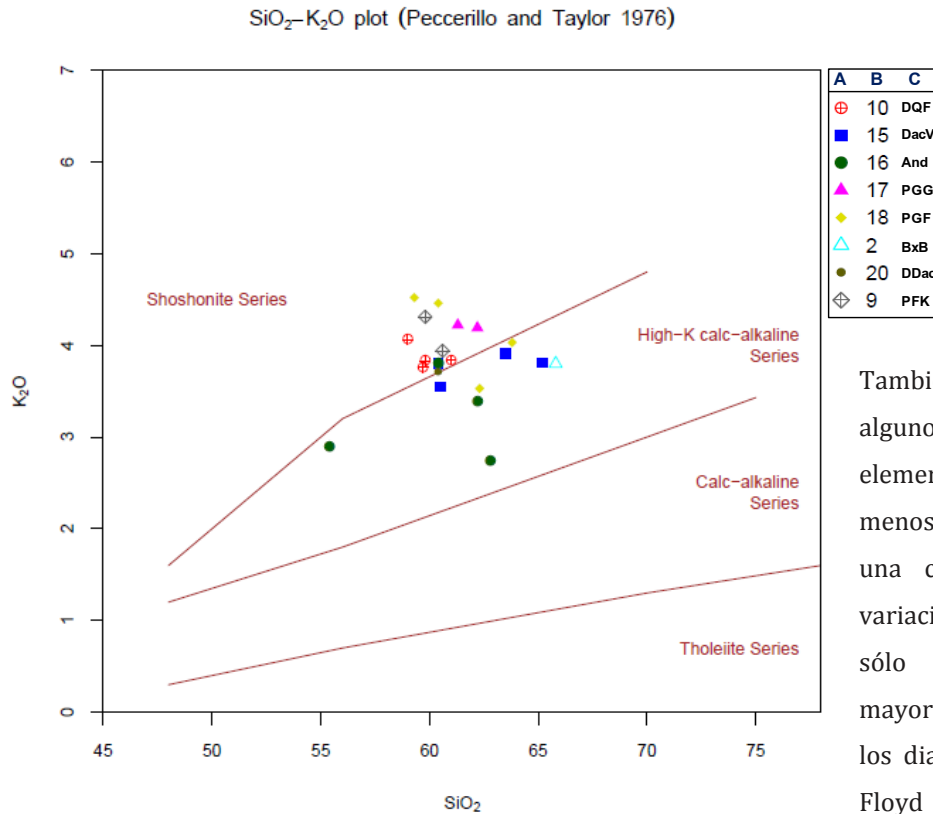


Fig. 23: Muestras de Bajo Agua Tapada en el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) en relación con los contenidos de potasio.

También se confeccionaron algunos diagramas que utilizan elementos trazas, por lo general menos móviles, para encontrar una correlación o notar las variaciones con aquellos que sólo emplean óxidos mayoritarios. Tal es el caso de los diagramas de Winchester y Floyd 1977, aunque en este

punto sólo se utilizó Zr/Ti₂O-SiO₂. Los diagramas que emplean Nb e Y no mostraron una aplicación correcta. Según Winchester y Floyd (1977) con la progresiva diferenciación de un magma básico la relación Zr/ Ti₂O decrece y refleja una disminución de Ti₂O en rocas diferenciadas no basálticas. La relación Nb/Y, se ha descrito en primer lugar (Pearce y Can, 1973) como un indicador de la alcalinidad de los basaltos, donde generalmente, una alta relación Nb/Y refleja un alto contenido de Nb que resulta característico de las series alcalinas. En las rocas más silíceas, la relación Nb/Y=0.67 divide satisfactoriamente a las series alcalinas de las subalcalinas. Generalmente en las rocas calcoalcalinas la relación Nb/Y es baja y la relación Zr/Ti₂O decrece desde las andesitas hasta las riolitas (Winchester y Floyd, 1977), motivo por el cual no se han logrado resultados satisfactorios con las muestras de BAT. En su significado global las rocas representadas en el diagrama Zr/Ti₂O-SiO₂ muestran cierta similitud con el diagrama TAS, rocas andesíticas y riodacíticas/dacíticas de la serie subalcalina (Fig.24). Según Hastie *et al.*, 2007, los diagramas que utilizan K₂O-SiO₂ para subdividir las rocas volcánicas de arco en tipos (basaltos, andesitas basálticas, andesitas, dacitas y riolitas) y la serie volcánica (toleítica, calcoalcalina, calcoalcalina de alta K y shoshonítica), son particularmente susceptibles a los efectos de la alteración. Sin embargo, mediante el uso de Th como un sustituto de K₂O y Co como un sustituto de SiO₂ es posible construir un diagrama topológico similar pero más robusto frente a las alteraciones y el metamorfismo. Las muestras de Bajo Agua Tapada caen dentro de los campos de basaltos/andesitas y dacitas/riolitas

principalmente en la serie calcoalcalina rica en potasio a shoshonítica (Fig.25). Puntualmente, comparando cada roca, con cada diagrama no se obtienen iguales resultados y algunos difieren incluso, con la definición y caracterización petrográfica; por ello se muestran tales diferencias y relaciones en la tabla 8 del Anexo.

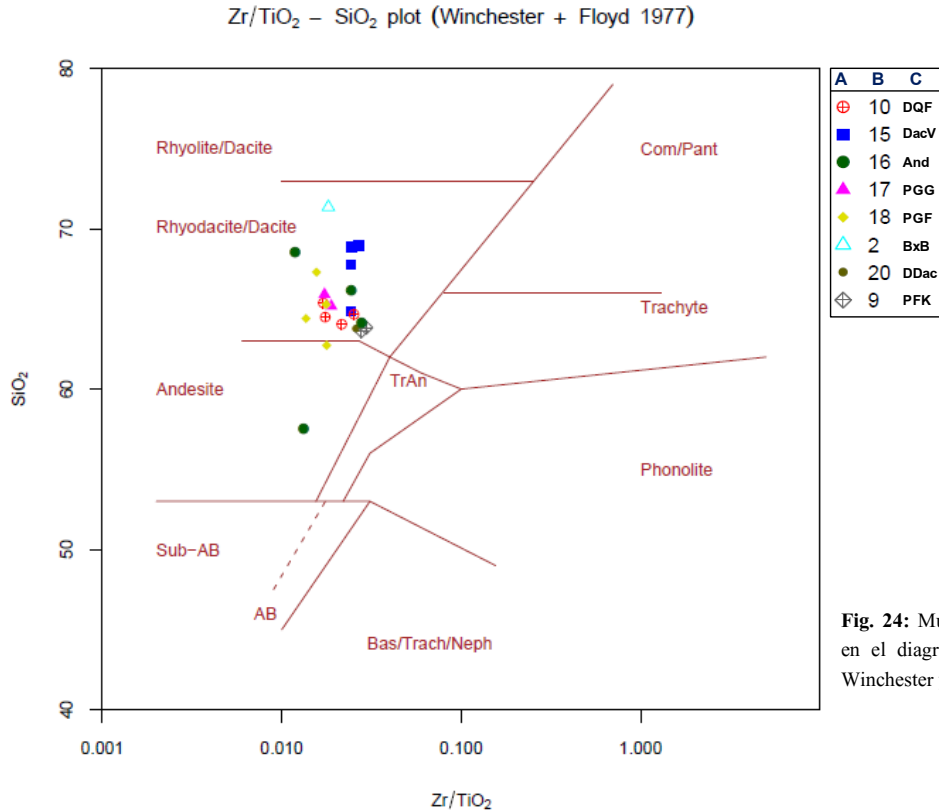


Fig. 24: Muestras de Bajo Agua Tapada en el diagrama para rocas alteradas de Winchester y Floyd, 1977.

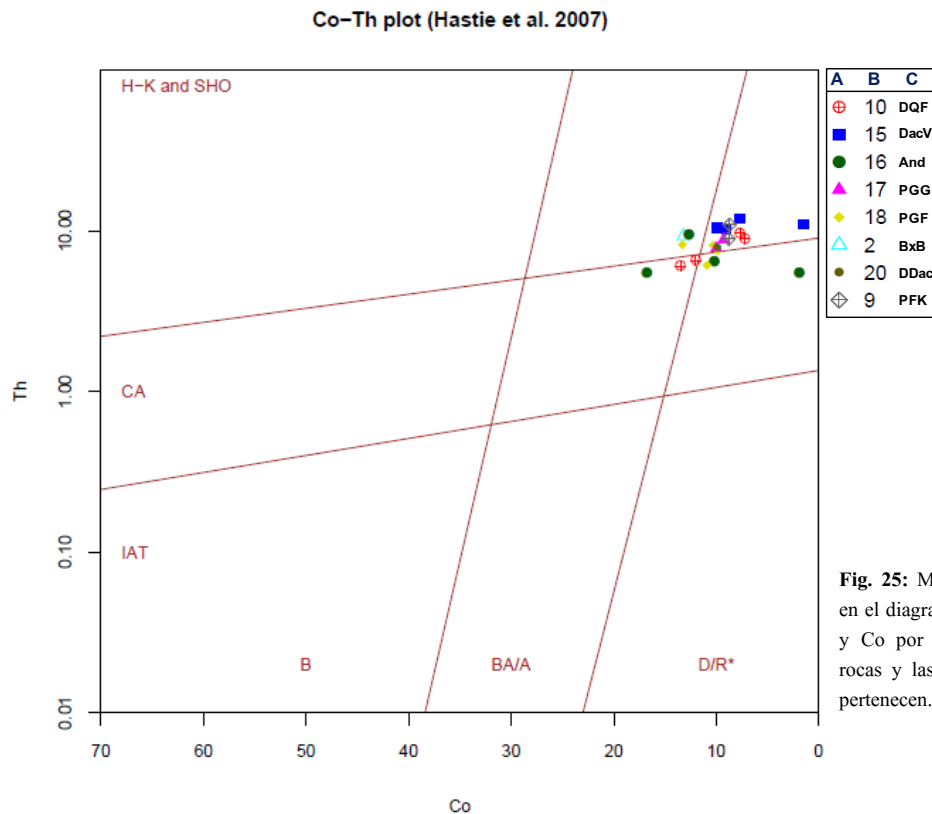


Fig. 25: Muestras de Bajo Agua Tapada en el diagrama que emplea Th por el K₂O y Co por SiO₂ y permite clasificar las rocas y las series magmáticas a las que pertenecen.

En vista de las diferencias planteadas en los gráficos anteriores, se usaron otros elementos traza como Th/Yb-Ta/Yb, Ce/Yb-Ta/Yb y Ce/Yb-Hf/Yb de diagramas realizados por Pearce, 1982 (Fig.26); que se tomaron de los trabajos de Müller y Groves (1995) y Müller y Forrester (2000) para determinar la afinidad de las rocas de la serie subalcalina. Para ello se graficaron los datos en base a las alteraciones, de esta manera se muestra que la mayoría de las muestras corresponden a la serie shoshonítica, aún cuando la alteración potásica no es la que predomina. Según Müller y Forrester (2000) una alta relación $Ce/Yb > 20$ es característica de rocas con afinidades shoshoníticas; en las muestras dacíticas de BAT esta relación es de 35, mientras que en las muestras andesíticas es de 25. Una alta relación $Th/Ta > 1$ junto con el agotamiento de Nb, Ti y P (Rogers, 1985; Rogers & Hawkesworth 1989; Lucassen y Franz 1994; Pichowiak 1994, Kramer y Ehrlichmann, 1996 en Parada *et al.*, 2007), también resulta en una característica distintiva de rocas de la serie shoshonítica. En las dacitas de BAT esta relación es de 7 y en las andesitas de 5.

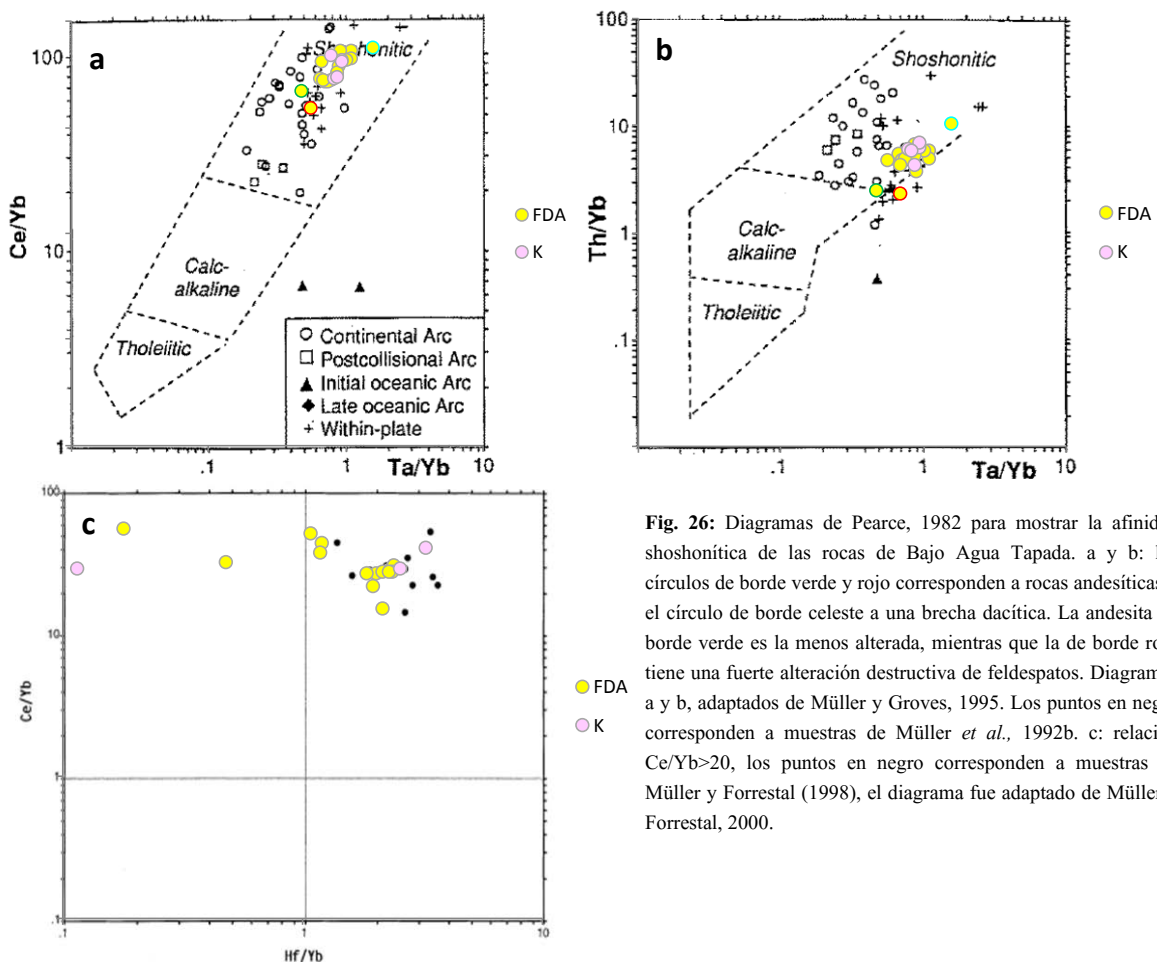


Fig. 26: Diagramas de Pearce, 1982 para mostrar la afinidad shoshonítica de las rocas de Bajo Agua Tapada. a y b: los círculos de borde verde y rojo corresponden a rocas andesíticas y el círculo de borde celeste a una brecha dacítica. La andesita de borde verde es la menos alterada, mientras que la de borde rojo tiene una fuerte alteración destructiva de feldespatos. Diagramas a y b, adaptados de Müller y Groves, 1995. Los puntos en negro corresponden a muestras de Müller *et al.*, 1992b. c: relación $Ce/Yb > 20$, los puntos en negro corresponden a muestras de Müller y Forrester (1998), el diagrama fue adaptado de Müller y Forrester, 2000.

Los patrones de REE se graficaron con los valores normalizados a Condrito, según Boynton 1984, se aprecia una tendencia similar en todas las muestras, tanto dacitas como andesitas con un enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE) respecto de las pesadas (Fig.27). Los elementos trazas fueron graficados en dos diagramas de tipo spider, el primero normalizado con el manto primitivo según Sun y McDonough, 1989 (Fig.28) y el segundo normalizado con el manto primordial según Wood *et al.*, 1979 (Fig.29). En ambos se resaltan diferentes anomalías. Todas las normalizaciones empleadas se adjuntan en la tabla 9 del Anexo.

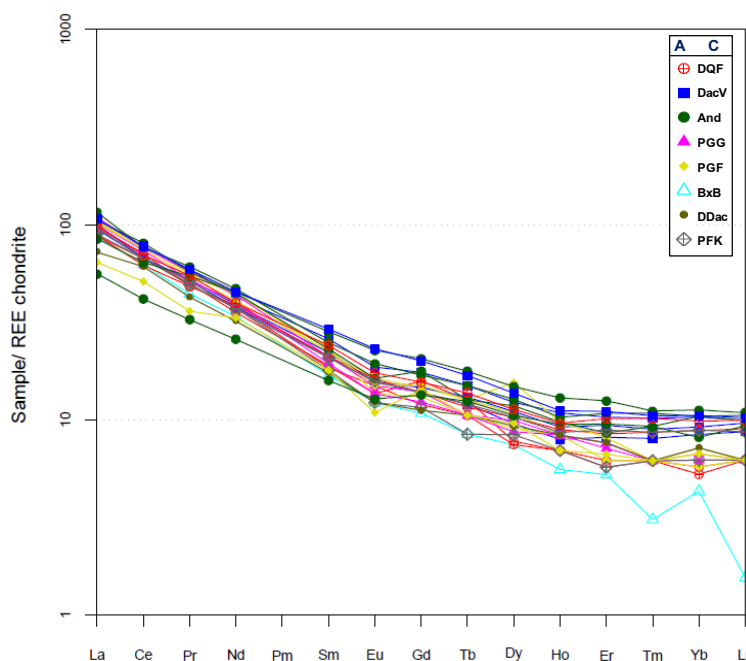


Fig. 27: Spider de REE (Boynton, 1984). Enrichimiento en LREE, característico de rocas ígneas potásicas. Generalmente tienden a acomodarse en la estructura cristalina de clinopiroxenos y apatitos.

Las andesitas analizadas en BAT muestran valores similares a rocas frescas andesíticas calcoalcalinas con alto K del norte de Chile (muestras no afectadas por procesos de alteración potásica); Müller y Groves (1995) presentan algunos valores que a su entender, son típicos de rocas ígneas potásicas en configuración de arco continental;

entre ellos algunos elementos compatibles con el manto, como el Cr (~120-40 ppm) y el Ni (~60-10 ppm) en proporciones variables, pero bajas; la composición de los elementos trazas caracterizada por altos valores de LILE (ej. ~500 ppm de Sr y Ba) valores intermedios de LREE (ej. ~30 ppm La, ~90 ppm Ce) y contenidos bajos de HFSE (ej. <200 ppm Zr, ~5 ppm Hf, ~1 w% TiO_2). El contenido típico de estas rocas en K_2O es de ~2 w% y de Na_2O ~3.5 w%; los valores de SiO_2 alrededor de 59 w% (Deruelle, 1982 en Müller y Groves, 1995). Todos estos valores se corresponden con los valores promedio de las andesitas de Bajo Agua Tapada (Ni 44 ppm, Sr 412 ppm, Ba 596 ppm, La 28 ppm, Zr 167 ppm, Hf 4 ppm y TiO_2 0.9 %, SiO_2 59.6 %)

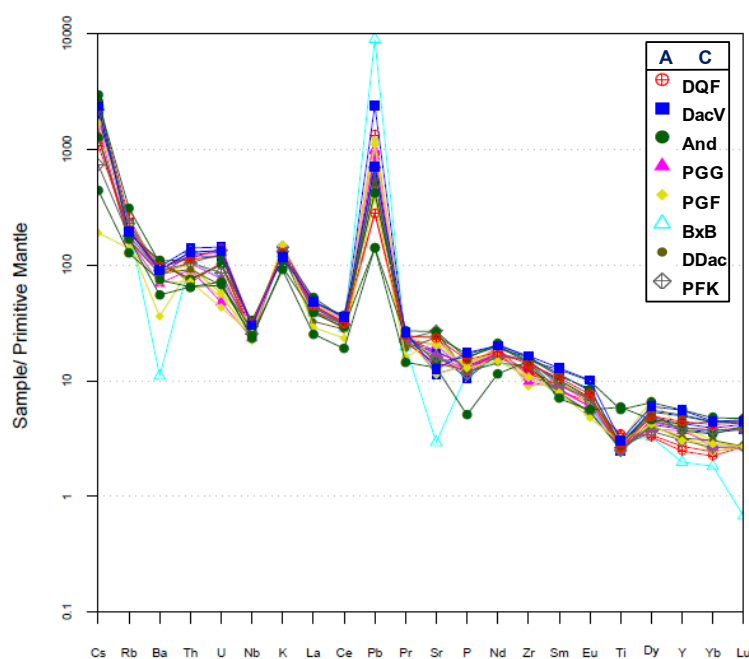


Fig. 28: Spider de elementos trazas (Sun y McDonough, 1989). Enrichimiento en LILE, característico de rocas ígneas potásicas, respecto de HFSE. Los elementos litófilos de radio iónico grande suelen acomodarse en la red de minerales hidratados como biotitas y anfíboles.

pero con diferencias en los valores de K_2O (3.3 %) y Na_2O (2.9 %) que son más altos. Es notable el enriquecimiento en Cs, Rb, K y Pb mostrado en la figura 28 y las anomalías negativas de Nb, Ta, Ti de la figura 29. La fuerte anomalía negativa de Hf se da principalmente en los pórfidos dacíticos de los dos primeros estadios de intrusión (P1 y P2). Según Müller y Groves, 1995, rocas ígneas potásicas de arco continental están ligeramente enriquecidas en Rb, Sr, Ba y Ce, pero tienen menor contenido de Nb y P, que las rocas ígneas potásicas de arcos postcolisionales. Ambos

ambientes muestran diferencias sutiles, pero se pueden distinguir por el Zr, Sr y Ce con concentraciones ligeramente superior para las rocas de arco continental.

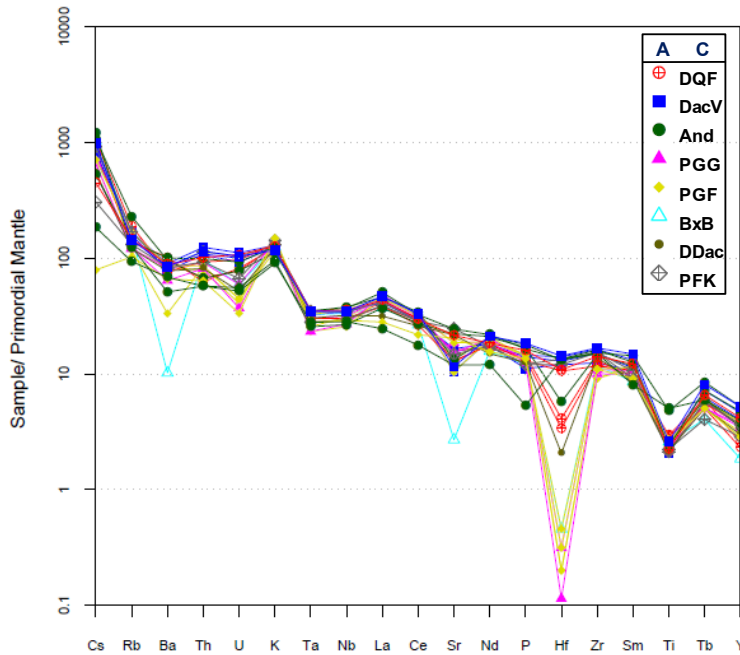


Fig. 29: Spider de elementos trazas (Wood *et al.*, 1979). También se muestra el enriquecimiento en LILE respecto de HFSE, donde son más evidentes las anomalías negativas TNT (Ti, Nb, Ta) y la de Hf.

Por último, se intentó aplicar diagramas de clasificación geotectónica con algunos elementos traza de manera de corroborar si éstos, se adecuan al ambiente tectónico que caracteriza a las rocas de Bajo Agua Tapada y que corresponde a rocas de arco continental en zona de subducción (Fig.30). Los gráficos que mejor pueden adaptarse corresponden a

Pearce y Cann (1973) el cual se usa para rocas basálticas. Las rocas de BAT caen en el campo C (basaltos calcoalcalinos de arcos islas) y los diagramas de Pearce (1984) especialmente diseñados para rocas graníticas, donde las muestras de BAT caen en el campo VAG (granitos de arco volcánico). En conclusión en los 3 diagramas las rocas se encuadran en la zona de arco volcánico.

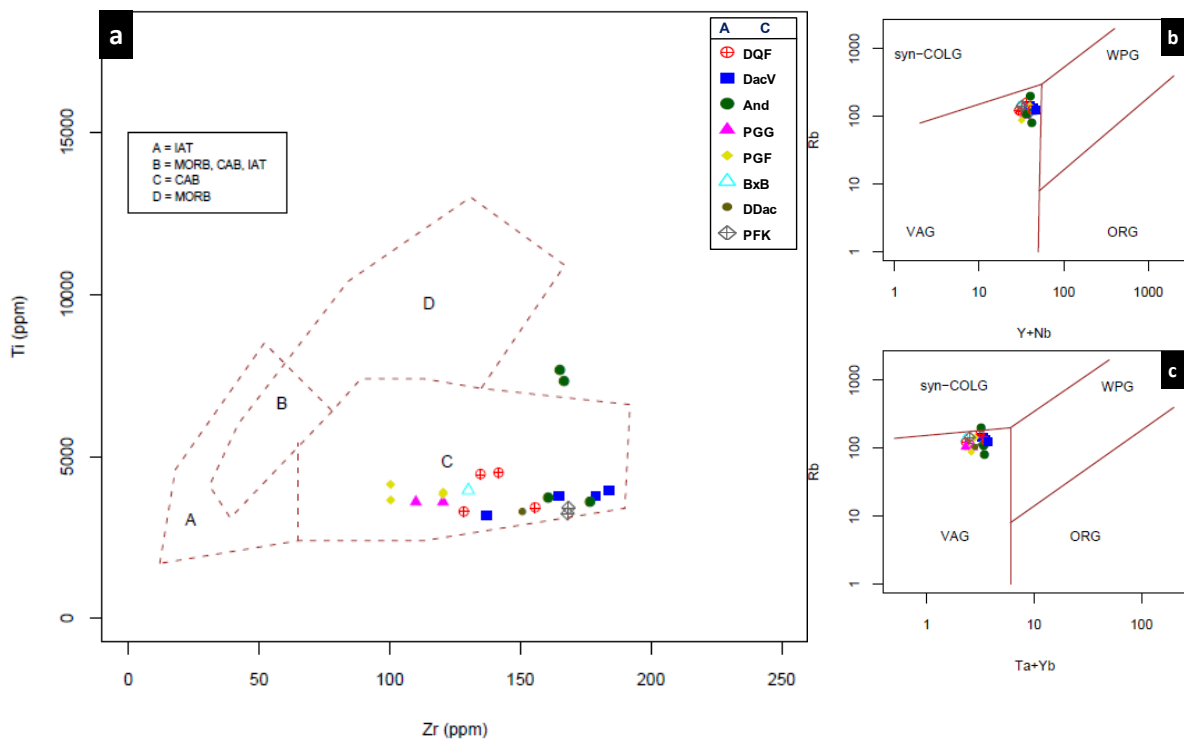


Fig. 30: Diagramas geotectónicos aplicados a la muestras de Bajo Agua Tapada. a. Pearce y Cann, 1973. b y c. Pearce, 1984. Referencias. CAB: basaltos de arco isla (calcoalcalinos). IAT: Toleíticos de bajo-K. MORB: basaltos de fondo oceánico. VAG: granitos de arco volcánico. ORG: granitos de dorsales. WPG: granitos de intraplaca. COLG: granitos de colisión.

Análisis metalográfico de los minerales de mena de Bajo Agua Tapada

Las probetas analizadas corresponden a 13 muestras que contienen mineralización de tipo epitermal y 4 muestras que corresponden a mineralización tipo pórfido, sobre éstas últimas, en algunas ocasiones se observa sobreimposición del evento epitermal. El estudio de las menas metálicas se realizó sobre los pórfidos dacíticos P1-P2 y sobre los 3 tipos de brechas. El análisis de las probetas metalográficas mediante microscopio óptico permitió confirmar la mineralogía de sulfuros y óxidos observados en muestras de mano, identificar nuevos minerales y redefinir los estilos de venillas. En la tabla 10 del Anexo se presenta un resumen de las observaciones más importantes realizadas en el microscopio óptico. Un punto relevante en el estudio de los minerales de mena tiene por objetivo poder determinar la yacencia y relación del oro con los demás minerales metálicos y la existencia o no, de sulfosales de plata y bismuto, que mencionaron en el apartado de *Mineralización de Bajo Agua Tapada*, cuando se analizaron los datos químicos de los intervalos de muestreo cada 2 metros. En muestras de mano no fue posible identificar ninguno de los 3 elementos (Au, Ag y Bi), por ello se analizaron 7 probetas con el microscopio electrónico SEM. El análisis fue principalmente cualitativo pero resultó en la identificación de una serie de minerales del grupo de las sulfosales, telururos y electrum (tabla 11 del Anexo).

Mineralización de Tipo Pórfido:

La mineralización y el estilo de las venillas en los sistemas tipo pórfido ya fue descrita en el apartado de introducción (venillas Tipo A, B y D). Sin embargo, aquí se introducirá el concepto de venillas Tipo M para referirnos a las venillas de magnetita. Clark (1993); Clark y Arancibia (1995) en Walshe (2004); incluyeron por primera vez el concepto de venillas tipo M para dar un esquema general de la evolución de los sistemas de pórfidos (Fig.31). Las venas M son comúnmente anteriores a las venas A, B y D. Esta paragénesis generalizada, representa la evolución desde los procesos de alteración de alta temperatura (venas M y A) a los procesos de temperatura más baja (estadios de venas D), con las venillas tipo B representando una etapa de transición. La importancia de la fase M sólo ha sido reconocida recientemente; puede que haya sido en muchos casos, pasado por alto como un evento hidrotermal o confundido con otros eventos de alteración como la alteración calco-sódica (Carten, 1986; Dilles *et al.*, 1992; Dilles y Einaudi, 1992 en Walshe, 2004). Las venillas Tipo M están representadas por Qz+Mt asociadas con una alteración sódica de las plagioclasas cálcicas (andesina a albita), biotita $\pm$ hornblenda $\pm$ piroxenos (Walshe, 2004). Esta paragénesis ha sido descrita en la petrografía de las rocas de Bajo Agua Tapada, principalmente en el pórfido dacítico de grano fino (P1), donde las venillas de magnetita (tipo M) son el rasgo distintivo y predominante, lo que permite distinguirlo de su encajante (domo dacítico, P0) y del pórfido dacítico de grano grueso (P2). Según Walshe (2004) en los depósitos de pórfidos asociadas a complejos shoshoníticos la mineralogía de la fase inicial parece estar limitada a magnetita, biotita, plagioclasa, mientras que para los depósitos de los complejos calcoalcalinos, la mineralogía de alteración temprana incluye comúnmente anfíbol y piroxeno. En la etapa de alteración de tipo pórfido se han identificado, mediante microscopio SEM, minerales como ilmenita, magnetita con contenido de titanio, hematita sobre magnetita (Fig.32) y abundante apatita asociada a zonas con fuerte magnetita y

hornblenda. El oro identificado (10-5µm con contenido de Ag) según el espectro, podría definirse como electrum y se encuentra principalmente sobre calcopirita (Fig.33).

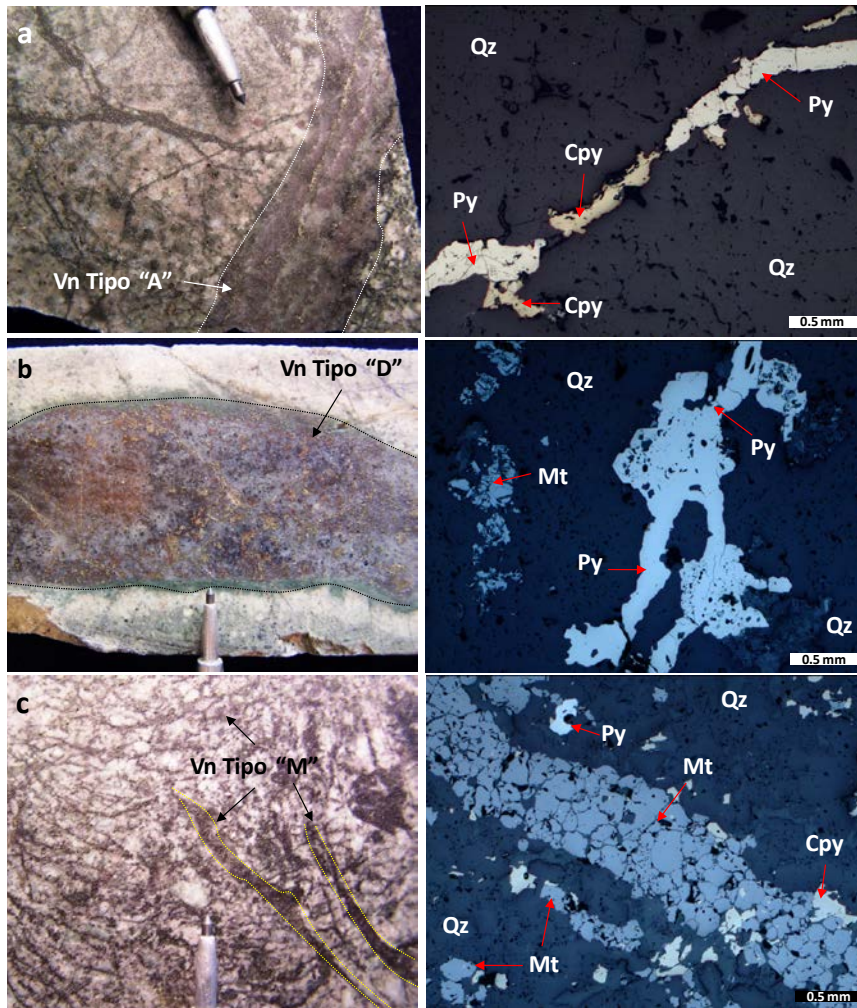


Fig. 31: Mineralización tipo pórfido en muestras de sondeos de Bajo Agua Tapada. Tipos de Venillas (A, D y M).

Las fotos a, b y c tienen a su derecha la mineralogía de sulfuros y óxidos, detallada mediante microscopio óptico. La secuencia cronológica corresponde a Vn M y Vn A asociadas a los estadios de mayor temperatura y en consecuencia a la alteración potásica. Las Vn D corresponden a etapas tardías de menor temperatura con fluidos asociados a la alteración filica.

Ref:

Qz-cuarzo

Cpy-calcopirita

Py-pirita

Mt-magnetita

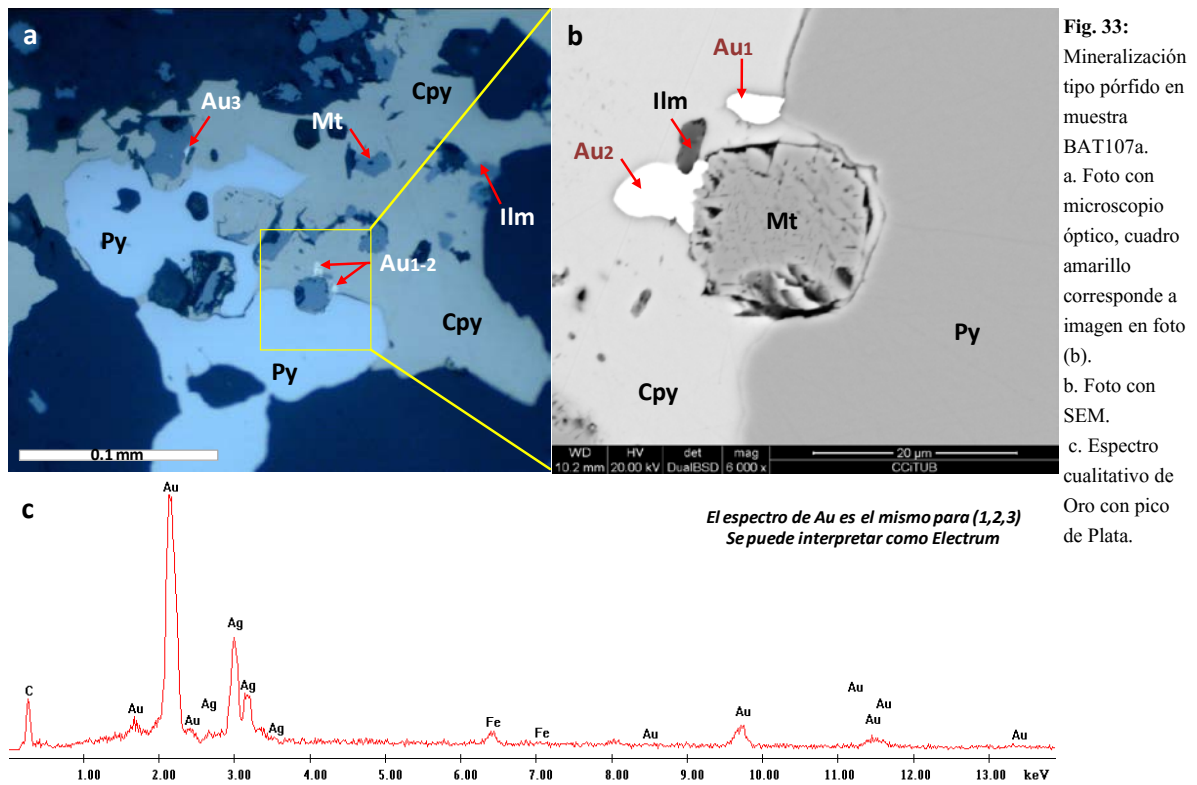
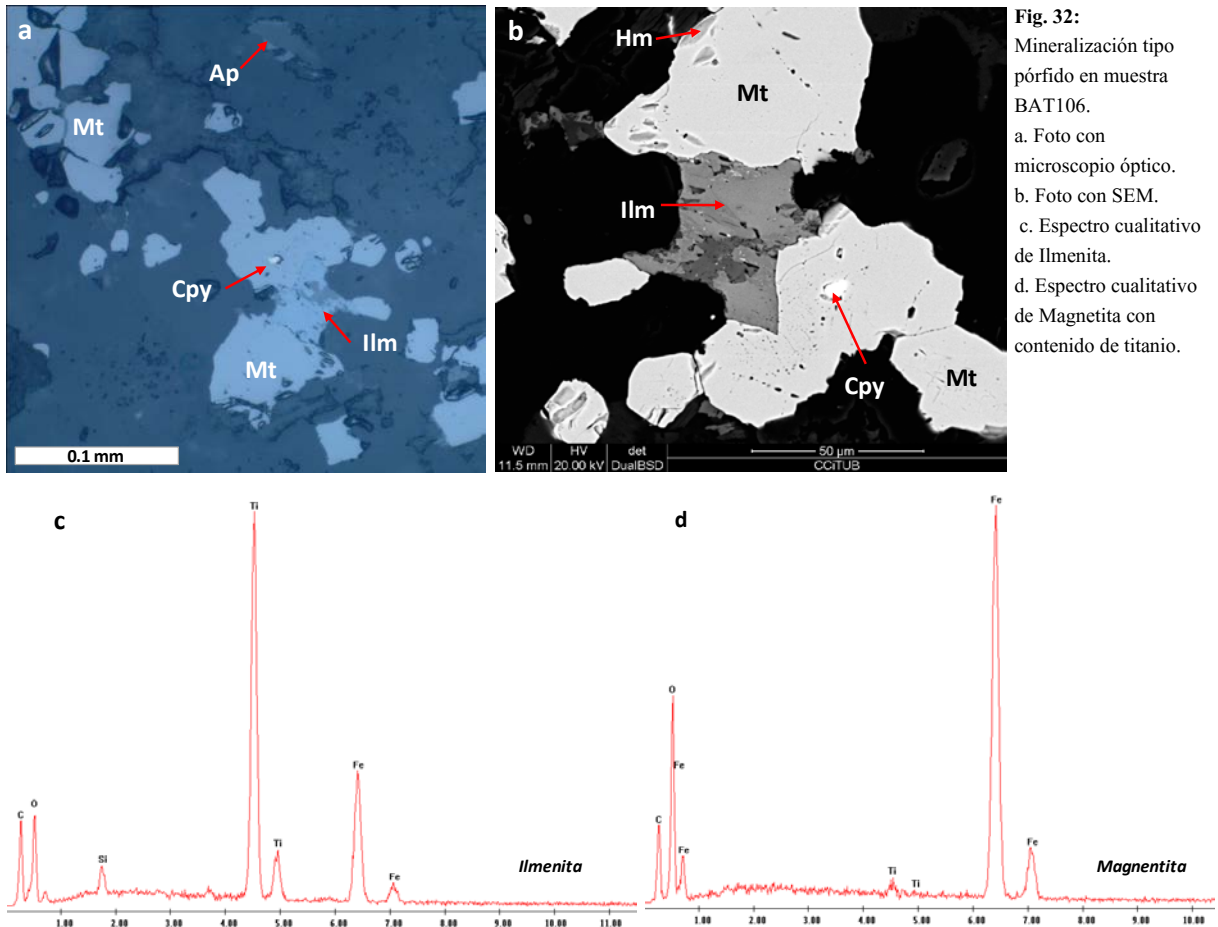
Vn-venilla

Mineralización de Tipo Epitermal:

Las venillas epitermales se pueden dividir en 2 grandes grupos: venillas de cuarzo con sulfuros y venillas prácticamente de sulfuros masivos con muy escaso cuarzo (Fig.34). Éstas últimas *Vn Sulf* ($Py+Cpy+Spl+Gn \gg Qz$) están caracterizadas por el predominio de pirita y calcopirita sobre esfalerita y galena. En estas venillas se ha identificado galena argentífera, mediante estudio con SEM.

A su vez, las venillas en donde predomina el cuarzo, pueden agruparse en 3 tipos diferentes, según los sulfuros presentes en mayor proporción. De ello resulta la siguiente clasificación:

- *Vn Qz 1* ($Qz+Py \gg Cpy$), sulfuros tales como esfalerita y galena también se observan pero en mucha menor proporción.
- *Vn Qz 2* ($Qz+Py \gg Spl$), solo hay trazas de calcopirita además de los sulfuros principales.
- *Vn Qz 3* ($Qz+Spl+Gn \gg Py \pm Cpy$), la pirita y calcopirita está en mucha menor proporción, los sulfuros grises son de gran tamaño.



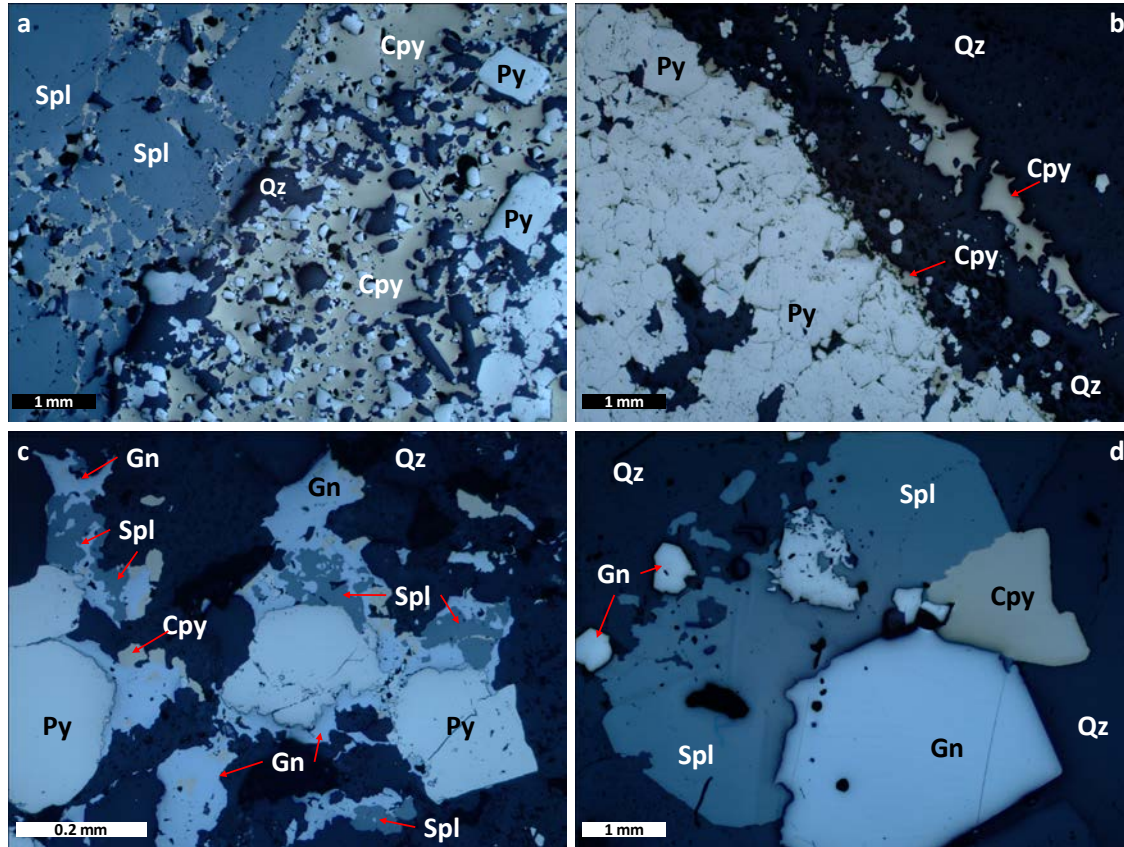


Fig. 34: Tipos de venillas del sistema Epitermal de Bajo Agua Tapada, determinadas mediante microscopio óptico. a. BAT102: Vn Sulf (masivos). b. BAT111: Vn de Qz 1. c. BAT105: Vn de Qz 2. d. BAT100: Vn de Qz 3. Ref: Cpy-calcopirita. Py-pirita. Spl-esfalerita. Gn-galena. Qz-cuarzo.

La determinación mediante SEM de mineralización epitermal se basó en la caracterización de sulfosales que contienen plata, bismuto, antimonio, cobre y arsénico, sumado a telururos que contienen plata, oro y antimonio. Las sulfosales se encuentran sobre calcopirita, pirita y galena (Fig.35), en fracturas de los cristales o en espacios vacíos entre los minerales. Es común encontrar a las sulfosales de plata en el contacto entre los granos de pirita y calcopirita; en algunos granos también se observó plata nativa en los bordes del cristal de sulfosal. Los telururos se asocian principalmente a las sulfosales y están contenidos en ellas aparentemente como exsoluciones [Fig.35(*)]. Según los elementos que componen los espectros se podría sugerir que los minerales pertenecen a los grupos de los sulfobismutidos como la Matildita, grupo de las sulfosales de plata como Pirargirita, Miargirita, Polibasita y a los telururos tales como Hessita, Calaverita, Silvanita, entre otros. Para corroborar esta afirmación es necesario realizar análisis de Difracción de Rayos X. La presencia de oro en la mineralización epitermal está acompañada de los telururos como se mencionó anteriormente, pero también de las sulfosales. En este caso, el electrum (Au-Ag) sólo fue identificable con microscopio electrónico (Fig.36), a diferencia del oro presente en la mineralización tipo pórfido. Se destaca el tamaño de la partícula de Au que no supera 1µm.

Las texturas observadas en el microscopio óptico y en el SEM permitieron determinar los distintos eventos paragenéticos de los minerales de mena. Se observó que es muy común en la esfalerita presentar segregaciones de calcopirita con un aspecto de gotas muy pequeñas de color amarillos dentro de la masa gris oscura (Fig.37a). Esto es conocido como *chalcopyrite disease*, o "enfermedad de la esfalerita". El origen

de esta textura ha sido muy discutido, interpretándose como exsoluciones o como reemplazamientos según planos preferenciales.

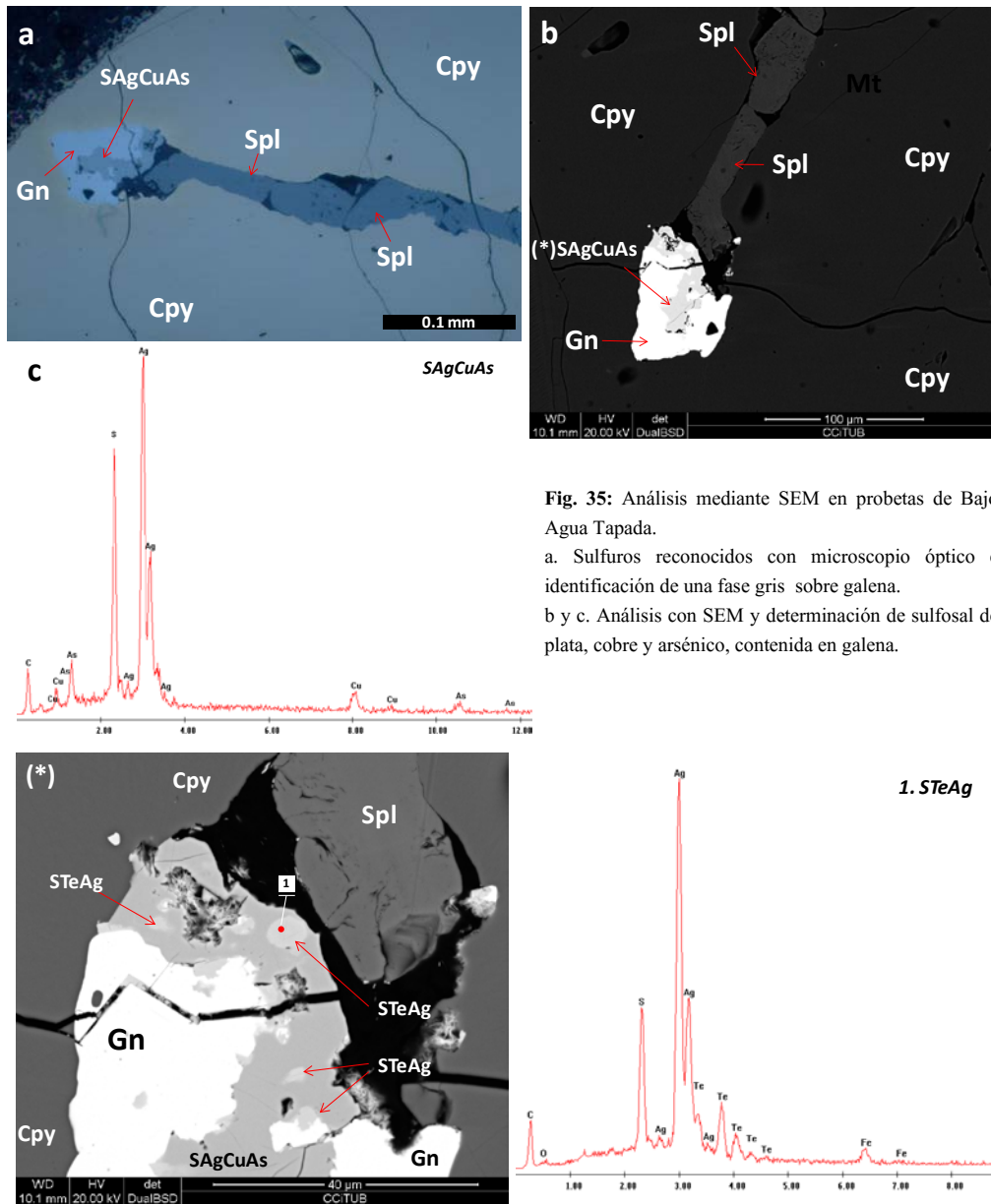


Fig. 35: Análisis mediante SEM en probetas de Bajo Agua Tapada.
a. Sulfuros reconocidos con microscopio óptico e identificación de una fase gris sobre galena.
b y c. Análisis con SEM y determinación de sulfosal de plata, cobre y arsénico, contenida en galena.

Fig. 35 continuación: (*). Detalle de sulfosal de plata de la figura b, que contiene exsoluciones o inclusiones de telururos en color gris más claro. El punto rojo identificado con el 1 corresponde al análisis del espectro de la derecha. Ref: Cpy-calcopirita, Py-pirita, Gn-galena, Spl-esfalerita.

Eldridge *et al.*, 1988, a partir de datos experimentales de síntesis hidrotermal, sugieren que tales texturas se producen por difusión de Fe y Cu dentro de esfalerita, siendo el Cu derivado de soluciones acuosas. Bente y Doering (1995) a partir de datos experimentales concluyen que las etapas requeridas para esta textura son: formación de esfalerita primaria rica en Fe (2-3mol%) en condiciones de baja fugacidad de azufre; y reemplazamiento de esfalerita por difusión a partir de una solución portadora de Cu y Fe, con fS_2 elevada. La esfalerita con Fe <2% no muestra segregaciones ni siquiera a fS_2 muy altas (en Camprubí y Canet, 2007). A pesar de ello, en muestras macroscópicas la esfalerita es de color caramelo (amarillo muy claro) y esto es evidencia de bajo contenido de Fe. La galena presenta las típicas marcas de clivaje “pits” en

la mayoría de las muestras, lo que permite su rápida identificación. En pirita y calcopirita se observó *zonación concéntrica* en algunos granos, resultado del crecimiento del cristal por etapas (Fig.37b). La zonación concéntrica se produce por una cristalización libre en cavidades o en el seno de un magma, y puede originarse por diversos procesos: interrupciones en el crecimiento, desequilibrios en el seno del fluido o magma (causados por desgasificación, ebullición, mezcla, etc.) o cambios en las características físicas del fluido en un sistema cerrado (Camprubí y Canet, 2007).

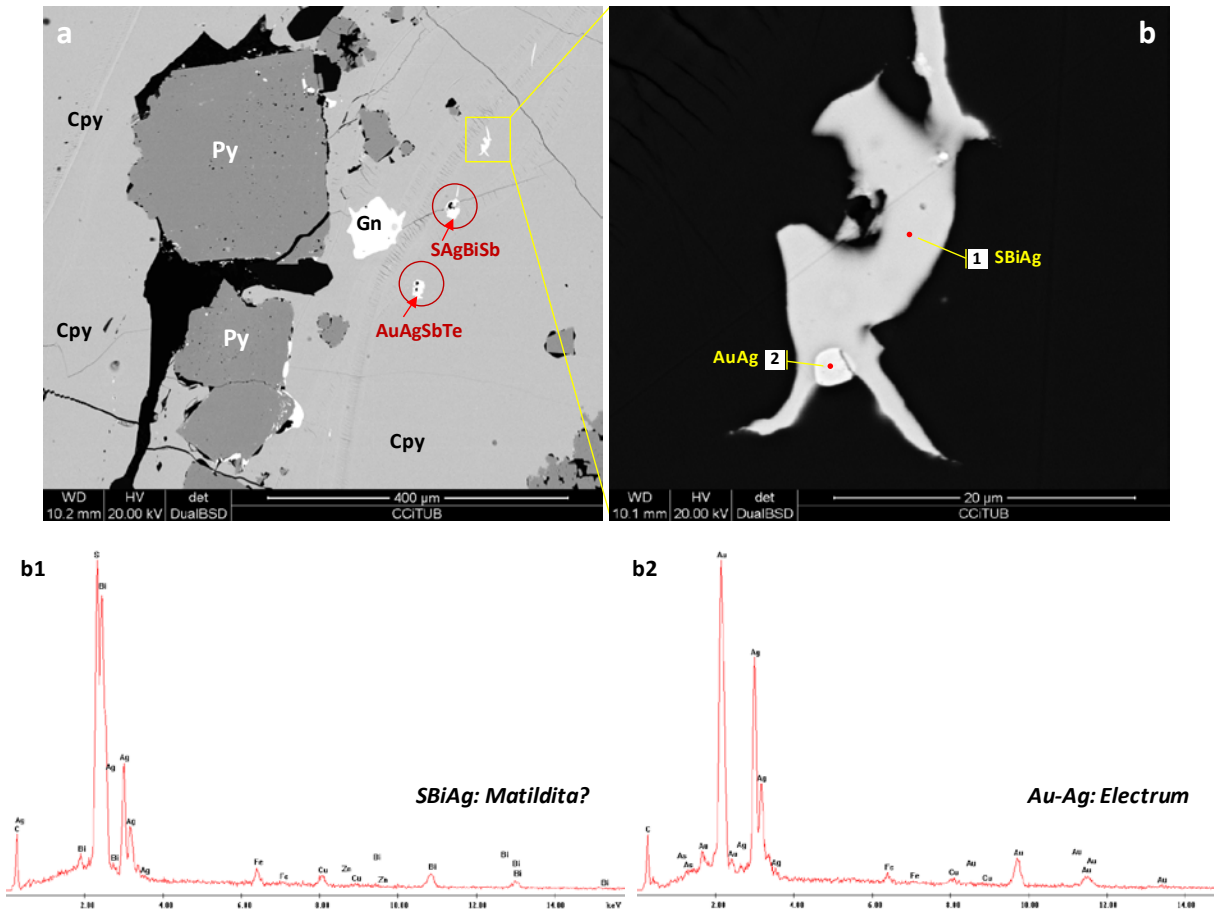


Fig. 36: Análisis de oro en muestras de tipo epitermal de Bajo Agua Tapada. a. Identificación, sólo mediante SEM, de la presencia de oro sobre sulfosales de plata, antimonio y bismuto. B. detalle del cuadro amarillo de la foto a, los puntos identificados como 1 y 2 corresponden a los espectros b1 y b2 de la imagen inferior. El oro se observa como un grano en el borde de una sulfosal de bismuto y plata. Ref: Cpy- calcopirita, Py-pirita, Gn-galena.

Los minerales identificados entre una etapa y otra de crecimiento, en el caso de la pirita, suelen ser esfalerita y galena. La calcopirita, pirita, esfalerita, galena y las sulfosales de plata se las encuentra también como agregados cristalinos de *sucesión pasiva*, indicando generaciones sucesivas de desarrollo de minerales (Fig.37c), sin evidencias de reacción entre ellos, esto permiten deducir el orden de cristalización. Puede producirse por deposición simple de un mineral sobre otro, o rellenando porosidad o fracturas en el mismo. Si el mineral X corta al mineral Y, o se deposita pasivamente sobre el mismo, indica que el mineral X se forma posteriormente al mineral Y, pero sus campos de estabilidad son parecidos, o el medio en el que se forman es el mismo (Camprubí y Canet, 2007). La bornita se observa como otro agregado cristalino del tipo de *reemplazamiento* en los bordes de calcopirita, esto implica una generación

sucesiva de estos dos minerales con evidencia de reacción entre ellos. La bornita es posterior a la calcopirita y se evidencia desequilibrio entre el medio formador de cada uno de estos minerales (Fig.37d).

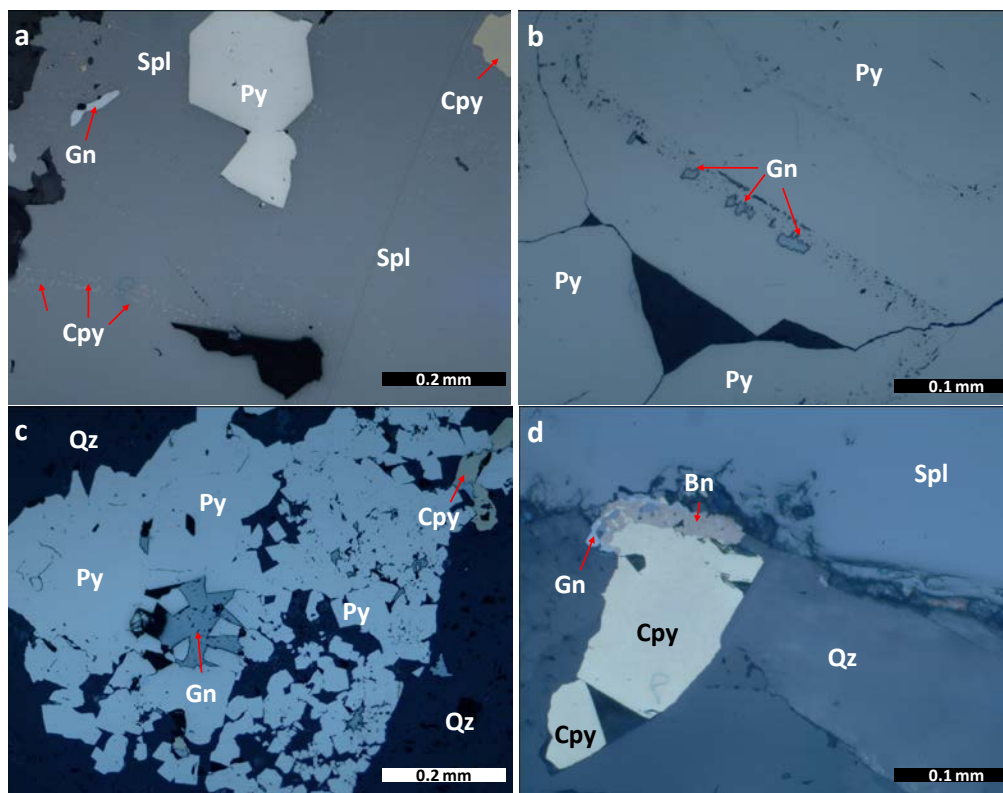


Fig. 37: Texturas observadas en probetas de minerales metálicos de Bajo Agua Tapada. a. Segregación de calcopirita sobre esfalerita (chalcopyrite disease), se observan pequeñas puntos amarillos en la masa gris. b. Zonación concéntrica en granos de pirita, el crecimiento está marcado por la línea de galena identificada en la fase de interrupción del crecimiento del cristal. c. Agregados cristalinos de sucesión pasiva, galena y calcopirita con crecimiento en espacios vacíos entre cristales de pirita. d. Agregado cristalino de reemplazamiento de bornita sobre borde de calcopirita en contacto con esfalerita. Ref: Cpy-calcopirita, Spl-esfalerita, Py-pirita, Gn-galena, Bn-bornita, Qz-cuarzo.

Sobre la base del análisis de detalle de las probetas metalográficas se interpreta una evolución paragenética de los minerales formadores de mena, minerales accesorios y minerales de ganga que se

Minerales	Pórfido		Epitermal		
	I	II	III	IV	V
Magnetita	_____	_____	_____		
Pirita	_____	_____	_____		
Calcopirita	_____	_____	_____		
Ilmenita		_____			
Apatita		_____			
Hematita					_____
Anhidrita	_____				_____
Esfalerita			_____		
Galena			_____		
Electrum	_____				
Sulfosales de Ag, Bi, Sb, Cu, As				_____	
Telururos de Au, Ag, Bi, Sb				_____	
Cuarzo	_____				
Carbonato				_____	
Yeso					_____

exponen en el cuadro a continuación. El análisis de la información permite interpretar un origen hidrotermal de los fluidos, en dos eventos reconocido en la literatura como mineralización de tipo pórfido y mineralización epitermal (Fig.38).

Las temperaturas de formación de los

minerales de mena en el evento porfídico se podrían interpretar en el rango de 600 a 400°C asociados a la alteración potásica (Beane, 1994). En la actualidad, se considera que las condiciones de formación de la

mayoría de yacimientos epitermales comprenden temperaturas entre <150 y $\sim 300^{\circ}\text{C}$ (y eventualmente mayores), y a profundidades desde la superficie hasta 1 ó 2 km, con presiones de hasta varios centenares de bares (Berger y Eimon, 1983; Heald *et al.*, 1987; Sillitoe, 1988; Reyes, 1990, 1991; en Camprubí y Albinson, 2006).

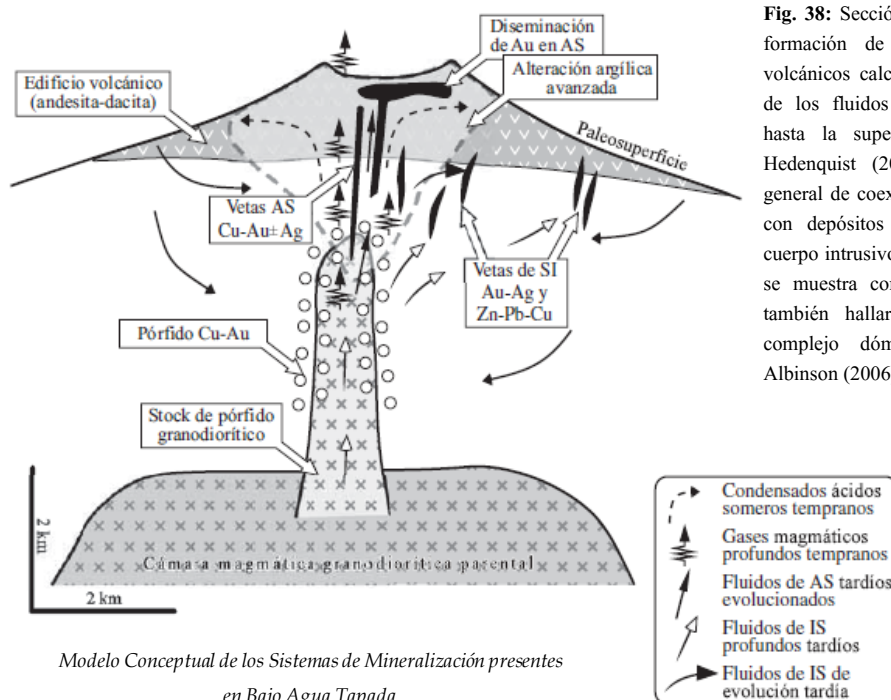


Fig. 38: Sección esquemática de los ambientes de formación de depósitos epitermales en arcos volcánicos calcoalcalinos, mostrando la evolución de los fluidos durante su recorrido ascendente, hasta la superficie. Redibujado de Sillitoe y Hedenquist (2003), se ejemplifica el contexto general de coexistencia de epitermales de AS y SI con depósitos metalíferos en pórfidos, con un cuerpo intrusivo de nivel alto. El edificio volcánico se muestra como un estratovolcán, pero podría también hallarse una situación similar en un complejo cóncavo. Tomado de Camprubí y Albinson (2006).

En el presente trabajo se propone la terminología usada por Camprubí y Albinson (2006) como una clasificación empírica de los depósitos de SI+BS (depósitos epitermales alcalinos/neutros de intermedia y baja sulfuración) según tres tipos de mineralización, que denominan A-B-C. En Bajo Agua Tapada, las evidencias geológicas permiten definir el evento epitermal asociado al pórfido, como de tipo B (o tipo de BS-SI), que según los autores, comprende los depósitos que exhiben predominantemente BS pero que contienen raíces polimetálicas de SI (Zn-Pb). Algunas características propias de estos ambientes y que son comunes a Bajo Agua Tapada pueden explicarse con la *Tabla A* de comparación entre ambientes epitermales de Baja (BS), Intermedia (SI) y Alta Sulfuración (AS).

Teniendo en cuenta la profundidad de formación, que es un factor decisivo es el mecanismo a partir del cual se produce la precipitación mineral, más en concreto, la existencia o no de ebullición, Camprubí y Albinson (2006) definen modelos de deposición, ligados a la clasificación anterior. Se diferencian tres tipos de depósitos epitermales diferentes: depósitos de ebullición profunda, de ebullición somera y depósitos profundos sin ebullición (Fig.39). Las características mineralógicas de Bajo Agua Tapada, su relación espacial y su yacencia en los sondeos perforados permitiría interpretar a estos minerales, como depósitos de “ebullición profunda” o *deep vein type* que suelen ser cuerpos minerales ciegos, es decir, que no afloran en superficie, relacionados con fluidos hidrotermales que inician la ebullición a $\geq 300^{\circ}\text{C}$ a profundidades de $\geq 1000\text{m}$ bajo la paleosuperficie, y se dispersan lateralmente en el sistema hidrológico (Camprubí y Albinson, 2006).

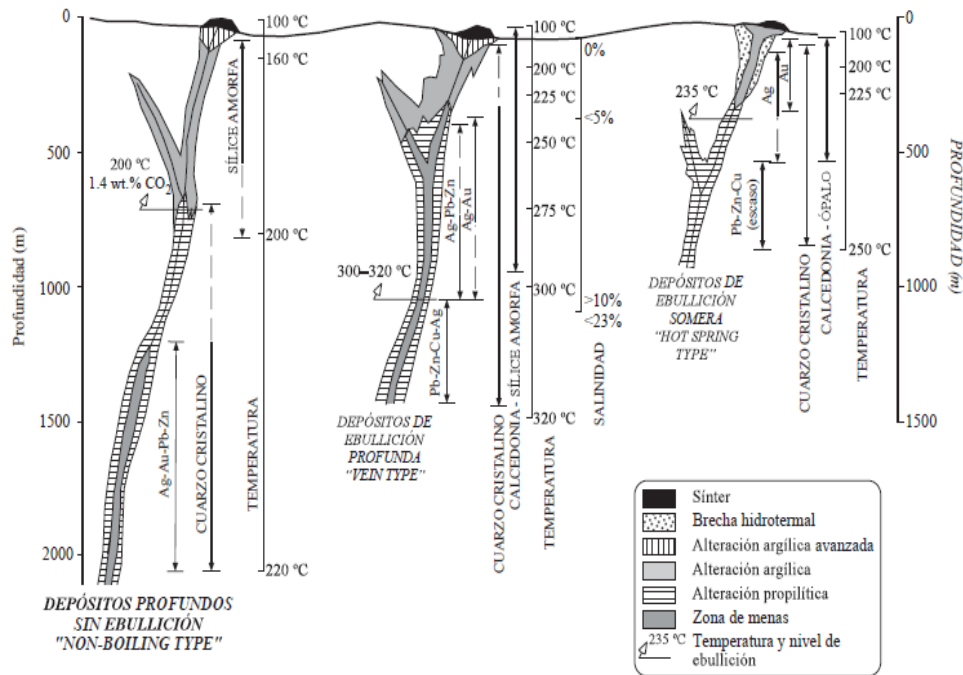


Tabla A: Principales características de campo de los tipos de depósitos epitermales. Adaptado de Sillitoe y Hedenquist (2003) en Camprubí y Albinson (2006).

	Baja sulfuración (BS)		Sulfuración intermedia (SI)	Alta sulfuración (AS)	
	Magma subalcalino	Magma alcalino		Magma oxidado	Magma reducido
<i>Ejemplo tipo</i>	Midas (Nev., EUA)	Emperor (Fiji)	Rico en Au: Baguio (Filipinas) Rico en Ag: Fresnillo (Zac., México)	Diseminado: Yanacocha (Perú) Veta: El Indio (Chile)	Potosí (Bolivia)
<i>Rocas volcánicas relacionadas</i>	Basalto a riolita	Basalto alcalino a traquita	Andesita a riolacita, localmente riolita	Andesita a riolacita	Riolacita
<i>Minerales clave de alteración proximal</i>	Illita/smectita-adularia	Roscoelita-illita-adularia	Sericita, adularia poco común	Cuarzo-alunita/ APS, cuarzo-pirofilita/ dickita en profundidad	Cuarzo-alunita/ APS, cuarzo-dickita en profundidad
<i>Ganga de sílice</i>	Cuarzo y calcedonia crustiforme y coliforme rellenando vetas; reemplazamiento de carbonatos	Cuarzo y calcedonia crustiforme y coliforme rellenando vetas; cuarzo escaso en fases iniciales	Cuarzo crustiforme rellenando vetas y en peine	Silicificación masiva de grano fino y cuarzo residual queroso (<i>vuggy</i>)	
<i>Ganga de carbonatos</i>	Presente, pero típicamente tardía y escasa	Abundante, pero no de Mn	Común, típicamente incluyendo variedades de Mn	Ausente	
<i>Otros minerales de ganga</i>	Barita poco común, fluorita localmente	Barita, celestina y/o fluorita común localmente	Barita y silicatos de Mn presentes localmente	Barita común, típicamente tardía	
<i>Abundancia de sulfuros</i>	Típicamente <1 a 2 % vol. (hasta 20 % vol. encajado en basaltos)	2 a 10 % vol.	5 a >20 % vol.	10 a 90 % vol.	
<i>Especies de sulfuros clave</i>	Escasa a muy escasa arsenopirita ± pirrotita; escasas esfalerita, galena, tetraedrita-tennantita, calcopirita		Esfalerita, galena, tetraedrita-tennantita, calcopirita	Enargita, luzonita, famatinita, covellita	Acanita, estibina
<i>Metales principales</i>	Au ± Ag		Au-Ag, Zn, Pb, Cu	Au-Ag, Cu, As-Sb	Ag, Sb, Sn
<i>Metales menores</i>	Zn, Pb, Cu, Mo, As, Sb, Hg		Mo, As, Sb	Zn, Pb, Bi, W, Mo, Sn, Hg	Bi, W
<i>Especies de Se y Te</i>	Seleniuros comunes, localmente telururos	Telururos abundantes, seleniuros poco comunes	Telururos localmente comunes, seleniuros poco comunes	Telururos comunes, localmente seleniuros	Desconocido, pocos datos

Isótopos estables de Azufre en la mineralización de sulfuros de Bajo Agua Tapada

La composición isotópica del azufre fue determinada en diferentes sulfuros (pirita, calcopirita, esfalerita y galena); 5 muestras fueron tomadas de venillas de cuarzo y sulfuros, 7 muestras de venillas masivas de sulfuros y 3 muestras de la matriz de una brecha silicificada con contenido de sulfuros, todas ellas de mineralización epitermal (se resume en todos los gráficos con la letra E). Sólo 1 muestra fue tomada en una venilla tipo D referida a la mineralización de estilo pórfido (se muestra con la letra P). Las profundidades de las muestras varían entre los 250 a 500m. Los resultados de $\delta^{34}\text{S}$ ‰ se muestran en la *Tabla B* y están referidos al estándar CDT.

Muestra Roca	Sondeo	Profundidad	Lito	Alt	Tipo Mineralización	Muestra Mineral	Sulfuro	Abrev.	$\delta^{34}\text{S}$ ‰
BAT100	DHAT02	249.70 m	Bx2	FDA	Epi Vn Qz 3	100-3	Esfalerita	Spl	3.49
BAT102	DHAT04	373.30 m	Bx1	Sil	Epi Vn Sulf	102-1	Pirita	Py	4.85
						102-2	Calcopirita	Cpy	4.47
						102-3	Esfalerita	Spl	3.12
BAT103	DHAT04	373.40 m	Bx1	Sil	Epi Vn Sulf	103-1	Pirita	Py	4.36
BAT104	47.4-55.4	246.00 m	P1	FDA	Porf Vn Qz D	103-4	Galena	Gn	0.19
						104-1	Pirita	Py	1.61
BAT108	45.1-42.3	350.40 m	P2	FDA	Epi Vn Sulf	108-1	Pirita	Py	3.18
						108-2	Calcopirita	Cpy	3.34
BAT109	45.1-42.3	351.00 m	Bx1	FDA	Rel Bx	109-1	Pirita	Py	3.19
						109-2	Calcopirita	Cpy	3.51
						109-3	Esfalerita	Spl	2.81
BAT110	45.1-42.3	352.20 m	P2	FDA	Epi Vn Qz 1	110-2	Calcopirita	Cpy	3.27
						110-4	Galena	Gn	0.82
BAT111	45.1-42.3	460.60 m	Bx3	K	Epi Vn Qz 1	111-1	Pirita	Py	2.16
BAT112	45.1-42.3	487.80 m	P1	K	Epi Vn Qz 1	112-1	Pirita	Py	2.59

Tabla B: Resultados de los valores isotópicos de azufre en sulfuros.

Bx (1-2-3): Brechas.
P (1-2): Pórfidos.

FDA: alteración destructiva de feldespatos.

Sil: silicificación.

K: alteración potásica.

Tipo de mineralización,

Epi: epitermal.

Porf: porfídico.

Todos los datos obtenidos resultaron positivos, con un valor medio de 2.94 $\delta^{34}\text{S}$ ‰, entre un rango de 0.19-4.85‰ y con una desviación estándar de 1.25‰. La distribución de los resultados se expone por tipo de sulfuro, la roca en la que están contenidos y la alteración predominante (Fig.40). En todos los casos se han ordenado los valores en función de la edad relativa de los eventos, desde más modernos a más antiguos. La pirita muestra una gama más amplia de $\delta^{34}\text{S}$ y aunque las muestras son pocas para confirmar la tendencia, esta variación parece estar relacionada con la alteración, donde los valores menores (2.2 y 2.6‰) se asocian a pirita en alteración potásica, los valores medios (3.2‰) a pirita en alteración FDA y los mayores (4.8 y 4.4‰) a pirita en silicificación.

Las composiciones isotópicas para pórfidos de cobre muestran que los sulfuros generalmente tienen valores de $\delta^{34}\text{S}$ -3 a 1‰ muy cercano a valores del manto (Faure, 1986). En el caso de la pirita tomada de una venilla de Qz+Py+Ser (Vn tipo D) de estilo pórfido, el valor obtenido es de 1.6‰, aunque los valores más cercanos a cero corresponden a la galena de estilo epitermal.

Sakai (1968) y Bachinski (1969) se basaron en consideraciones teóricas para sugerir que, según la fuerza de adhesión del S, el enriquecimiento de ^{34}S de algunos minerales de sulfuros debería disminuir en el orden: pirita>esfalerita>calcopirita>galena (en Faure, 1986). En el gráfico de la figura 41 esta tendencia es muy similar y muestra que los valores más altos de $\delta^{34}\text{S}$ corresponden a la pirita, luego siguen los valores de calcopirita, esfalerita (donde se invierte la secuencia respecto a los postulados de los autores) y

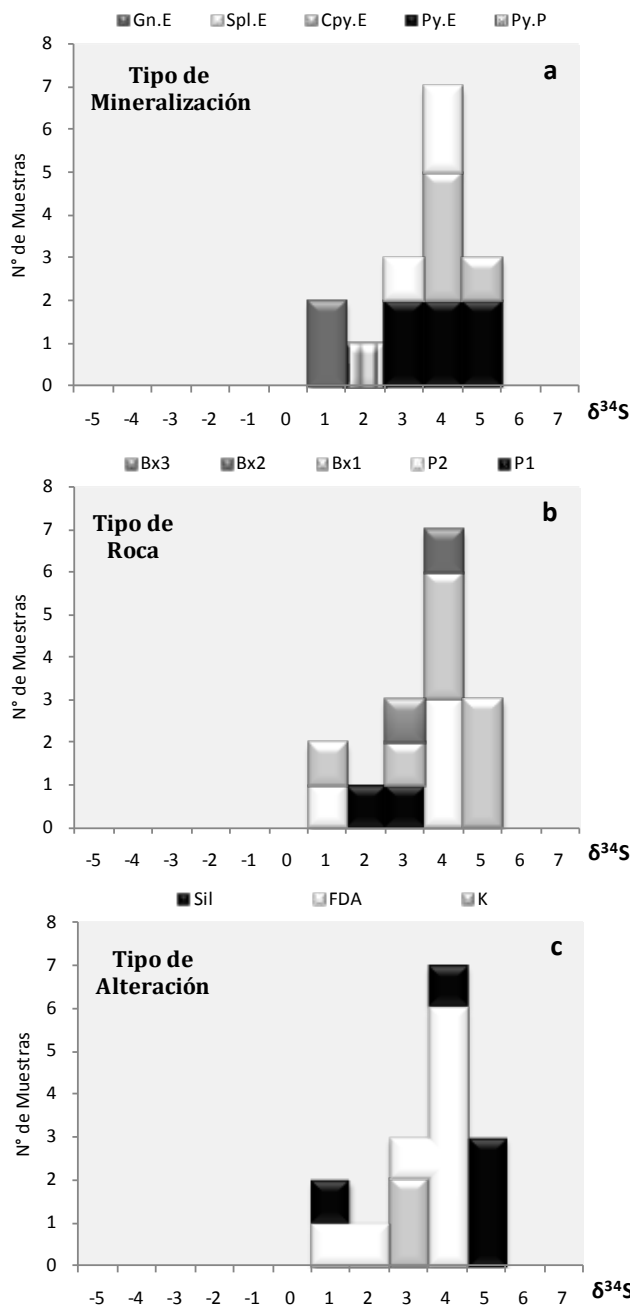


Fig. 40: Histogramas con valores de $\delta^{34}\text{S}$ (‰) de sulfuros correspondientes a la mineralización del depósito Bajo Agua Tapada.

- Valores isotópicos de azufre en sulfuros (E: sulfuros epitermales, P: sulfuro tipo pórfido).
- Valores isotópicos de azufre en sulfuros según el tipo de roca que los contiene (Bx3: brecha polimíctica, Bx2: brecha bimodal, Bx1: brecha monomíctica, P2: pórfido dacítico de grano grueso, P1: pórfido dacítico de grano fino).
- Valores isotópicos de azufre en sulfuros según la alteración predominante sobre las rocas (Sil: silicificación, FDA: alteración destructiva de feldespatos, K: alteración potásica).

finalmente los valores menores que corresponden a la galena. Si se analizan los resultados en función de la profundidad se puede notar un ligero enriquecimiento de $\delta^{34}\text{S}$, por ejemplo en pirita, esfalerita y galena cuando disminuye la profundidad (Fig.42); podría esto ser explicado en conjunto con las alteraciones, ya que a 450m predomina la alteración potásica, en los 350m la alteración FDA y sobreimpuesta una silicificación. Por lo tanto el enriquecimiento de estos sulfuros puede estar controlado por la disminución de la temperatura y el tipo de fluido asociado.

En el trabajo de Vivallo y Henríquez (1998) sobre depósitos vetiformes y estratoligados de Cu de Chile, se menciona que las vetas epitermales siempre tienen valores positivos de $\delta^{34}\text{S}$, mientras que los depósitos estratoligados aportan valores negativos. Empleando el gráfico de estos autores se comparan los resultados obtenidos para los sulfuros vetiformes de Agua Tapada, con resultados similares (Fig.43).

Los yacimientos de sulfuros hidrotermales no presentan gran variación isotópica, indicando que el S procede de un reservorio muy homogéneo (Faure, 1986). Independientemente del mineral utilizado para la medición y según los valores obtenidos se puede afirmar un origen común del S de tipo magmático en la mineralización de sulfuros de Bajo Agua Tapada. Los resultados están en un campo acotado (0.2-4.9‰) por lo que se podría inferir un reservorio homogéneo para la fuente del azufre.

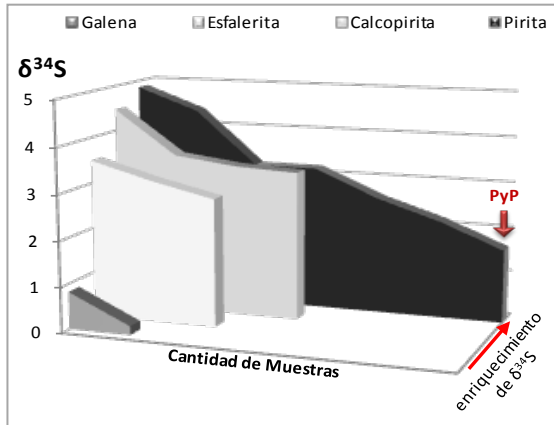


Fig. 41: Tendencia general en orden creciente de enriquecimiento $\delta^{34}\text{S}$ en los sulfuros analizados para Bajo Agua Tapada. La excepción corresponde a PyP (pirita de origen porfídico). En algunos casos los valores de pirita y calcopirita de venillas epitermales son muy similares lo que podría significar que son cogenéticos.

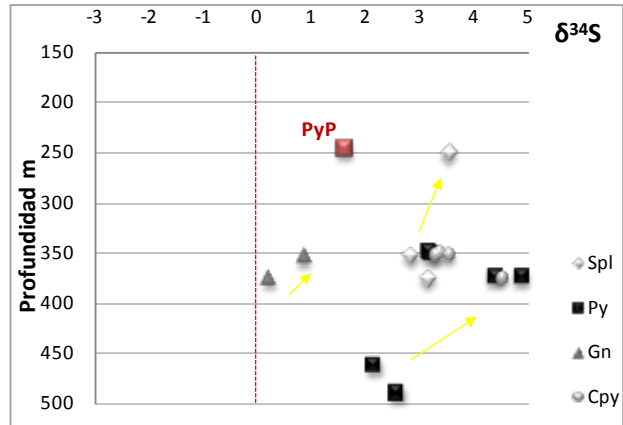


Fig. 42: $\delta^{34}\text{S}$ (‰) en sulfuros de Bajo Agua Tapada, en función de la profundidad en las que fueron tomadas las muestras. PyP corresponde a pirita de origen porfídico, el resto de sulfuros tiene un origen epitermal. Las flechas amarillas muestran la tendencia al enriquecimiento de $\delta^{34}\text{S}$ con la disminución de la profundidad.

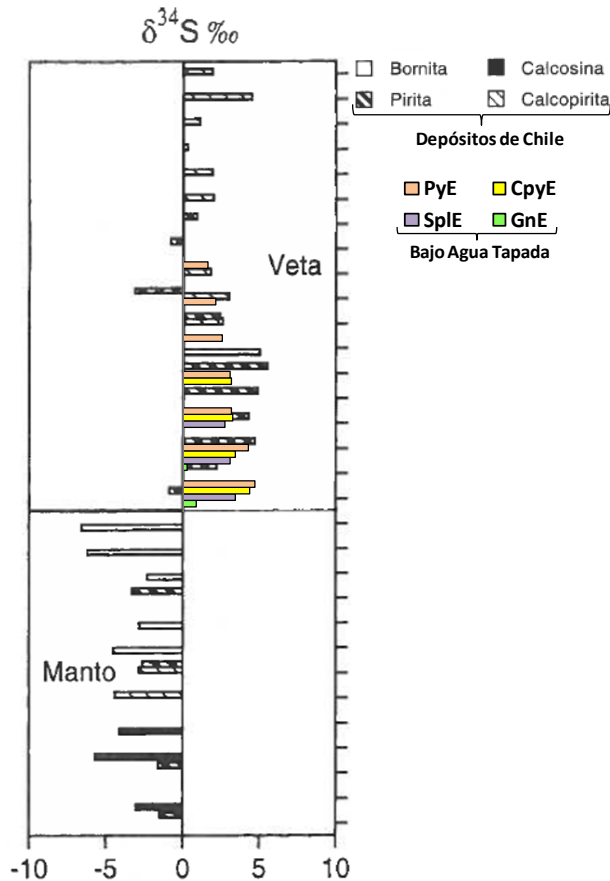


Fig. 43: Gráfico tomado de Vivallo y Henríquez (1998) referido a valores isotópicos de sulfuros en depósitos vetiformes hidrotermales ($\delta^{34}\text{S}$ ‰ positivos) y depósitos estratoligados o mantos ($\delta^{34}\text{S}$ ‰ negativos). Se muestra una comparación (barras en colores) con los valores isotópicos de los sulfuros de venillas epitermales de Bajo Agua Tapada, mostrando resultados similares en el campo de las vetas. Los sulfuros de Chile corresponden a muestras de Carolina de Michilla, Mantos Blancos, Santo Domingo, Toledo-Velarde, Yohanita, Mina Julia, Naguayán-Desesperado y Montecristo. Los valores están referidos al estándar CDT.

DISCUSIÓN

Desde el punto de vista petrológico y geoquímico algunas consideraciones se mencionan en este apartado debido a la controversia en la caracterización del ambiente magmático del Complejo Volcánico Farallón Negro.

Un rasgo característico de las rocas shoshoníticas de los Andes Centrales es el sobrecrecimiento de sanidina en fenocristales de plagioclasa (Wasteneys, 1990 en Müller y Forrestal, 2000). Clark *et al.*, (1999) señalan que las unidades basáltico-andesíticas del Complejo Farallón Negro no presentan este sobrecrecimiento, para referirse a la afinidad calcoalcalina rica en K y no shoshonítica de estas rocas. Sin embargo (Joplin, 1968; Joplin *et al.*, 1972 en Müller y Forrestal, 2000) afirman que esto no necesariamente representa una característica común de las rocas shoshonítica de otras localidades. Clark *et al.*, (1999) afirman que la importancia genética de la mineralización de mena con el enriquecimiento en K de la suite ígnea del Mioceno sigue siendo incierta. Como fue señalado por Sillitoe (1979) en Müller y Forrestal (2000), los sistemas de pórfidos de Cu-Au se pueden asociar con intrusiones ígneas que van desde calcoalcalinas, pasando por calcoalcalinas con alto K hasta shoshoníticas, en su composición. Sin embargo, a pesar de su rara ocurrencia en la naturaleza, un gran porcentaje de los principales depósitos de pórfidos de Cu-Au en todo el mundo están asociados con intrusiones ígneas de composición potásica primaria (Sillitoe, 1997).

Müller y Groves (1995) también enfatizan que, aunque los arcos relacionados con rocas ígneas potásicas muestran valores relativamente altos de K, Rb, Cs, Ba y Pb (Sun y McDonough, 1989) y el supuesto diagnóstico (negativo) de las anomalías Ti-Nb-Ta (TNT) (Saunders *et al.*, 1980; Briquieu *et al.*, 1984; Foley y Wheller, 1990), estas características también se muestran para algunas rocas ígneas potásicas de intraplaca (por ejemplo, los lamprófidios potásicos de Borneo, Bergman *et al.*, 1988). No existe una relación sencilla entre las anomalías de TNT en los diagramas de tipo spider y la relación con los procesos de generación de magma en la subducción, porque rocas ígneas potásicas sin esas anomalías también pueden ocurrir en la configuración de subducción (Rock, 1991).

Los resultados de Ionov y Hofmann (1995) en Müller y Groves (1995) sugieren que los anfíboles son minerales importantes para la acogida de Nb y Ta en el manto superior, y pueden controlar el desarrollo de la anomalía negativa de Nb-Ta en los magmas de arco. Estos autores postularon un modelo en el cual los líquidos, generados por la deshidratación de la placa subducida, ascienden a través de la cuña del manto y precipitan anfíboles. Nb y Ta se transfieren con estos fluidos en la cuña del manto, donde estos elementos se particionan en la cristalización del anfíbol, lo que induce una baja concentración de Nb y Ta en el líquido residual. A medida que el líquido residual migra más, se puede producir la fusión parcial en regiones de alta temperatura de la cuña del manto, lo que produce un fundido con anomalía negativa de Nb y Ta.

El supuesto de que las HFSE son relativamente inmóviles (es decir, Ti, P, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Th, REE) permite usar, generalmente de manera adecuada, algunos diagramas de clasificación, aunque algunos estudios han sugerido que el Th (Wood *et al.*, 1979; Villemant *et al.*, 1993) y REE (Hellman *et al.*, 1979) pueden ser móviles en ciertas condiciones, y la mayoría de estos elementos pueden ser algo móviles en rocas muy alteradas y mineralizadas (en Müller y Groves, 1995).

Según Müller y Groves (1995) existe un consenso general de que los magmas potásicos no pueden derivar de la fusión parcial de peridotitas del manto, pero sí, que requieren de fuentes heterogéneas de un manto que se ha enriquecido metasomáticamente en LILE y LREE (Edgar, 1987; Foley y Peccerillo, 1992). Rocas ígneas potásicas están comúnmente enriquecidas en LILE, LREE, volátiles y halógenos,

especialmente Cl y F (Aoki *et al.*, 1981; Foley, 1992; Müller y Groves, 1993). Estos elementos son principalmente incorporados en los fenocristales hidratados como flogopita y/o anfíbol (Aoki *et al.*, 1981). Como resultado, las porciones del manto terrestre ricas en flogopita y clinopiroxeno son consideradas como importantes en la génesis de los fundidos potásicos (Edgar y Arima, 1985; Foley, 1992).

Meen (1987) considera que se pueden formar rocas ígneas potásicas por bajos grados de fusión parcial, en condiciones hidratadas en un ambiente de bajo flujo térmico, en la parte del manto superior lerzolítico que ha sido metasomáticamente enriquecido en elementos tales como LILE y LREE. En la configuración del arco, la fusión parcial se puede lograr mediante la modificación de geotermas del manto en las proximidades de la losa fría que subduce (Taylor *et al.*, 1994), mientras que el enriquecimiento metasomático se puede lograr mediante la sobreimpresión y el veteado de la cuña del manto, ya sea por fluidos enriquecidos en volátiles y LILE y/o por fundidos parciales enriquecidos en LILE y LREE durante la deshidratación derivada de la subducción de la losa oceánica (Saunders *et al.*, 1980; Pearce, 1983; Bailey *et al.*, 1989; Sun y McDonough, 1989). Sobre la base de estudios en xenolitos del manto (Bailey, 1982; Menzies y Hawkesworth, 1987), se observó que los compuestos volátiles metasomáticamente introducidos, LILE y LREE están preferentemente situado en minerales hidratados, como flogopita, anfíbol y apatita y que se concentran tanto en las venas o dispersos en la parte superior del manto peridotítico (Peccerillo, 1992; Ionov y Hofmann, 1995). Estos minerales tienen una menor temperatura de fusión con respecto a la de las rocas del manto circundante y la fusión parcial preferentemente puede afectar a estas venas metasomáticas, generando magmas potásicos (en Müller y Groves, 1995).

En los ambientes afines a arco continental, postcolisional y arco oceánico se asocian los depósitos de clase mundial de oro y/o metales de base, y por lo tanto, los métodos de discriminación pueden ser útiles en la exploración, así como en los estudios tectónicos y petrológicos. Mediante la identificación de las rocas ígneas potásicas más antiguas, que tienen la configuración tectónica más favorable, puede ser posible identificar, de manera más eficiente, los terrenos que tienen un potencial económico para determinados estilos de mineralización asociada a rocas ígneas con alto contenido de K (Müller y Groves, 1995).

Otro aspecto en discusión puede resultar de la implementación del término Sulfuración intermedia de los ambientes epitermales; esto se debe en particular, a que todas las manifestaciones vetiformes del Complejo Volcánico Farallón Negro están catalogadas como ambientes de Baja Sulfuración, en especial la Mina Farallón Negro que dista a 5 Km en línea recta de Bajo Agua Tapada. Sin embargo, Montenegro, Bruna Novillo y el autor; proponen en un estudio del relleno epitermal de SI, en la Falla Steve de Bajo de la Alumbraera, revisar esta clasificación en todo el complejo, ya que las evidencias de sulfuración intermedia son lo suficientemente sólidas.

Según la revisión de todos los depósitos epitermales de México en Camprubí y Albinson (2006), los sistemas hidrotermales en estratovolcanes andesíticos se emplazan en zonas con relieve alto y variable (500-2000m). Las rocas volcánicas asociadas son coladas andesíticas y brechas interestratificadas, normalmente con pendientes de deposición pronunciadas; comúnmente, en zonas con pequeñas calderas. La surgencia se produce a partir de fumarolas y solfataras o fuentes termales ácidas en los flancos, y

neutras a mayor distancia, raramente con sínteres. El flujo se produce vertical y lateralmente, con una alteración asociada muy extensa debida a los gases separados. En este contexto se hallan fundamentalmente depósitos metalíferos en pórfidos y epitermales de AS. Los depósitos de SI y BS se encuentran en vetas con un fuerte control estructural en litologías competentes.

El modelo geológico de Bajo Agua Tapada se adapta muy bien a los conceptos definidos en Camprubí y Albinson (2006); donde exponen que en su totalidad, los depósitos epitermales están asociados directamente a márgenes de subducción activos en diferentes épocas geológicas (Silberman *et al.*, 1976; Sillitoe, 1977). Un gran número de depósitos epitermales están asociados a estructuras de origen volcánico, en especial calderas y complejos andesíticos (Steven *et al.*, 1977); el calor necesario para la circulación convectiva de los fluidos deriva tanto de cuerpos subvolcánicos enfriándose a profundidades relativamente cercanas a la superficie (<2.5-3.0 Km), como también de plutones emplazados a profundidades significativas (>5 Km).

CONCLUSIONES

1. La geología del prospecto Bajo Agua Tapada está representada por rocas volcánicas de composición intermedia a ácida, entre andesitas y dacitas de la serie subalcalina. Texturalmente la mayoría de las rocas son porfíricas con matriz afanítica a microcristalina y la mineralogía primaria tanto de los fenocristales como de la matriz, está caracterizada por plagioclasa, cuarzo, hornblenda, biotita, piroxeno y feldespato potásico, en orden de ocurrencia. Los minerales accesorios comprenden óxidos y fosfatos (magnetita, ilmenita y apatita).
2. La mineralogía primaria de las rocas andesíticas, basada en el estudio de microsonda de piroxenos, plagioclasas y feldespatos permite determinar que, en el primer caso, se trata de Diópsido con una composición promedio de Wo 46% - En 43% - Fs 11%. Las plagioclasas corresponden a andesina-labradorita con una composición promedio de Ab 52% - An 44% - Or 3% y los feldespatos en mucha menor proporción, corresponden a sanidina con composición promedio de Ab 31% - An 2% - Or 66%. Las rocas dacíticas están compuestas principalmente por plagioclasas del tipo andesina, con Ab 56% - An 41% - Or 3% promedio; alguna excepción se observa en plagioclasas albitizadas (más sódicas) producto de alteración hidrotermal.
3. La alteración es generalizada y lo que aflora sin alterar es extremadamente raro. Aproximadamente hasta los 400 metros de profundidad predomina la alteración destructiva de feldespatos. Los minerales secundarios o de alteración corresponden a sericita, clorita, moscovita, feldespato potásico, biotita, cuarzo, arcillas, carbonato, anhidrita, yeso, óxidos (magnetita-hematita) y sulfuros.
4. Un dato importante aportado por petrografía difiere de las observaciones de campo del autor y de las expresiones de Meldrum (2000), sobre el estado fresco de los diques tardíos. El análisis de estas rocas muestra dos eventos, uno relacionado a alteración filica, donde los mafitos están prácticamente cloritizados, las plagioclasas algo sericitizadas y hay recrystalización de cuarzo en la matriz; en algunos casos existe introducción de pirita; el segundo evento considerado el más tardío en todo el sistema hidrotermal, está caracterizado por fluidos que depositan carbonato y algo de

yeso sobre los mafitos y en la matriz. Por lo tanto se reinterpreta la afirmación, y estos diques no son post-alteración, aunque continúan siendo post-mineralización.

5. A pesar de la intensa alteración destructiva de feldespatos presente en la mayoría de las rocas analizadas en este trabajo; el alto contenido en potasio y las relaciones de elementos trazas (Co, Th, Ce, Yb, Ta, Hf) considerados poco móviles durante los procesos de alteración, permiten clasificar al conjunto de rocas dentro de la serie shoshonítica.
6. La mineralización de sulfuros presente en Bajo Agua Tapada está caracterizada por un sistema de tipo pórfido de cobre-oro con concentraciones de interés económico, de forma diseminada y en venillas; asociadas principalmente a alteración potásica. Las venillas identificadas corresponden a los tipos M, A, B y D. La mineralogía está representada por Calcopirita, Pirita, Magnetita y Electrum.
7. Superpuesto al sistema porfídico y atravesando principalmente la alteración destructiva de feldespatos, se presenta mineralización en venas de cuarzo y carbonato y venas de sulfuros, de tipo epitermal caracterizadas como sulfuración intermedia. Estas venas incrementan los valores de cobre y oro del evento porfídico. A ello se suma la existencia de minerales de mena con contenidos importantes de Pb, Zn, Au, Ag, Bi, Cu, Sb, As y Te, determinados mediante estudio metalográfico detallado.
8. Las especies minerales identificadas en las venas de sulfuración intermedia mediante microscopio electrónico corresponden a Pirita, Calcopirita, Esfalerita, Galena, Sulfosales de plata-bismuto-antimonio-arsénico y cobre, Telururos de oro-plata-bismuto-antimonio y Electrum.
9. Las relaciones isotópicas del isótopo estable de azufre, medido en los sulfuros muestra resultados positivos, con un valor medio de $2.94 \delta^{34}\text{S} \text{ ‰}$, en un rango de 0.2-4.9‰. El campo acotado de estos valores permite deducir un reservorio homogéneo para la fuente del azufre, además de afirmar un origen común de tipo magmático en la mineralización de los sulfuros de Bajo Agua Tapada.

AGRADECIMIENTOS

A Yacimientos Mineros Agua de Dionisio (YMAD), propietaria de la concesión minera Agua Tapada, por permitirme desarrollar este trabajo y a Minera Alumbra Ltd. (MAA), empresa encargada de las actuales exploraciones; por el financiamiento, la logística y la autorización para publicar los datos. A los geólogos E. Pavetti y M. García; a los Topógrafos J. Corrá y J. Nieva y a los técnicos del área de Exploración de MAA, por la valiosa ayuda ofrecida en las instalaciones de la mina. Reconocimiento especial para el Geól. N. Montenegro, Superintendente de la Mina Farallón Negro por otorgarme el ingreso a las instalaciones y transmitir sus conocimientos de la mineralización epitermal y la geología regional del CVFN. Al personal del Servei Científic Tècnic i Servei de Làmina Prima de la Universitat de Barcelona; la Universidad de Salta y el Laboratorio ACME, quienes me ayudaron con la metodología analítica, preparación de probetas metalográficas y láminas petrográficas. A los profesores del Máster de Geología UB-UAB quienes me impartieron los conceptos teóricos, como punto de partida para este trabajo. Al Dr. J. Proenza por sus apreciaciones sobre los minerales de menas metálicas. *Als meus companys de despatx del Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica i especialment al meu Director el Dr. D. Gimeno Torrente, per les discussions i critiques constructives.* El manuscrito fue mejorado por los valiosos aportes del Superintendente de Geología de Minera Alumbra, Geól. J. Bruna Novillo, a quien dirijo un agradecimiento especial por su apoyo y enseñanza continua.

BIBLIOGRAFÍA

1. Alderete M. C., 1999. Bajo Agua Tapada, Catamarca. Recursos Minerales de la República Argentina. (Ed. E.O Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Buenos Aires, 1999. Anales 35, pp. 1475-1478.
2. Allègre Claude J., 2008. Isotope Geology. Chapter 7: Stable isotope geochemistry. Sulfur, carbon, and nitrogen isotopes and biological fractionation. Institut de Physique du Globe de Paris and Université Diderot. Cambridge University Press. ISBN 978-0-521-86228-8, pp. 428-430.
3. Beane R. E., 1994. La Visualización Gráfica de Reacciones de Estabilidad de Minerales Hidrotermales. A graphic view of hydrothermal mineral stabilities, In: Lenz, D.R., (editor) Alteration Processes Associated with Ore-Forming Systems: Geological Association of Canada, Short Course Notes, V.11, pp. 1-30.
4. Bruna Novillo J., Carrazana A., Zapata I., y García M., 2010. Proyecto Bajo Las Pampitas Cobre-Oro, Provincia de Catamarca, Argentina. Informe Técnico Anual: Bajo Las Pampitas. Resto Área YMAD-Argentina, Febrero de 2010. Informe Confidencial, pp. 118.
5. Camprubí C., y Albinson T., 2006. Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo Del Centenario. Revisión de algunas Tipologías de Depósitos Minerales de México. Tomo LVIII, NÚM. 1, 2006, pp. 27-81.
6. Faure Gunter, 1986. Principles of Isotope Geology. Chapter 28: Sulfur. Second Edition. The Ohio State University. Columbus, Ohio. ISBN 0-471-86412-9, pp. 523-543.
7. Field C.W. and Fifarek R.H., 1985. Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. Chapter 6: Light Stable-Isotope in the Epithermal Environment. Volume Editors: Berger B.R. and Bethke P.M. Series Editor: Robert J.M. Reviews in Economic Geology. Volume 2. ISSN 0741-0123. Society of Economic Geology, pp. 99-125.
8. Fournier R. O., 1985. Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. Chapter 3: The Behavior of Silica in Hydrothermal Solutions. Volume Editors: Berger B.R. and Bethke P.M. Series Editor: Robert J.M. Reviews in Economic Geology. Volume 2. ISSN 0741-0123. Society of Economic Geology, pp. 45-60.
9. Glesemann A., Jäger H.J., Norman A.L., Krouse H.R. and Brand W.A., 1994. On-Line Sulfur-Isotope Determination using an Elemental Analyzer Coupled to a Mass Spectrometer. American Chemical Society. Analytical Chemistry. Vol. 66, No 18, September 15, 1994, pp. 2816-2819.
10. Giudici J., 2000 y 2001. Proyecto YMAD-SA25. Informes Técnicos de Avance e Informes Finales. Acuerdo de Exploración de áreas Diseminadas y Vetiformes del Complejo Volcánico Farallón Negro, entre YMAD y MIM Argentina Exploraciones S.A. Informes Confidenciales: Mayo y Agosto de 2000; Mayo, Agosto y Setiembre de 2001.
11. Gonzales Bonorino F., 1949. Diferenciación y Alteración Hidrotermal en Agua Tapada, Provincia de Catamarca. Asociación Geológica Argentina, Revista, 4, pp.181-217.
12. Gustafson L.B. and Hunt J.P., 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. Society of Economic Geology. Economic Geology; 1 August 1975; DOI: 10.2113/gsecongeo.70.5.857; v. 70, no. 5; pp. 857-912.
13. Llambías E. J., 2003. Geología de los Cuerpos Ígneos (2da. Edición corregida y aumentada). Asociación Geológica Argentina. Buenos Aires. Serie B Didáctica y Complementaria N°27, pp. 1-182.
14. Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Shmidt R., Sorensen H., Streckeisen A., Wooley R.A., Zanettin B., 1989. Igneous Rocks. A classification and Glossary of Terms Recommendations of the International Union of Geological Sciences. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford, Condon, pp. 193.
15. Harris A.C., Golding S.D. and White N.C., 2005. Bajo de la Alumbrera Copper-Gold Deposit: Stable Isotope Evidence for a Porphyry-Related Hydrothermal System Dominated by Magmatic Aqueous Fluids. Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology, v. 100, pp. 863-886.
16. Harris A.C., Bryan S.E., and Holcomb R.J., 2006. Volcanic Setting of the Bajo de la Alumbrera Porphyry Cu-Au Deposit, Farallón Negro Volcanics, Northwest Argentina. Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology, v. 101, pp. 71-94.
17. Hastie A. R., Kerr A. C., Pearce J. A. and Mitchell S. F., 2007. Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements Development of the Th-Co Discrimination Diagram. Journal of Petrology. Volume 48, Number 12, pp. 2341-2357.
18. MaksaeV V., 1990. Metallogeny, geological evolution, and thermochronology of the Chilean Andes between latitudes 21° and 26° South, and the origin of major porphyry copper deposits. Unpublished Ph.D. Thesis, Halifax, Nova Scotia, Canada, Dalhousie University, pp. 554.
19. Meldrum S. J., 2000. Agua Tapada Prospect, YMAD Project, Argentina. Field Observations, data Compilation and Initial Impressions. July 10th 2000, pp.1-11.
20. Montenegro N., Morales F., 2004. Guía de Campo. Curso Latinoamericano UNESCO-SEG 2004. Yacimientos Mineros Aguas de Dionisio. No publicado.

21. Montenegro N., Carrazana A. y Bruna Novillo J., 2010. El sistema de vetas de Sulfuración Intermedia en Mina Bajo de la Alumbreira, Catamarca, Argentina. *Argentina Mining 2010. Business Opportunities in Exploration, Geology and Mining*. August, 2010, San Juan, Argentina, pp. 20.
22. Müller D. and Groves D.I., 1995. *Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization*. Springer. ISBN 3-540-59116-8, pp. 1-178.
23. Müller D. and Forrestal P., 2000. The shoshonite porphyry Cu-Au association at Bajo de la Alumbreira, Catamarca Province, Argentina: a reply. *Mineralogy and Petrology* (2000) 68, pp. 305-308.
24. Parada M.A, López-Escobar L., Oliveros V., Fuentes F., Morata D., Calderón M., Aguirre L., Féraud G., Espinoza F., Moreno H., Figueroa O., Muñoz Bravo J., Vázquez Troncoso R. & Stern C.R., 2007. Andean Magmatism, in Moreno, T. & Gibbons, W. (eds) *The Geology of Chile*. The Geological Society, London. 2007, pp. 115-146.
25. Proffett J., 1997. *Geology of the Bajo de la Alumbreira Porphyry Copper-Gold Deposit*, Catamarca Province, Argentina. Unpubl. Report for MIM Exploration Ltd. May, 1997.
26. Proffett J., 2000. *Geology and Exploration of the San Lucas porphyry Cu-Au prospect*, Farallón Negro District, Argentina. Unpubl. Report for MIM Exploration Ltd. October 2000.
27. Proffett J., 2003. *Geology of the Bajo de la Alumbreira porphyry copper-gold deposit*, Argentina. *Economic Geology. Bulletin of the Society of Economic Geologists*. December, 2003. pp. 1535-1574.
28. Ramos V.A., Cristallini E.O. and Pérez D.J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15 (2002), pp. 59-78.
29. Sasso A. and Clark A., 1999. El Grupo Farallón Negro: Evolución Magmática, Hidrotermal y Tectónica e Implicancias para la Metalogénesis de Cobre-Oro en el Retroarco Andino, Catamarca. *Recursos Minerales de la República Argentina*. (Ed. E. O Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35. Buenos Aires, 1999.
30. Sillitoe R.H., 1973. The Tops and Bottoms of Porphyry Copper Deposits. *Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology*, v. 68, pp. 799-815.
31. Sillitoe R., 1985. Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. *Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology*, v. 80, pp. 14670-1514.
32. Sillitoe R.H., 2008. Major Gold Deposits and Belts of the North and South American Cordillera: Distribution, Tectonomagmatic Settings, and Metallogenic Considerations. *Special Paper. Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology*, v. 103, pp. 663-687.
33. Sillitoe R.H., 2010. Porphyry Copper Systems. An Invited Paper. *Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology*, v. 105, pp. 3-41.
34. Suchomel B. J., 1983. An economic geologic evaluation of the Bajo Agua Tapada and Precious Metal Prospect, Catamarca Province, Argentina. *United Nations Development Program, United Nations, New York*. November 1983. Informe Inédito, pp. 1-49.
35. Ulrich T., Günther D. and Heinrich C.A., 2001. The Evolution of a Porphyry Cu-Au Deposit, Based on LA-ICP-MS Analysis of Fluid Inclusions: Bajo de la Alumbreira, Argentina. *Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology*, v. 96, pp. 1743-1774.
36. Ulrich T., Heinrich C., 2002. *Geology and Alteration Geochemistry of the Porphyry Cu-Au Deposit at Bajo de la Alumbreira, Argentina*. *Economic Geology*, v. 97, pp. 1865-1888. Reprinted with corrections: First printed, v. 96 (2001), pp. 1719-1742.
37. Winchester J.A. and Floyd P.A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and their Differentiation Products Using Immobile Elements. *Chemical Geology*, v. 20, pp. 325-343.
38. Vivallo W. y Hernández F., 1998. Génesis común de los yacimientos estratoligados y vetiformes de cobre del Jurásico Medio a Superior en la Cordillera de la Costa, Región de Antofagasta, Chile. Versión impresa ISSN 0716-0208, doi: 10.4067/S0716-02081998000200006. *Revista Geológica de Chile*, v.25 n.2, pp. 199-228.
39. Walshe J.L., 2004. Hydrothermal Systems, Giant Ore Deposits & a New Paradigm for Predictive Mineral Exploration. Collaborative research proposal between CSIRO, AGCRC, University of Western Australia, AMIRA and mineral exploration companies. A discussion paper with contributions from Bruce Hobbs, Alison Ord, Phaedra Upton, Chris Ryan and Gem Manning. pp. 1-123.
40. Wang P. and Glover III. L., 1992. A tectonic test of the most commonly used geochemical discriminant diagrams and patterns. *Earth Science Reviews*, 33, pp. 111-131.

Páginas Web

41. Camprubí A. y Canet C., 2007. *Mineralogía de Menas Metálicas*. Curso Menas N°2. Tema Selecto: Texturas de los Minerales Opacos. Universidad de México. http://usuarios.geofisica.unam.mx/ccanet/Curso_menas_2.pdf

ANEXOS

Lista de Figuras:

Figura a. Estadística Básica de Elementos Mayoritarios

Figura b. Diagrama Multielemental para Óxidos

Figura c. Esquema con la Tendencia de Óxidos con el incremento de SiO_2

Lista de Tablas:

Tabla 1. Muestras de Testigos para Petrografía

Tabla 2. Muestras de Campo para Petrografía

Tabla 3. Tabla Descriptiva de Minerales analizados con Microsonda

Tabla 4. Resultados de Microsonda

Tabla 5. Datos de Microsonda empleados en Diagramas Triangulares

Tabla 6. Resultados de Análisis Químicos

Tabla 7. Datos Estadísticos de los Elementos Mayores

Tabla 8. Tabla Comparativa de los Resultados Obtenidos mediante Petrografía y Geoquímica

Tabla 9. Valores Normalizados para Diagramas de REE y Trazas

Tabla 10. Muestras Metalográficas

Tabla 11. Muestras Analizadas con SEM

Abreviaturas

Otros (DIGITALES):

Mapa Litológico con Muestras de Campo

Fotos de Muestras de Testigos para Petrografía

Foto de Muestras de Campo para Petrografía

Fotos de Muestras de Testigos para Metalografía

Descripción Petrográfica de láminas delgadas

Modelo Geológico de BAT: información presentada a (YMAD) Yacimientos Mineros Agua de Dionisio y (MAA) Minera Alumbreira Ltd.