



**UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

**EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LOS SISTEMAS PORFÍDICOS DE Cu-Mo
AMOS Y ANDRÉS, ANDES CENTRALES DE CHILE Y ARGENTINA**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN
CIENCIAS MENCIÓN GEOLOGÍA**

JAIME EDUARDO CORTÉS YÁÑEZ

**PROFESOR GUIA:
Sr. VICTOR MAKSAEV JURCHUC**

**MIEMBROS DE LA COMISION:
Sr. CARLOS PALACIOS MONASTERIO
Sr. BRIAN TOWNLEY CALLEJAS
Sr. WALDO VIVALLO SANDOVAL**

**SANTIAGO DE CHILE
ABRIL DE 2011**

RESUMEN

La caracterización geológica del área de Amos Andrés, localizada en la Alta Cordillera, en el borde fronterizo de las regiones de Coquimbo y Valparaíso de Chile, y la Provincia de San Juan de Argentina, ha permitido distinguir la existencia de dos sistemas porfídicos de Cu-Mo (-Au): Amos y Andrés, los que se encuentran separados temporal y espacialmente por el Complejo de Diatrema Chilón. Las rocas que conforman el sistema porfídico Andrés son cortadas por las tobas brechosas del complejo de diatrema, mientras que estas últimas son intruidas por rocas porfídicas de Amos. En Andrés, dataciones U-Pb en circones indican para la intrusión intermineral más temprana reconocida hasta ahora en el área de estudio (Pórfido Diorítico Andrés), una edad de $7,7 \pm 0,1$ Ma para su emplazamiento; y para la intrusión tardía mineral (Pórfido Granodiorítico Andrés), una edad de $8,8 \pm 0,1$ Ma para su cristalización. En Amos, la cristalización del Pórfido Cuarzo Monzonítico Amos, pulso porfídico temprano mineral de este sistema, entregó una edad de $6,2 \pm 0,4$ Ma.

La edad obtenida para el Pórfido Granodiorítico Andrés difiere del esquema geológico presentado, debido a que es más antigua que la edad de intrusiones porfídicas más tempranas. Sin embargo, este pórfido granodiorítico es sin duda tardía mineral ya que presenta efectos de alteración propilítica, ausencia de vetillas de cuarzo, xenolitos de rocas con alteración potásica y vetillas de cuarzo confinadas, y escasos contenidos de cobre respecto a las rocas que le rodean. Estas evidencias indican que debió haberse emplazado con posterioridad al Pórfido Diorítico Andrés, y previo a la formación del Complejo de Diatrema Chilón, es decir, alrededor de los 7 Ma. Por consiguiente, se sugiere que la edad obtenida representaría la presencia de circones heredados en el magma de esta intrusión, los que podrían derivar de los pórfidos dacíticos de la Unidad Tambillos, que afloran en los alrededores y que tienen edades similares a la obtenida para este pórfido.

La mineralización de cobre, molibdeno y oro, se hospeda tanto en las intrusiones porfídicas tempranas e interminerales de ambos sistemas porfídicos, como en las rocas volcánicas de la Formación Los Pelambres-Juncal que los hospedan. Una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de isocrona inversa en biotita secundaria de andesitas porfíricas del área de Andrés, con fuerte mineralización de calcopirita-magnetita, entregó una edad de $8,1 \pm 0,1$ Ma para el evento de alteración potásica. Esta edad, más antigua que la del Pórfido Diorítico Andrés, reflejaría un evento de alteración potásica relacionada a intrusiones porfídicas temprano-mineral aún no encontradas. De hecho, xenolitos subredondeados de rocas volcánicas con fuertes efectos de alteración potásica y vetillas de cuarzo tempranas truncadas en sus bordes, aparecen en los márgenes del Pórfido Diorítico Andrés, indicando, que estos efectos de alteración corresponden a eventos anteriores a su emplazamiento. Por consiguiente, se puede señalar que el sistema magmático-hidrotermal de Amos Andrés se habría desarrollado, al menos, entre los 8,2 y 5,8 Ma, es decir, durante el Mioceno Superior, siendo claramente más joven que otros centros porfídicos agrupados en *clusters* ubicados tanto al sur, "San Felipe", como al norte, "Teatinos", los que se formaron entre los 15 y 9 Ma.

Es posible que las etapas inter a tardía mineral del Sistema Porfídico Andrés, así como las del Sistema Porfídico Amos, se hayan desarrollado en el marco de una tectónica regional fuertemente compresiva con altas tasas de alzamiento y denudación, lo que se refleja en las texturas porfídicas de alto contraste granulométrico indicando rápido enfriamiento epizonal, en el desarrollo de moderado *telescoping* con la sobreimposición progresiva de eventos de alteración y mineralización, y en la formación del Complejo de Diatrema Chilón. En el área de Amos Andrés, alrededor de los 32°S , esta tectónica compresiva, probablemente relacionada con la subducción de la Dorsal de Juan Fernández, se habría producido después de los 7,6 Ma y se habría propagado hacia el sur, para luego afectar, entre los 6 y 3 Ma, el desarrollo de los mega sistemas porfídicos de Río Blanco-Los Bronces y El Teniente.

A mi familia,
mi tesoro

AGRADECIMIENTOS

A George Steele y Arturo Correa, quienes en nombre de Rio Tinto Mining and Exploration, aprobaron, apoyaron e incentivaron la realización de esta tesis de magister.

Agradezco de manera muy especial a Soledad Rovira, Gerente de Recursos Humanos de Rio Tinto Mining and Exploration, Región Sudamérica, cuya gestión, apoyo y confianza, hicieron posible la realización de este magister.

A Mike Richard, Gerente General de Exploraciones de Teck Chile, y a Christopher van Tienhoven, Gerente de Exploraciones de Cerro Vanguardia S.A., quienes autorizaron la utilización de la información obtenida de la exploración realizada en Amos Andrés para la realización de esta tesis de magister.

A Richard H. Sillitoe, quien con su linterna, ayudó a vislumbrar los secretos que guarda el sistema magmático-hidrotermal de Amos Andrés.

A los colegas y amigos Ricardo Ibáñez y Ricardo Panez, quienes colaboraron en la exploración y aportaron valiosas ideas en el entendimiento del sistema hidrotermal de Amos Andrés. A mi amigo Cristian Jauré por su constante apoyo.

A Richard Friedman, del Laboratorio de Geocronología de la Universidad British Columbia, quien se preocupó atentamente de las dataciones U-Pb que se realizaron en este estudio, aportando, además, con valiosa discusión acerca de las edades obtenidas.

A los geólogos Mario Orrego y Mario Arrieta, quienes aportaron con información, apoyo y oportuna discusión durante el desarrollo de este estudio.

A Cristian Vico y Jorge Granillo, de Argentina, y a Emilio Rudulfo y Heriberto Vergara de Chile, experimentados asistentes de terreno, quienes hicieron posible la recolección de toda la información necesaria para la realización de esta tesis.

A Don Fernando Gallardo, Luis Gallardo y Jorge Jofré, de Barreal, Argentina, y a José Muñoz de Resguardo de Los Patos y Don Augusto de Alicahue, Chile, todos tremendos baqueanos, quienes con sus mulitas y el oportuno mate, me permitieron alcanzar cada rincón de Amos Andrés.

A Luis Ley, a quien se le debe la inmejorable excelencia de los mapas presentados en los anexos de este estudio.

A las señoras Cristina Maureira, María Rosa Roco y Maritza Acuña por su constante soporte.

A los profesores Víctor Maksaev, Carlos Palacios, Waldo Vivallo y Brian Townley, por sus acertados comentarios, guía y apoyo.

Finalmente, quiero agradecer con infinito cariño a mi familia: Javier, Dieguito y Natita, y en especial a Silvana, mi amada señora, quien me sustentó y alentó a trabajar duramente en el desarrollo de este estudio.

ÍNDICE GENERAL

1. INTRODUCCIÓN	4
1.1 Antecedentes Generales	4
1.2 Ubicación y accesos	5
1.3 Objetivos	7
Objetivo General	7
Objetivos Específicos	7
1.4 Hipótesis de Trabajo	8
1.5 Metodología	8
1.6 Trabajo de Terreno	9
1.7 Trabajo de Gabinete	9
1.8 Revisión Bibliográfica	10
2. MARCO METALOGÉNICO	12
3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	15
4. GEOLOGÍA DE AMOS ANDRÉS	19
4.1 Litología y Estructura de Amos Andrés	19
Unidades Pre-mineralización	22
Formación Los Pelambres-Formación Juncal	22
Unidades Interminerales – Sistema Porfídico Andrés	24
Pórfido Diorítico Andrés	24
Pórfido Granodiorítico Portillo	26
Pórfido Dacítico de Biotita	29
Brecha Magmático-Hidrotermal con Anhidrita, Cuarzo y Pirita	30
Unidades Tardío Mineral - Sistema Porfídico Andrés	32
Pórfido Diorítico Fino	32
Pórfido Granodiorítico Andrés	33
Complejo de Diatrema Chilón	35
Pórfido Dacítico (Diques)	41
Diques de Guijarros	44
Unidades Temprano Mineral - Sistema Porfídico Amos	45
Pórfido Cuarzo Monzonítico Amos	45
Unidades Interminerales - Sistema Porfídico Amos	48
Pórfido Diorítico Amos	48
Pórfido Cuarzo Diorítico	49

Brecha Hidrotermal de Turmalina	49
Unidades Tardío Mineral - Sistema Porfídico Amos	50
Pórfido Diorítico	50
Formación Farellones	51
Unidades Post-Mineral	52
Depósitos Sedimentarios No Consolidados	52
Estructuras	53
4.2 Alteración Hidrotermal y Mineralización de Amos Andrés	53
Alteración Hidrotermal en Amos Andrés	55
Alteración Potásica	55
Alteración Propilítica	62
Alteración Clorita-sericita	63
Alteración Fílica	65
Turmalinización	67
Mineralización en Amos Andrés	68
Secuencia Paragenética en Amos Andrés	72
Mineralización Supérgena	73
5. GEOCROLOGÍA	75
Datos Geocronológicos Previos	75
Nuevos Datos Geocronológicos	76
Dataciones U-Pb en Circones (TIMS)	77
Datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en Biotita Hidrotermal	80
Discusión de Datos Geocronológicos Locales	81
Relación Geocronológica Regional de Amos Andrés - Discusión	84
6. DISCUSIÓN GENERAL	86
7. SÍNTESIS EVOLUTIVA DE AMOS ANDRÉS	90
8. CONCLUSIONES	94
9. REFERENCIAS	97
10. APÉNDICES	
1. Resultados Geocronología U-Pb	101
2. Técnicas Analíticas e Interpretación Geocronología U-Pb	102
3. Resultados Geocronología Ar-Ar	103
4. Estudio Petrográfico - Muestras Superficiales	
Estudio Petrográfico - Muestras de Sondajes	

11. ANEXOS

Anexo 1: Mapa Litológico y de Alteración de Amos Andrés, Escala 1:5.000.

Anexo 2: Secciones Litológicas y de Alteración de Amos Andrés, Escala 1:5.000.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes Generales

El área del Proyecto Amos Andrés se inserta en la porción sur de la franja metalogénica cuprífera del Mioceno a Plioceno Inferior del Los Andes (Sillitoe & Perelló, 2005), la que se extiende por aproximadamente 6000 km a lo largo de la cordillera desde el suroeste de Colombia a la parte central de Chile y Argentina. Localmente, Amos Andrés ha sido incluido en el “*Cluster San Felipe*”, definido por Toro et al. (2006), donde además se destacan los sistemas porfídicos West Wall, Pimentón, Novicio y Vizcachitas. Esta porción de la franja metalogénica, llamada informalmente “*Franja de Pórfidos Cupríferos de Farellones*”, incluye a los megayacimientos porfídicos de cobre-molibdeno, de edad Mioceno Superior-Plioceno Inferior, El Teniente, Río Blanco-Los Bronces y Los Pelambres-Frontera-El Pachón, entre los que se encuentran diseminados una gran cantidad de prospectos y ocurrencias minerales de cobre relacionadas a sistemas porfídicos, que hacen de esta franja metalogénica una de las zonas de mayor interés en el mundo, para la exploración de este tipo de yacimientos.

Las características litológicas, de alteración y mineralización presentes en Amos Andrés, son similares a aquellas observadas en los yacimientos porfídicos de cobre antes mencionados. Uno de los aspectos más llamativos de Amos Andrés es la ocurrencia de una gran estructura de diatrema, comparable en su litología, geometría y tamaño, con la Brecha Braden de El Teniente (Camus, 1975; Vega & Makshev, 2003; Cannell et al., 2005). De acuerdo a observaciones de superficie, de los resultados de las perforaciones realizadas y a la discusión en terreno con geólogos de Rio Tinto Exploration y con Richard H. Sillitoe, se especuló en la posibilidad que en el área se habrían desarrollado al menos dos sistemas porfídicos, los cuales estarían separados espacial y temporalmente por la estructura de diatrema.

En el área del Proyecto Amos Andrés se han realizado, a la fecha, trece sondajes de diamantina, los que suman la cantidad de 5471 metros perforados. De éstos, seis fueron ejecutados en el área de Amos (2601 metros), y siete en el sector de Andrés (2870 metros). La totalidad de los sondajes interceptó zonas mineralizadas con valores significativos en cobre y anómalos en oro, con leyes que varían de 0,3 a 0,6 % Cu y hasta 0,16 g/t Au, en intervalos de 100 a 300 metros de largo.

La exploración en el Proyecto Amos Andrés se desarrolló en el marco del Protocolo Adicional Específico al Tratado de Integración y Complementación Minera entre las Repúblicas de Chile y Argentina, el cual entró en vigencia el 6 de enero de 2006, luego de la aprobación y firma por parte de los cancilleres de ambos países, permitiendo de esta manera, las actividades de exploración en la zona fronteriza.

1.2 Ubicación y Acceso

El área de Amos Andrés se localiza en la Alta Cordillera de las regiones de Coquimbo y Valparaíso, a 2,5 km al Sureste del Hito Paso de La Honda o Del Portillo, y en la Provincia de San Juan, Departamento de Calingasta, en la República Argentina (Figuras 1 y 2).



Figura 1. Ubicación del Proyecto Amos Andrés en los Andes centrales de Chile y Argentina. La franja violeta indica la Franja de Pórfidos de Cobre de Farellones donde se distribuyen, de acuerdo a Gígola (2004), los yacimientos tipo pórfidos cupríferos de edades Mioceno Medio-Plioceno Inferior.

También se puede indicar que el área de estudio se ubica a unos 65 km al SE del yacimiento porfídico de cobre Los Pelambres-Frontera-El Pachón y a unos 100 km al Norte del megayacimiento porfídico de cobre Río Blanco-Los Bronces (Figura 1). Las coordenadas UTM (PSAD56, 19S) centrales del área son: 377.000 E - 6.429.000 N, y la altitud media es de 4.000 metros sobre el nivel del mar.



Figura 2. Imagen Aster con la ubicación del área de operaciones del Proyecto Amos Andrés. La línea rosada muestra el acceso rehabilitado (45 km) y la amarilla, el construido (39 km). Las líneas celestes segmentadas muestran los límites comunales, y la sólida, el límite internacional. El rombo rojo señala el Hito Paso de La Honda o del Portillo.

El acceso al área del proyecto se realiza por la ruta pavimentada a través de las ciudades de La Ligua y Cabildo hasta la localidad de Alichahue (Comuna de Cabildo, Región de Valparaíso). Desde este poblado, que es el más cercano al área de interés, a una distancia de 70 km, se sigue hacia el este a través de un camino de tierra que conecta con el sector de Campo de Collao, para continuar por el borde norte de la Quebrada Los Piuquenes hasta alcanzar el portezuelo homónimo, donde se cruza a la Comuna de Salamanca (Región de Coquimbo). Luego se sigue la ribera sur del Estero de la Angostura, para cruzar el Río Leiva y continuar por el borde sur del Río Blanco hasta el Hito Paso de La Honda o del Portillo, donde ingresa a la República Argentina.

Desde este paso se continúa unos 5 km hacia el sureste hasta alcanzar el área de Andrés, y unos 8 km para llegar al área de Amos (Figura 2).

El camino de tierra que permite el acceso desde el poblado de Alicahue hacia el proyecto sólo existía hasta el sector de Campo de Collao, cuyo fin era comunicar el pueblo con la Laguna Chepical. El tramo restante (39 km, Figura 2), fue diseñado, trazado y construido por Rio Tinto Exploration, siendo terminado a mediados de Febrero de 2006.

1.3 Objetivos

Objetivo General

El objetivo general de este estudio es determinar las características litológicas, de alteración y de mineralización del sistema magmático-hidrotermal de Amos Andrés, con el fin de comprender la evolución de los sistemas porfídicos de Amos y Andrés, y su relación con el Complejo de Diatrema Chilón. De esta manera, se vislumbraría el contexto tectónico durante el cual se habría formado Amos Andrés.

Objetivos Específicos

- Diferenciar y agrupar los diversos pulsos intrusivos porfídicos emplazados durante la evolución magmático-hidrotermal del sistema porfídico Amos Andrés, y caracterizar la alteración y mineralización asociada a cada uno de estos intrusivos.
- Comprobar la relación de temporalidad del sistema Amos con respecto al de Andrés, y a su vez, la de éstos con el complejo de diatrema.
- Identificar las diferentes etapas de alteración hidrotermal que afectaron a las rocas de Amos Andrés y determinar la relación temporal entre ellas.
- Determinar la paragénesis general del sistema e intentar definir su evolución.

1.4 Hipótesis de Trabajo

En el área de estudio se habrían desarrollado, al menos, dos sistemas porfídicos: uno en el sector chileno, Amos, y otro en el sector argentino, Andrés. El sistema de Andrés sería el más antiguo, debido a que es afectado por el Complejo de Diatrema Chilón, mientras que el sistema de Amos sería más nuevo, producto de que *stocks* porfídicos de éste intruyen el margen occidental de la diatrema.

1.5 Metodología

Para alcanzar los objetivos estipulados, se procedió a la recopilación de toda la información geológica acumulada durante la exploración del área de estudio. Con esta información se elaboró el mapa litológico y de alteración para una primera aproximación a la individualización de los sistemas hidrotermales porfídicos de Amos y Andrés.

Se re-mapearon los testigos de los sondajes realizados en el área de estudio, con el fin de definir y/o agrupar las distintas unidades geológicas, de acuerdo a sus características y relaciones de contacto. Las muestras de testigos estudiadas correspondieron a los sondajes AM-02 y 03 realizados por Cominco en 1997, y a los sondajes AADDH-01 a 09, realizados por Rio Tinto Exploration durante el 2006 y 2007. Los sondajes AM-01 y 04 de Cominco se encuentran perdidos.

Esta información fue crucial para la elaboración de secciones de litología y alteración. Durante esta etapa se seleccionaron y recolectaron 42 muestras representativas de las unidades identificadas, para la realización de cortes transparentes y 20 cortes pulidos (ver Apéndice 4), para su posterior estudio petrográfico y calcográfico. En este proceso, también se llevó a cabo la selección de muestras para dataciones radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita hidrotermal y U-Pb en circones.

Finalmente, se interpretaron los datos recopilados de acuerdo a los objetivos planteados, y se esbozaron las conclusiones finales para la elaboración de este Informe de Tesis para el grado de Magister en Ciencias Mención Geología.

1.6 Trabajo de Terreno

El trabajo en terreno se realizó de manera intermitente desde febrero de 2002, cuando se llevó a cabo la primera visita de reconocimiento del área de estudio. Desde esa fecha, momento en que se definió el área de Amos Andrés como una zona prospectiva para Rio Tinto Exploration dentro de la franja de pórfidos del Mioceno Medio-Plioceno Inferior, se realizaron diversas visitas cuyo objetivo fue obtener mapas geológicos y de alteración, y muestras de rocas para análisis geoquímicos, con el fin de determinar los blancos de exploración y los respectivos sitios de perforación. Finalmente, en los períodos estivales de los años 2006 y 2007, se realizaron nueve sondajes para la evaluación del prospecto.

Junto con el mapeo superficial para la definición de las distintas unidades geológicas, se mapearon 4313 metros de testigos de diamantina perforados por Rio Tinto Exploration y 541 metros de testigos de diamantina perforados por Cominco.

1.7 Trabajo de Gabinete

Este consistió en el análisis e interpretación final de los datos obtenidos, tanto a lo largo de la exploración realizada en Amos Andrés, como de los trabajos posteriores de re-mapeo de muestras de sondajes de diamantina. Este trabajo resultó en:

- Confección de mapa geológico y de alteración, escala 1:5000 (Anexo 1).
- Confección de secciones geológicas y de alteración (Anexo 2).
- Estudios petrográficos y calcográficos de 42 cortes transparentes y 20 cortes pulidos (ver Apéndice 4).
- Dataciones radiométricas en muestras de sondaje de diamantina: una $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita hidrotermal y tres U-Pb en circones (Apéndices 1, 2 y 3).
- Elaboración del Informe Final de Tesis.

1.8 Revisión Bibliográfica

A pesar de las numerosas visitas que diversas compañías de exploración han llevado a cabo al área de Amos Andrés desde 1963, se ha realizado sólo un estudio geológico de detalle en la zona, que comprendió únicamente su parte chilena Amos (Collipal, 1998). No obstante, Sillitoe (1981) mencionó la zona de estudio como parte de la Franja de Pórfidos de Cobre del Mioceno Medio a Superior, y recientemente, Toro et al. (2006) incluyen el sistema porfídico de Amos Andrés en un *cluster* de pórfidos de cobre miocenos que han denominado informalmente como “San Felipe”.

Collipal (1998), identificó en el sector Amos de la zona de estudio, diferentes unidades litológicas afectadas por distintos eventos de alteración y propuso que éstos presentan características propias de los yacimientos de tipo pórfido cuprífero. Dos dataciones K/Ar en roca total indican, para la alteración filica, una edad de 9.9 ± 0.5 Ma y 8.9 ± 0.7 Ma (Mioceno Superior). Además, a través de un estudio de microtermometría de inclusiones fluidas establece para el sistema hidrotermal de Amos, temperaturas mesotermiales de formación de 330° a 525°C , y salinidades variables de <26 a 48% NaCl, estimando finalmente, una profundidad de formación de 0,6 a 3 km. También señala que el evento de enriquecimiento secundario es insignificante producto del régimen climático glacial imperante en la Alta Cordillera Centro Sur de Chile durante el Plioceno Superior-Cuaternario.

Gígola (2004), realizó un estudio geocronológico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 19 prospectos porfídicos localizados en los Andes Centro Sur. Del análisis de sus resultados radiométricos indica, para el grupo de prospectos del sector norte de la franja de pórfidos del Mioceno-Plioceno (donde incluye a Amos Andrés llamándolo La Honda), que al menos 12 centros porfídicos se habrían desarrollado durante el Mioceno Medio y Tardío (entre los 15.6 y 8.4 Ma) bajo un régimen caracterizado por una tectónica contraccional y engrosamiento de la corteza. También señala que el amplio rango de edades no es concordante con el rejuvenecimiento de los centros magmáticos hacia el este, donde el depósito Los Pelambres se habría formado en un estado tardío respecto a los otros centros, sugiriendo como explicación la disminución del ángulo de subducción.

Sillitoe (1981) distribuye 68 sistemas porfídicos de cobre en diversas franjas metalogénicas en Chile, Argentina y el Sur del Perú. En el mapa que presenta, muestra, entre otros nuevos prospectos, a Amos Andrés (llamado La Honda) dentro de una Franja de Pórfidos de Cobre del Mioceno Medio a Superior. No indica para Amos Andrés una edad radiométrica.

Maksaev et al. (2009) realizaron un estudio de termocronología mediante trazas de fisión de plutones neógenos en la Cordillera Principal de Chile Central (33°-35°S), definiendo un episodio distintivo de enfriamiento acelerado entre los 6 a 3 Ma, el cual es compatible con exhumación rápida de plutones originada por el tectonismo compresivo plioceno. Este período coincide, además, con la migración hacia el sur de la subducción de la Dorsal de Juan Fernández y con el aplanamiento progresivo de la zona de subducción hacia el norte de los 33°S. Durante este período se produjo la actividad magmático-hidrotermal y el rápido desenterramiento de los pórfidos de cobre-molibdeno Río Blanco-Los Bronces y El Teniente, además del desarrollo tardío de complejos de diatremas en ambos sistemas.

Maksaev et al. (2004) a través del uso de dataciones U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y Re-Os, definen para El Teniente cinco episodios de intrusiones félsicas cada uno con un evento de alteración y mineralización asociado. También sugieren, de acuerdo a dataciones de trazas de fisión de apatitas, que el sistema hidrotermal se habría enfriado muy rápido, lo cual sería compatible con los <3 km de denudación estimado para el área del yacimiento El Teniente desde el Mioceno Tardío.

Sillitoe & Perelló (2005) incluyen a Amos Andrés como un prospecto de cobre porfídico localizado en la sub-franja de Chile Central de edad Mioceno Tardío-Plioceno Temprano. Señalan que, tanto los grandes yacimientos como los prospectos porfídicos de cobre de esta franja, presentan alteración potásica rica en magnetita con superimposiciones variables de alteración clorita-sericita y alta correlación geoquímica entre los valores de cobre y oro. La secuencia vertical de alteración-mineralización tiende a ser altamente telescopada (superposición sucesiva de alteración hidrotermal en el tiempo) en bloques caracterizados por altas tasas de alzamiento tectónico y denudación sin mineralización. También indican que el desarrollo de

“blankets” de enriquecimiento secundario maduros fue inhibida debido a factores de erosión glacial cuaternaria y a la topografía abrupta. Además, grandes cuerpos de diatremas, de 1 a 2 km de extensión superficial, ocurren en una posición tardía a post-mineral en la evolución hidrotermal de la mayoría de los sistemas porfídicos.

Toro et al. (2006) agrupan informalmente seis prospectos porfídicos de cobre: Novicio, West Wall, Morro Colorado, Pimentón, Amos Andrés y Vizcachitas, bajo el nombre de “Cluster de Pórfidos de Cobre San Felipe”. De acuerdo a edades radiométricas, sugieren la existencia de dos subfranjas en la zona, separando una zona norte Los Pelambres (12-10 Ma) de otra sur Río Blanco-Los Bronces/El Teniente (6.5-4 Ma).

2. MARCO METALOGÉNICO

El prospecto Amos Andrés se ubica en la parte sur de la faja metalogénica cuprífera del Mioceno a Plioceno Inferior de Los Andes, la que se extiende de manera semicontinua por aproximadamente 6000 km a lo largo de la cordillera desde el suroeste de Colombia a la parte central de Chile y Argentina (Sillitoe & Perelló, 2005). Regionalmente, Amos Andrés se encuentra dentro de la Sub-franja de Chile Central (Figura 3), una de las más importantes del mundo de acuerdo a reservas de cobre, que alcanza los 300 Mt de Cu fino contenido. Ésta se extiende por al menos 500 km a lo largo de la Cordillera de Los Andes, cuyos sistemas porfídicos de Cu-Mo se formaron entre los 17 y 4 Ma (Gígola, 2004). La mitad sur de esta sub-franja, desde aproximadamente los 33°S, donde se encuentran los principales yacimientos de cobre, sobreyace el segmento norte de la zona de subducción normal, caracterizada por la presencia del volcanismo activo de la Zona Volcánica Sur (Stern, 2004). La parte norte de esta sub-franja se extiende sobre la zona de subducción subhorizontal, desprovista de volcanismo activo. El aplanamiento progresivo de la subducción hacia el norte de los 33°S coincide con la migración hacia el sur de la subducción de la Dorsal de Juan Fernández (Yáñez et al., 2002; Figura 3). La migración de esta dorsal hacia el sur de los 33°S se habría producido entre los 6 y 3 Ma, período durante el cual se produjo la actividad magmático-hidrotermal y la rápida exhumación de los pórfidos de cobre-molibdeno Río Blanco-Los Bronces y El Teniente,

además del desarrollo tardío de complejos de diatremas en ambos sistemas (Maksaev et al., 2009).

La Sub-franja de Chile Central, que se extiende entre los 30° y 36° Latitud Sur (Gígola, 2004), incluye los mega yacimientos de clase mundial y en producción, Los Pelambres, con un recurso de 31 Mt de Cu fino contenido (Perelló et al., 2009); Río Blanco-Los Bronces, con un recurso de 150 Mt de Cu fino contenido (Maksaev et al., 2009) y El Teniente, con un recurso >90 Mt de Cu fino contenido (Vry et al., 2009), los que permiten estimar un recurso total para la franja que alcanzaría los 300 Mt de cobre fino (Toro et al., 2009). Entre estos mega yacimientos se encuentran esparcidos una serie de sistemas porfídicos de menor envergadura, con leyes medias de cobre menores a 0,7% Cu, entre los que se destacan los prospectos Rosario de Rengo, Estero Valenzuela, Altar, Yunque, West Wall, Vizcachitas, Pimentón, Las Ojotas, Cerro Mercedario, El Pelado, Cerro Bayo del Cobre y Amos Andrés (Figura 3). Localmente, Amos Andrés ha sido incorporado por Toro et al. (2006) en el “*Cluster San Felipe*”, dentro del cual se incluyen una serie de prospectos porfídicos de Cu-Mo (-Au) de baja ley (0,1 a 0,6% Cu): West Wall, Vizcachitas, Pimentón y Novicio, a los que se debería agregar los sistemas de Arpa, Leiva, Valle Hermoso y Río de las Vacas (Figura 3); los últimos tres prospectos se encuentran en territorio argentino. Estos sistemas porfídicos se habrían formado entre los 15 y 9 Ma (Toro et al., 2009; Gígola, 2004; Ortúzar et al., 2009). No obstante, se debe notar que Amos Andrés serían más jóvenes y se encuentra entre 20 y 40 km más al norte de este grupo de pórfidos.

A unos 25 km al norte de Amos Andrés se encontraría otro *cluster* de sistemas porfídicos de Cu-Mo, al cual aquí se le denomina informalmente como “Teatinos”, y que incluye los sistemas de Cerro Bayo del Cobre, El Pelado, Teatinos, Las Ojotas, Cerro Mercedario y Yunque, formados entre los 15 y 12,5 Ma (Gígola, 2004).

Los recursos totales de cobre en la franja que alcanzan los 300 Mt de Cu fino contenido, se debe a los nuevos descubrimientos realizados en los distritos de Río Blanco-Los Bronces y Los Pelambres. En la reciente exploración distrital del área de Río Blanco-Los Bronces, se han descubierto dos nuevos yacimientos porfídicos de cobre de clase mundial, Los Sulfatos y San Enrique Monolito. Los Sulfatos, localizado 6 km al sur de Los Bronces, cuenta con un recurso mineral inferido de 1200 Mt @ 1,46% Cu & 0,02% Mo, conteniendo 17,5 Mt de cobre fino (Irrarázaval et al., 2010). Aunque el potencial total de recursos para este depósito se estima que podría alcanzar los 4000 a

5000 Mt @ 0,8 a 1,0% Cu (Irrarázaval et al., 2010). San Enrique Monolito, ubicado inmediatamente al sureste de Los Bronces, adyacente al rajo Sur Sur, presenta un recurso inferido de 900 Mt @ 0,81% Cu & 0,002% Mo (<http://www.anglochile.cl/es/noticias>, 2009). Estos hallazgos, además de recientes sondajes profundos en el área de Río Blanco-Los Bronces, permiten estimar recursos de 150 Mt de cobre fino contenido para este *cluster* (Maksaev et al., 2009), convirtiéndolo en el distrito más grande del mundo, seguido por el Distrito El Teniente (>12000 Mt @ 0,67% Cu & 0,019% Mo; Camus, 2003; Vry et al., 2009).

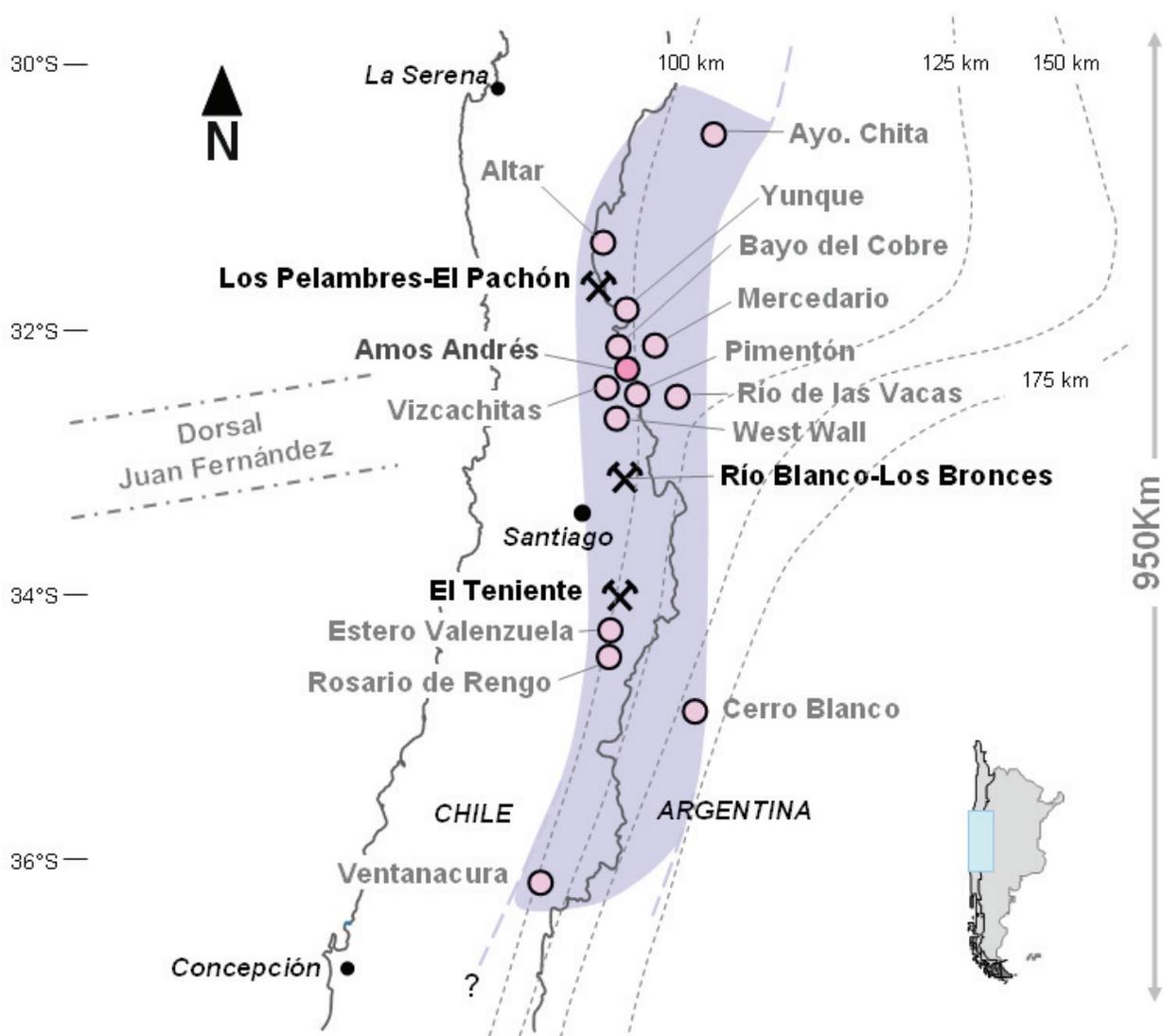


Figura 3. Sub-franja de Chile y Argentina Central con la ubicación del Proyecto Amos Andrés. La franja violeta indica la Franja de Pórfidos de Cobre de Farellones donde se distribuyen las minas y prospectos tipo pórfidos cupríferos de edades Mioceno Medio-Plioceno Inferior (Gígola, 2004). En líneas grises segmentadas se muestra la posición de la Dorsal de Juan Fernández y los contornos de profundidad de la placa oceánica tomado de Yáñez et al. (2002).

En el *cluster* Los Pelambres-El Pachón se ha definido, en base al reciente descubrimiento del centro porfídico llamado Frontera, un complejo que combina mineralización estilo pórfido cuprífero Cu-Mo y Cu-Au, el cual ha incrementado los recursos desde 25 a 31 Mt de cobre fino contenido. El recurso en Los Pelambres es de 4550 Mt @ 0,59% Cu & 0,012% Mo, mientras que en Frontera es de 700 Mt @ 0,52% Cu & 0,1g/t Au (Perelló et al., 2009).

Los altos contenidos de cobre en los yacimientos porfídicos de estos *clusters* tendrían relación con la longevidad y multiplicidad de eventos magmáticos-hidrotermales (Maksaev & Munizaga, 2000; Toro et al., 2009). Para el caso del *cluster* Los Pelambres, la mineralización, coincidente con el desarrollo de vetillas de cuarzo y alteración potásica, se habría producido unos 2,2 Ma después del inicio del magmatismo a los 13,92 Ma, y habría perdurado algo más de 1 Ma (Perelló et al., 2009). El sistema hidrotermal en Los Pelambres habría permanecido activo hasta los 8,15 Ma. En los *clusters* de Río Blanco-Los Bronces y El Teniente, los eventos magmático-hidrotermal se habrían producido entre los 7,5 y 4 Ma (Toro et al., 2009 y Maksaev et al., 2004).

3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La formación del sistema porfídico de cobre Amos Andrés y de los gigantes yacimientos porfídicos de cobre en Chile Central (31°-35°S), se desarrolló cuando la migración del arco hacía el Este causó el magmatismo Terciario que se sobrepuso a la cuenca de intra-arco Oligoceno Coya-Machalí (Godoy et al., 1999; Charrier et al., 2009), dando lugar al emplazamiento de múltiples plutones precursores dentro de la secuencia volcano-sedimentaria, los que presentaron características polifásicas con composiciones variables de dioríticas a granodioríticas, cuya actividad magmática, previa a la hidrotermal, habría durado entre 2 y 3 Ma (Toro et al., 2009). Estos plutones precursores tienen edades que son más jóvenes hacia el sur, las varían entre los 15 Ma, en el sector de Los Pelambres-Teatinos (Perelló et al., 2009; Gígola, 2004), y los 7 Ma en el sector de El Teniente y Río Blanco-Los Bronces (Maksaev et al., 2004; Deckart et al., 2005; Toro et al., 2009).

Este magmatismo antecedió a la formación de los mega yacimientos porfídicos de Cu-Mo El Teniente, Río Blanco-Los Bronces y Los Pelambres-El Pachón, y la de diversos sistemas porfídicos de Cu-Mo formados entre los 17 y 4 Ma (Gígola, 2004), los cuales se relacionan a intrusiones porfídicas multifases tardías que incluyen granodioritas, dioritas, dacitas, cuarzo monzonitas y cuarzo monzodioritas.

Sistemas porfídicos de cobre, de menor envergadura, a nivel de prospectos con leyes de cobre bajas (<0,7% Cu), que se encuentran cercanos a Amos Andrés (Figuras 3 y 4), corresponden a Yunque, Las Ojotas, Cerro Mercedario, El Pelado, Cerro Bayo del Cobre, Vizcachitas, Pimentón, West Wall, Novicio, Arpa, Leiva y Río de las Vacas.

Esta franja de pórfidos cupríferos neógenos coincide con la posición del arco volcánico Mioceno, el cual se extiende a ambos lados de la frontera y al que se asocian las rocas volcánicas de la Formación Farellones (Rivano et al., 1990) y de los Complejos Volcánicos Aconcagua y La Ramada (Ramos et al., 2000; Figura 4). Las rocas de estas unidades consisten en tobas de composición riolítica a dacítica, flujos andesíticos-basálticos e intrusiones de domos andesíticos a riodacíticos, y se les asigna una edad Mioceno (Rivano et al., 1990 y 1993; Ramos et al., 2000; Deckart et al., 2005). Estas rocas sobreyacen discordantemente a las plegadas rocas de la Formación Los Pelambres en Chile (Rivano et al., 1993) y las formaciones Cristo Redentor y Juncal en Argentina (Ramos et al., 2000), con edades Oligoceno-Mioceno Inferior (Figura 4). Éstas a su vez, sobreyacen discordantemente a las rocas volcánicas andesíticas y dacíticas de la Formación Salamanca de edad Cretácico Superior-Oligoceno Inferior, que afloran en el margen occidental, en los alrededores de la Falla Pucuro.

Más hacia el este, en territorio argentino, en los alrededores del sector de Valle Hermoso, afloran, fuertemente plegadas, rocas sedimentarias de edad jurásica correspondientes a las Formaciones Los Patillos (areniscas y calizas marinas), La Manga (calizas marinas), Auquilco (yeso principal) y Tordillo (conglomerados y areniscas rojas). Estas unidades infrayacen en discordancia angular a las secuencias volcanoclásticas cretácicas, y sobreyacen a las rocas de la Formación Rancho de Lata (areniscas, conglomerados y tobas) y del Grupo Choiyoi (riolitas, tobas e ignimbritas) de edades permotriásicas (Ramos et al., 2000; Figura 4).

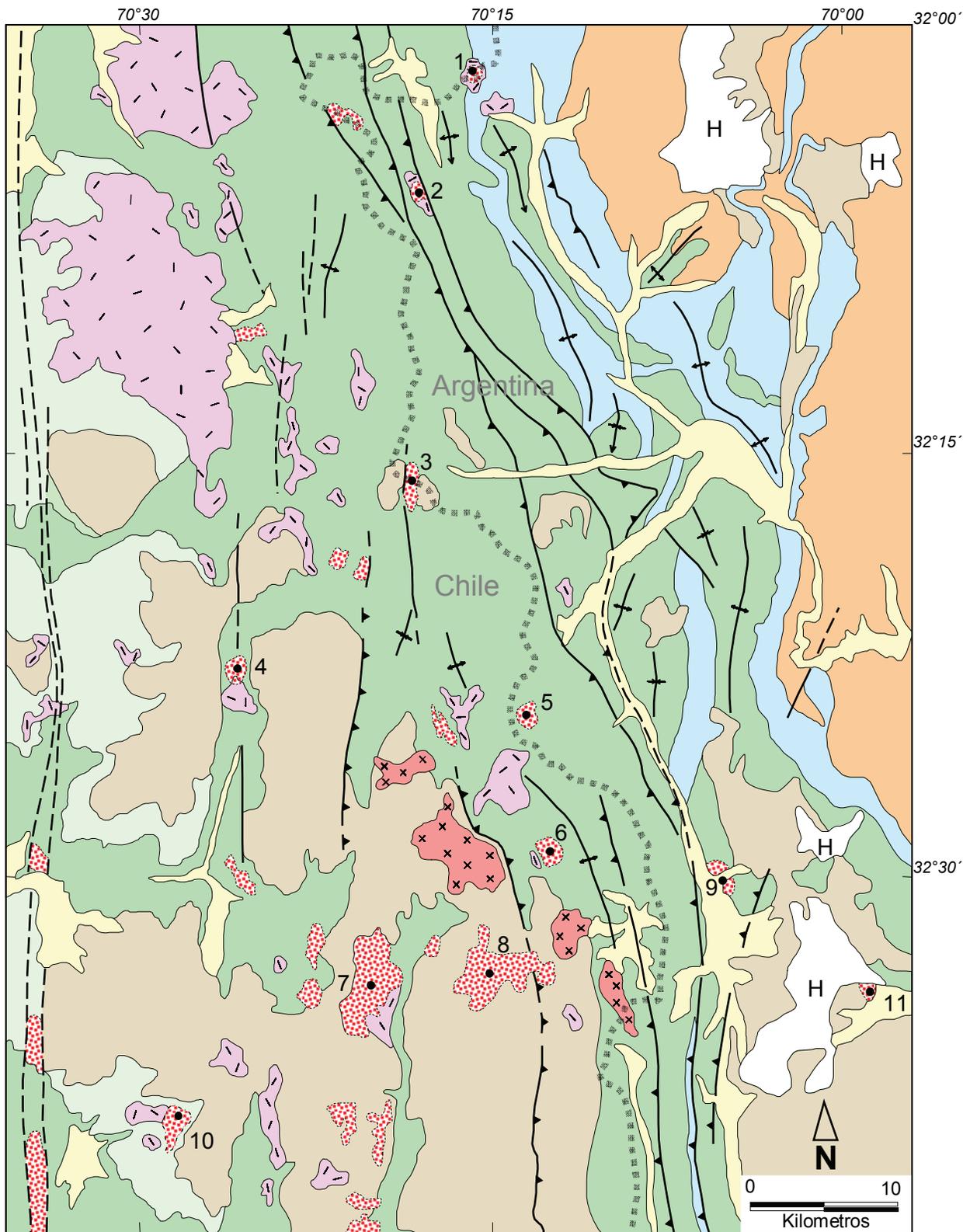


Figura 4. Mapa geológico regional del área de Amos Andrés (modificado de Rivano et al., 1993; Ramos et al., 2000). Para leyenda y simbología ver en la página siguiente. Como prospectos porfídicos de cobre se indica en 1) El Pelado; 2) Cerro Bayo del Cobre; 3) Amos Andrés; 4) Vizcachitas; 5) Valle Hermoso; 6) Pimentón; 7) West Wall; 8) Novicio; 9) Leiva; 10) Arpa y 11) Río de las Vacas.

Leyenda

Cenozoico	Cuaternario		Depósitos aluviales, Coluviales, fluvioglaciales.	
	Terciario	Neógeno		Fm. Farellones, Complejos Volcánicos Aconcagua y La Ramada Ignimbrita, tobas, lavas andesíticas a dacíticas.
Mesozoico	Cretácico Superior		Fm. Los Pelambres, Juncal, Cristo Redentor, Diamante Rocas piroclásticas, epiclásticas, lavas y volcanoclásticas.	
	Jurásico Medio		Fm. Salamanca Lavas andesíticas y dacíticas, breccias volcánicas y tobas.	
	Jurásico Superior		Fm. Tordillo, Auquilco, La Manga, Los Patillos Conglomerados, areniscas rojas, yeso, calizas y areniscas marinas	
Paleozoico	Triásico Superior		Fm. Rancho de Lata, Grupo Choiyoi Areniscas, conglomerados y rocas piroclásticas	
	Pérmico Superior			

Super Unidad Rio Chicharra

Pórfidos dacíticos a cuarzo-feldespático.

Monzodioritas a dioritas monzonitas

Simbología

<p>— — — — — Falla, inferida</p> <p>—▲▲▲ Falla inversa</p> <p>↗ Anticlinal</p> <p>↘ Sinclinal</p>	<p> Alteración hidrotermal</p> <p>2● Prospecto de pórfido cuprífero</p> <p>***** Límite internacional</p> <p> Hielos</p>
---------------------------------------------------------------------------------------------------	--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

Las quebradas y valles, que en su mayoría conforman una morfología de valle glacial, se encuentran rellenas con depósitos glaciares, fluvioglaciares, aluviales, coluviales y

de remoción en masa, de edad cuaternaria (Rivano et al., 1993; Ramos et al., 2000; Figura 4).

Rocas intrusivas, corresponden a la Superunidad Río Chicharra que incluye las unidades Tambillos, Portezuelo del Azufre y Río Cerro Blanco, a las que se les asigna una edad Mioceno (Moscoso et al., 1982; Rivano et al., 1993; Figura 4). Éstas rocas consisten en diversos *stocks* de granitoides epi a mesozonales constituidos por monzonitas, monzogranitos, dioritas y pórfidos dacíticos a granodioríticos, los que se emplazan en las secuencias volcanoclásticas de las formaciones Salamanca, Los Pelambres, Juncal y Farellones (Moscoso et al., 1982; Rivano et al., 1993).

Numerosas fallas, de carácter inverso, con orientaciones NNW-SSE a NS y vergencias al oeste, atraviesan la cordillera generando sobrescurrimientos entre unidades jurásicas, cretácicas y triásicas en territorio argentino, y algunos sobrescurrimientos y posibles deslizamientos de rumbo entre las unidades cretácicas y miocenas en el sector chileno (Rivano et al., 1993; Ramos et al., 2000; Figura 4). En el margen occidental de la Cordillera de Los Andes, aparece la Falla Pocuro, estructura de escala regional y orientación meridiana (Figura 4), que durante el Mioceno habría sufrido una reactivación en forma inversa que pudo contribuir al acortamiento, engrosamiento cortical y alzamiento de la cordillera.

Hacia el sur, en la franja entre los yacimientos Río Blanco-Los Bronces y El Teniente, dos eventos de deformación contraccional que habrían provocado acortamiento y alzamiento regional, se produjeron entre los 19 y 16 Ma y los 8 a los 5 Ma (Kurtz et al., 1997; Maksaev et al., 2009).

4. GEOLOGÍA DE AMOS ANDRÉS

4.1 Litología y Estructura de Amos Andrés

El marco geológico de Amos Andrés se caracteriza por la presencia de diversas unidades de rocas volcanoclásticas, intrusivas porfídicas, unidades de brechas hidrotermales, freatomagmáticas y freáticas, y unidades sedimentarias recientes (Figuras 5 y 6). Las edades de las unidades ígneas comprenden desde el Oligoceno hasta el Mioceno Tardío. En superficie, estas unidades litológicas suelen exponerse

como afloramientos de limitada extensión, los cuales aparecen de preferencia en filos de cerros y/o en quebradas, debido a que la mayor parte de la superficie se encuentra cubierta por depósitos coluviales y morrénicos recientes. Muchas de las unidades que se describen en este trabajo han sido observadas sólo en muestras de testigos de sondajes.

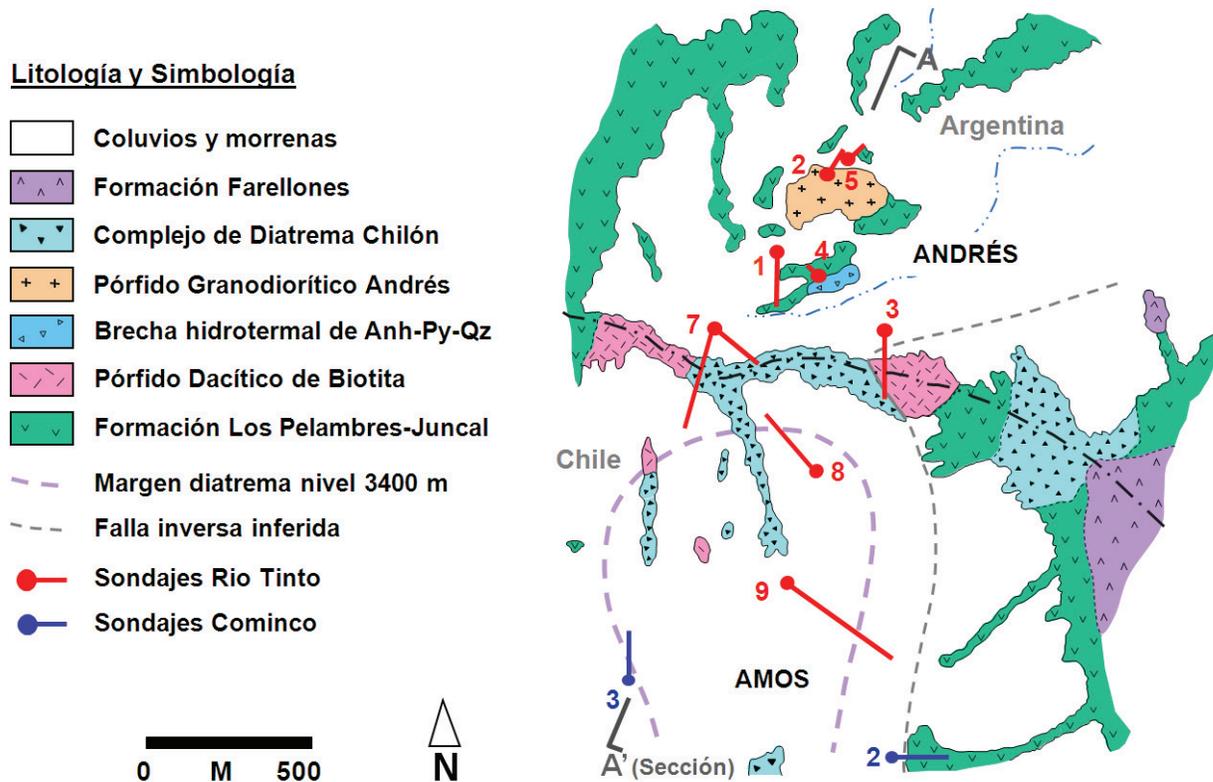


Figura 5. Mapa litológico simplificado del área de Amos Andrés. Para sección ver Figura 6.

En el área de Amos Andrés, intrusiones porfídicas multifases, de edades Mioceno Tardío, constituidas por pórfidos dioríticos, granodioríticos, cuarzo dioríticos, cuarzo monzoníticos y dacíticos, se emplazan dentro de la secuencia volcanoclástica oligocena generando en ellas un amplio halo de alteración hidrotermal, de unos 12 km² de extensión.

De acuerdo a observaciones de superficie y de los resultados de las perforaciones realizadas, se puede postular que en el área se habrían desarrollado al menos dos sistemas porfídicos, uno en el sector de Andrés y otro en el sector de Amos, los cuales se encuentran separados espacial y temporalmente por el Complejo de Diatrema Chilón. En este esquema, el Sistema Andrés sería más antiguo que el de Amos, debido

a que el primero se encuentra cortado por las rocas brechosas de la diatrema, mientras que el segundo la estaría intruyendo. Las unidades intrusivas y de brechas hidrotermales asignadas al Sistema Andrés se disponen en el margen norte, noreste y este de la diatrema, mientras que aquellas asignadas al Sistema Amos son reconocidas en el margen suroeste de la unidad freatomagmática.

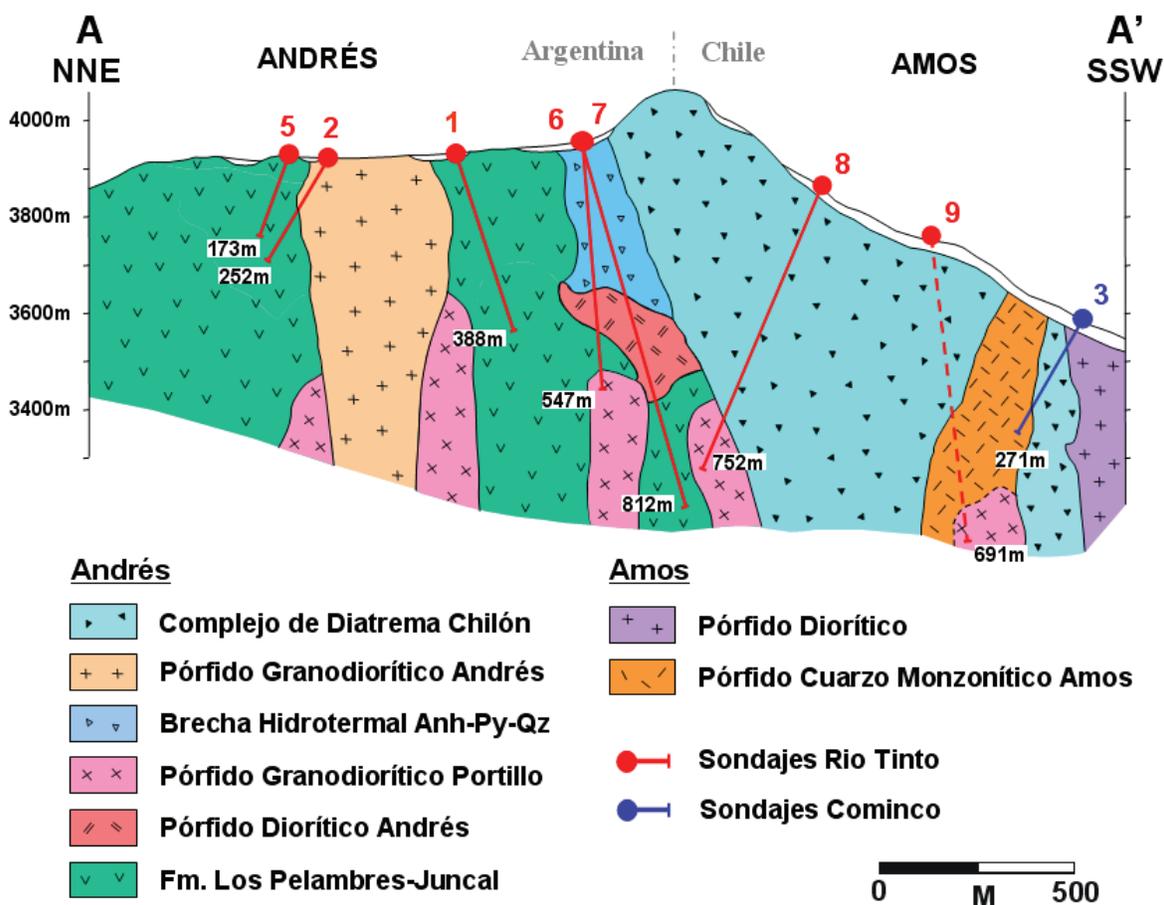


Figura 6. Sección litológica simplificada A-A' del sistema hidrotermal porfídico Amos Andrés. Para ubicación ver Figura 5.

Las distintas unidades litológicas son descritas de más antigua a más joven con respecto a los eventos magmático-hidrotermal acaecidos en el área, de esta forma, han sido agrupadas como unidades Pre-Mineral, Temprano Mineral, Intermineral, Tardío Mineral o Post-Mineral, según su posición en la evolución de los sistemas porfídicos de Andrés y Amos.

En el Sistema Porfídico Andrés, las unidades porfídicas más tempranas reconocidas corresponden a una posición intermineral dentro de la evolución magmático-hidrotermal

del sistema, ya que unidades porfídicas temprano mineral aún no han sido encontradas. Por otro lado, se debe tener en consideración, que tanto las unidades litológicas con sus relaciones de contacto, así como los efectos de alteración y mineralización atribuidos al Sistema Porfídico Amos, sólo han sido observados en muestras de testigos del sondaje AM-03, y en parte del sondaje AM-02.

La geología que a continuación se describirá como parte del marco geológico local se encuentra graficada en detalle en el mapa y secciones litológicas y de alteración, escala 1:5000, de los Anexos 1 y 2, respectivamente.

Unidades Pre-Mineralización

Formación Los Pelambres - Formación Juncal

(Oligoceno-Mioceno Inferior)

(Rivano et al., 1993; Ramos et al., 2000)

En el área del Proyecto Amos Andrés, lavas y tobas andesíticas y dacíticas, amigdaloidales, andesitas ocoíticas, tobas líticas y brechas volcánicas, conforman una secuencia volcanoclástica de gran distribución regional. Éstas aparecen estratificadas y moderadamente plegadas, configurando en el área de estudio un gran sinclinal con limbos de manteos del orden de los 30° y eje de orientación submeridiana (Figura 7).

En la mayoría de los casos, especialmente en muestras de sondajes en la parte central del Sistema Porfídico de Andrés, es muy difícil reconocer las texturas de estas rocas, y a veces su litología, debido a que ésta se encuentra en gran parte destruida a causa de la fuerte alteración que las afecta (Figura 8).

Estas rocas volcanoclásticas alojan los diferentes intrusivos porfídicos que dan origen a la alteración hidrotermal que caracterizan la zona de Amos Andrés (Figuras 5, 6 y 7). En los sondajes AADDH-06 y 07, se observa en profundidad techos colgantes de esta unidad, de hasta 60 metros de diámetro, incluidos dentro de pórfidos interminerales. A lo largo de estos sondajes, se observa que estas rocas volcánicas han sido afectadas por fuerte brechizamiento con cemento de anhidrita-cuarzo-pirita.

También es común observar estas rocas como xenolitos subredondeados, de diámetros variables de 1 a 5 cm, en los márgenes de intrusión de los pórfidos (Figura 9).



Figura 7. Vista panorámica hacia el sureste, donde se observa la parte norte del sector Andrés y las nacientes del Arroyo de La Honda en la Laguna Ojitos Azules. Notar cómo la alteración hidrotermal afecta a las rocas de la Formación Los Pelambres-Juncal, cuya estratificación se indica con líneas verdes. Las áreas delineadas con línea color amarilla se interpreta como flujos, sills y domos (d), correspondientes a la Formación Farellones.

En el área de estudio, estas rocas volcánicas han sido asignadas a la Formación Juncal en el lado argentino y a la Formación Los Pelambres en Chile (Rivano et al., 1990; Ramos et al., 2000), la cual es correlacionable hacia el sur, con las formaciones Abanico y Coya Machalí (Moscoso et al. 1982; Hollings et al., 2005). Diversas dataciones radiométricas K-Ar en biotita, reportadas por Rivano et al. (1993) y Moscoso et al. (1982), dan una edad en el rango de 25,4 a 18,6 Ma. Estas edades son consistentes con la obtenida por Hollings et al. (2005) para rocas de esta unidad en el área de San Felipe, la que entregó una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ “plateau” de $21,9 \pm 2,2$ Ma. Por consiguiente, se le asigna una edad Oligoceno-Mioceno Inferior.

Dado que estas rocas alojan a todas las unidades intrusivas y de brechas, y cargan además, con los efectos de los diversos eventos de alteración y mineralización hidrotermal desarrollados en el área, es que se les ha asignado una posición pre-mineral en la evolución del sistema magmático-hidrotermal de Amos Andrés.

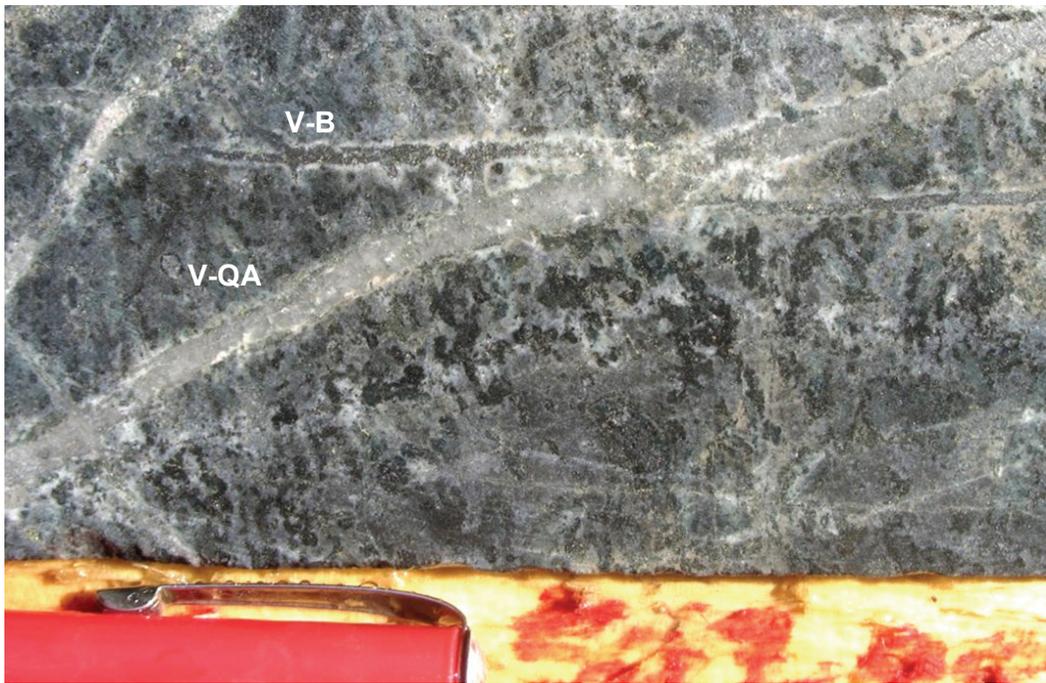


Figura 8. Muestra de testigo del metro 502 del sondaje AADDH-06, donde se observa una andesita porfírica afectada por fuerte alteración biotítica y diseminaciones de magnetita. Vetilleo de cuarzo tipo "A" (V-QA) corta a una vetilla de biotita temprana (VB). Mineralización fina diseminada corresponde a calcopirita y pirita.

Unidades Interminerales - Sistema Porfídico Andrés

Las unidades interminerales asignadas al Sistema Porfídico Andrés corresponden a *stocks* porfíricos y cuerpos de brechas hidrotermales, que si bien en su mayoría son observados en profundidad en el sector de Andrés, también aparecen en la parte profunda de sondajes en el sector de Amos (Figura 6). Unidades Temprano Mineral no han sido aún reconocidas en el área de Andrés, pudiendo éstas encontrarse a mayor profundidad de lo hasta ahora explorado, o más hacia el este y sureste del borde fronterizo.

Pórfido Diorítico Andrés

Las rocas de esta unidad intrusiva han sido observadas únicamente a lo largo del sondaje AADDH-06, entre los 365 y 436 metros (Figura 6), donde aparece en contacto

con las rocas volcánicas de la Formación Los Pelambres-Juncal y con una brecha hidrotermal.

Estas rocas muestran una textura porfídica bien preservada (Figuras 9 y 10), con rasgos de flujo, conteniendo abundantes fenocristales de plagioclasa (25%, 1-3 mm), relictos de biotita tabular (5-6 %, 0,5-1 mm) y anfíbol (3-4 %, 0,5-2 mm), y escasos “ojos” de cuarzo (Figura 10), los que se encuentran incluidos en una masa fundamental microcristalina fina (0,05 mm) compuesta principalmente por cuarzo, plagioclasa, biotita fina y abundante apatito hidrotermal. Es común encontrar abundantes relictos de titanomagnetita con remanentes de inclusiones primarias de circones y apatito.



Figura 9. Muestra de testigo del sondaje AADDH-06, a 432 metros de profundidad, que muestra al Pórfido Diorítico Andrés (lado izquierdo) intruyendo a andesitas porfíricas con fuerte alteración potásica (lado derecho). Notar la presencia de xenolitos de andesitas en el borde del pórfido.

Gran parte del margen norte de esta unidad ha sido brechizada hidrotermalmente y genera una brecha clastosoportada con cemento de anhidrita-cuarzo-pirita, con clastos subangulosos a subredondeados, comunmente de 1 a 15 cm de diámetro, conteniendo vetillas de cuarzo truncadas en sus bordes. Hacia el sur, este pórfido intruye a andesitas de la Formación Los Pelambres-Juncal (Figura 9), donde es posible observar que las vetillas de cuarzo tempranas tipo “A” que atraviesan a las andesitas, aparecen truncadas en el contacto con el pórfido diorítico. Además, en el margen del pórfido, se observan xenolitos de vetillas de cuarzo y de andesitas. Los fragmentos andesíticos son subredondeados y presentan efectos de fuerte alteración potásica, con tamaños

variables de 1 a 10 cm (Figura 9). Las vetillas de cuarzo que ocurren en este sector son onduladas y otras rectilíneas, similares a las tipo “A” y tipo “B”, respectivamente, que han sido descritas por Gustafson & Hunt (1975).

A este pórfido diorítico se le ha asignado una posición intermineral debido a que intruye a andesitas con alteración potásica y vetilleos de cuarzo tipo “A” que se truncan en su contacto. No obstante, es el más temprano entre los pórfidos interminerales reconocidos, debido a que de acuerdo a Sillitoe (2000), ha sido afectado por un vetilleo de cuarzo de tipo “A” y “B” más intenso que en las otras unidades intrusivas, y sus contenidos de cobre son notablemente mayores.

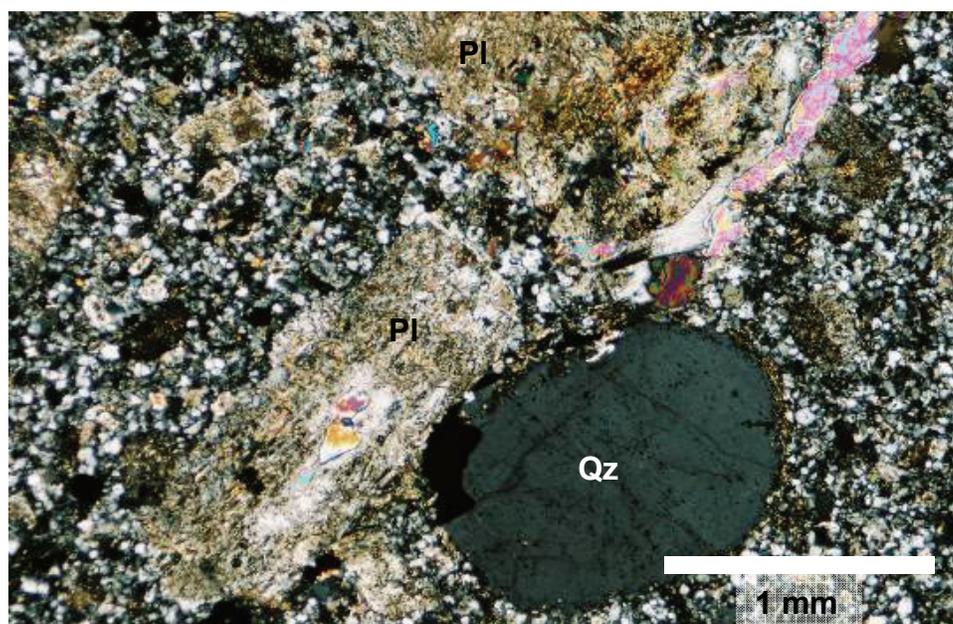


Figura 10. Muestra petrográfica del metro 425 del sondaje AADDH-06, que muestra una textura porfídica en el Pórfido Diorítico Andrés, con un pequeño “Ojo” de cuarzo redondeado (Qz), en contacto con un fenocristal de plagioclasa (Pl) argilizado. Nícoles cruzados, aumento 4x.

Pórfido Granodiorítico Portillo

Se ha asignado a esta unidad, diversos cuerpos de roca granodiorítica que aparecen en la parte profunda de los sondajes AADDH-01, 04, 06, 08 y 09 (Figura 6). Rocas similares también se pueden apreciar en algunos afloramientos o rodados hacia el sur del sondaje AADDH-02, y en el margen NE del sector de Amos. Estas rocas, de los distintos cuerpos identificados, muestran una composición y textura común, además de efectos de alteración y mineralización similares. No obstante, es posible que

justamente, de acuerdo a las variaciones en las intensidades de alteración y mineralización que los afectan, alguno de ellos pueda corresponder a intrusiones más tardías o más tempranas.



Figura 10. Muestras de testigo del Pórfido Granodiorítico Portillo, en el metro 530 del sondaje AADDH-09, afectado por fuerte alteración potásica y vetillas de cuarzo tipo "B" con molibdenita. Mineralización diseminada de calcopirita es mayor a pirita.

Esta unidad corresponde a una roca intrusiva holocristalina de textura hipidiomórfica inequigranular, porfídica gruesa "semi-cerrada", compuesta por cristales mayores de plagioclasa de 1-5 mm (35-40%), biotitas de 0,5-3 mm (6%), abundantes formas relictas de anfíbolos de 2-4 mm de largo (4-6%) y ojos de cuarzo de 1-3 mm (Figuras 10 y 11). La fase intersticial corresponde a un agregado granular (0,05-0,3 mm), con cristales de plagioclasa, biotita, feldespato potásico junto a una fase más fina de cuarzo, modificado por efecto de alteración. Destaca la ocurrencia de circones de hasta 0,1 mm.

Este pórfido granodiorítico intruye a las volcanitas de la Fm. Los Pelambres-Juncal en los sondajes AADDH-04, 07 y 08, y en el sondaje AADDH-01, donde se emplazan como diques. En el contacto se puede ver que vetillas de cuarzo de tipos "A" y "B", que atraviesan las rocas volcánicas, se truncan en el contacto con el pórfido (Figura 12). En el margen del pórfido es común encontrar xenolitos redondeados de rocas volcánicas fuertemente alteradas y fragmentos de vetillas de cuarzo.

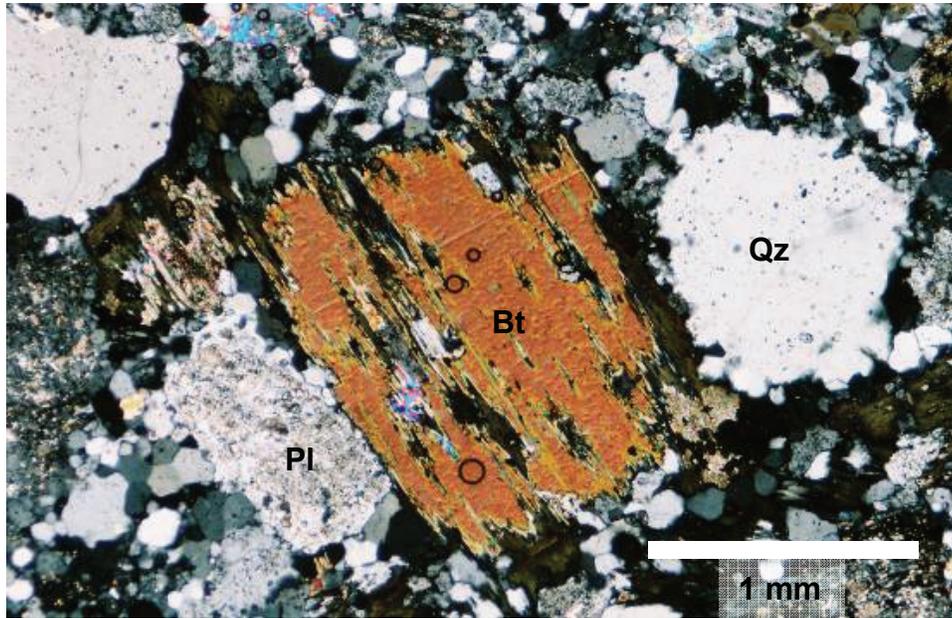


Figura 11. Muestra petrográfica del metro 536 del sondaje AADDH-06, que muestra al pórfido Granodiorítico Portillo con textura porfídica, con fenocristales de biotita (Bt), con alteración parcial a clorita, sericita, calcita y sulfuros, junto a algunos pequeños ojos de cuarzo (Qz) y fases intersticiales con cuarzo más fino y abundante feldespato potásico, apatito y sulfuros diseminados. Nícoles cruzados, aumento 4x.



Figura 12. Foto del sondaje AADDH-06, a 496 metros de profundidad, que muestra un contacto entre el Pórfido Granodiorítico (lado izquierdo) y andesitas ocoíticas correspondientes a la Formación Los Pelambres-Juncal (lado derecho). Notar como los eventos tempranos de alteración y mineralización en la andesita son truncados en el contacto con el pórfido intermineral. Ambas litologías se encuentran afectadas por fuerte alteración potásica y por vetillas de cuarzo tipo "A" (V-QA).

Esta unidad granodiorítica está intruida por el Pórfido Granodiorítico Andrés, por el pórfido diorítico fino (AADDH-04) y por diques cuarzo dioríticos tardío mineral (sondaje AADDH-08). También, está cortado por la brecha hidrotermal de anhidrita-cuarzo-pirita en el sondaje AADDH-06, por las tobas brechosas del Complejo de Diatrema Chilón y por diques de guijarros identificados en los sondajes AADDH-08 y 09 (Figura 6).

De acuerdo a las relaciones de contacto de las rocas asignadas a esta unidad, se ha determinado una etapa intermineral para su emplazamiento. Aunque, su menor densidad de vetillas de cuarzo y sus menores contenidos de cobre respecto al Pórfido Diorítico Andrés, permiten sugerir que ésta se habría emplazado después, en una etapa intermineral media.

Pórfido Dacítico de Biotita

El pórfido dacítico aflora ampliamente en el sector fronterizo, a ambos lados del Complejo de Diatrema Chilón (Figura 5), y se observa a lo largo del sondaje AADDH-03. Este pórfido muestra una textura porfídica de grano medio compuesta por abundantes fenocristales tabulares de plagioclasa bien desarrollados de 1-2 mm (30-40%, Figura 13), relictos de “books” de biotita de 0,5-1 mm (4-5%), algunas anfíbolas y escasos “ojos” de cuarzo, contenidos en una masa fundamental de composición felsítica que muestra ciertos rasgos de flujo en torno a los fenocristales. Esta masa fundamental contiene plagioclasas pequeñas, abundantes relictos de titanomagnetita, parcial o totalmente alterados a rutilo. El material intersticial, corresponde a un agregado fino de feldespatos potásico con cuarzo, con abundantes minerales opacos diseminados (Figura 13). Como relictos de minerales accesorios del pórfido original, se observan circones bien desarrollados de hasta 0.2 mm.

En superficie, sus contactos con las rocas volcanoclásticas y otros cuerpos porfídicos no son claros. En el margen occidental del sector fronterizo, se observa al pórfido dacítico cortado por el Complejo de Diatrema Chilón, mientras que en el margen oriental, aparece cabalgando a éste por una falla inversa (Figura 5). En el sondaje AADDH-03 se puede observar que este pórfido dacítico, es cortado por brechas con anhidrita-cuarzo-pirita, por diques de guijarros y por diques de pórfido dacítico.

En consideración a los efectos de alteración y mineralización que presentan las rocas de este pórfido, es decir, escaso desarrollo de vetillas de cuarzo y bajos contenidos de cobre, se le ha asignado una posición intermineral tardía en la evolución del sistema hidrotermal, esto, a pesar de sus escasas relaciones de contacto.

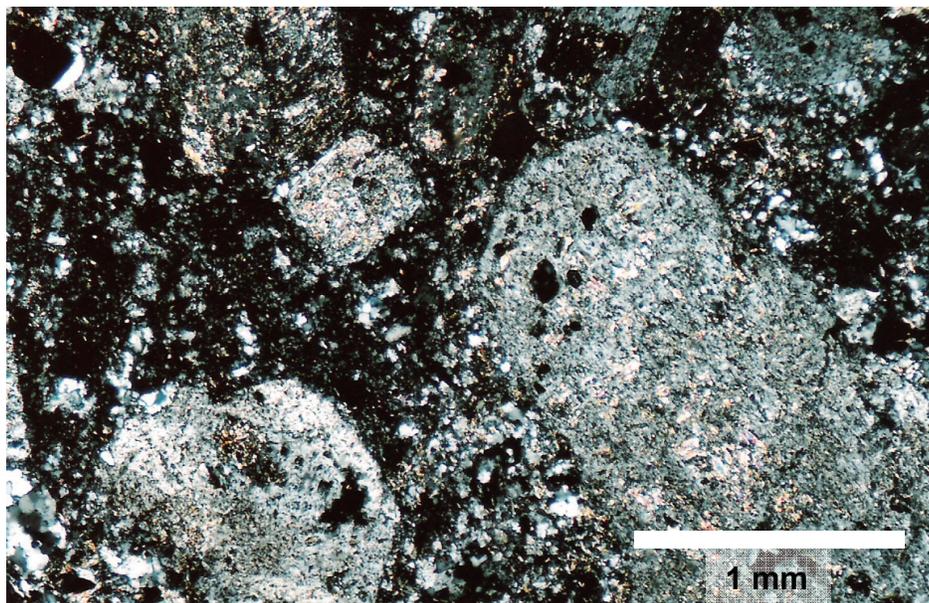


Figura 13. Muestra petrográfica del metro 180 del sondaje AADDH-03, que muestra la textura porfídica del Pórfido dacítico de biotita, con fenocristales de plagioclasa, con la superficie alterada a feldespato potásico, con sobreposición de illita y smectitas. La masa fundamental es oscura, con feldespato potásico, clorita y escaso cuarzo. Nícoles cruzados, aumento 4x.

Brecha Magmático-Hidrotermal con Anhidrita, Cuarzo y Pirita

Esta unidad de brecha aparece moderadamente lixiviada en escasos afloramientos y en algunos rodados en los alrededores del límite fronterizo (Figuras 5, 6 y 14), mejores ejemplos de ella, se han encontrados en los sondajes AADDH-06 y 07 (Figura 6). De acuerdo a las intersecciones de sondajes y en consideración que se desconoce su geometría, se podría estimar para este cuerpo de brecha hidrotermal un diámetro mínimo de extensión de 200 metros.

Estas rocas presentan una textura brechosa gruesa, clasto-soportada, donde estrechos espacios se encuentran rellenos con anhidrita, cuarzo, pirita y trazas de calcopirita. Los clastos son subangulosos a subredondeados de dimensiones de 1 a 15 cm, no obstante, en algunos casos se han observado clastos de hasta 1 metro de diámetro.

Estas brechas, en general, son monomíticas y la composición de los clastos corresponde al entorno del cuerpo brechizado. Tal es el caso en el sondaje AADDH-06 y 07, donde la brechización ocurrió en el sector de contacto entre andesitas porfíricas y el Pórfido Diorítico Andrés, de modo que una parte de la brecha está dominada por clastos de andesitas y la otra, por clastos del pórfido.



Figura 14. Brecha hidrotermal clasto-soportada de anhidrita, pirita y cuarzo, con efectos de lixiviación supérgena. Notar las cavidades dejadas por la lixiviación de la anhidrita producto de la acción de aguas meteóricas.

Localmente, esta brecha corta a rocas volcánicas y a todos los pórfidos antes mencionados. De hecho, es común observar en los clastos, tanto de pórfidos como de rocas volcánicas, vetillas de cuarzo tipos “A” y “B” confinados a éstos. Esta brecha es cortada a su vez por diques de pórfido dacítico, por las rocas del Complejo de Diatrema Chilón, y por diques de guijarros. Sus relaciones de contacto permiten asignarle una posición intermineral en el Sistema Porfídico de Andrés.

Unidades Tardío Mineral - Sistema Porfídico Andrés

Pórfido Diorítico Fino

Las rocas de esta unidad intrusiva se encuentran en los sondajes AADDH-02, 04 y 05. Petrográficamente, muestran una textura porfídica afieltrada de grano fino (Figuras 15 y 16), muy bien desarrollada, con grandes fenocristales de plagioclasa (40%, 1-4 mm), y abundantes minerales máficos, especialmente como fases intersticiales, que incluye relictos de anfíbolos (15-18%, 1-3 mm), reemplazados por biotita fina cloritizada, y biotitas primarias parcialmente cloritizadas (3%, 0,5-1 mm). Las fases intersticiales presentan una textura intergranular (0,1-0,3 mm), compuesta por plagioclasas frescas y abundantes minerales máficos finos reemplazados por biotita secundaria parcialmente cloritizada, además de minerales opacos que corresponderían a magnetita (6%) (Figuras 15 y 16).



Figura 15. Muestra de testigo del sondaje AADDH-02, a 79 metros de profundidad, que muestra al Pórfido Diorítico Fino afectado por fuerte alteración biotítica. Note la vetilla de biotita temprana atravesando la roca, sin halo de alteración visible a escala macroscópica.

Las rocas de esta unidad se presentan como diques intruyendo rocas volcánicas andesíticas en el sondaje AADDH-05, e intruyendo al Pórfido Granodiorítico Portillo en

el sondaje AADDH-04. En el sondaje AADDH-02, se observan las rocas de esta diorita intruidas por el Pórfido Granodiorítico Andrés.

Tanto las relaciones de contacto, como los efectos de alteración y mineralización que le afectan, permiten asignar a este pórfido diorítico a una etapa tardío mineral.

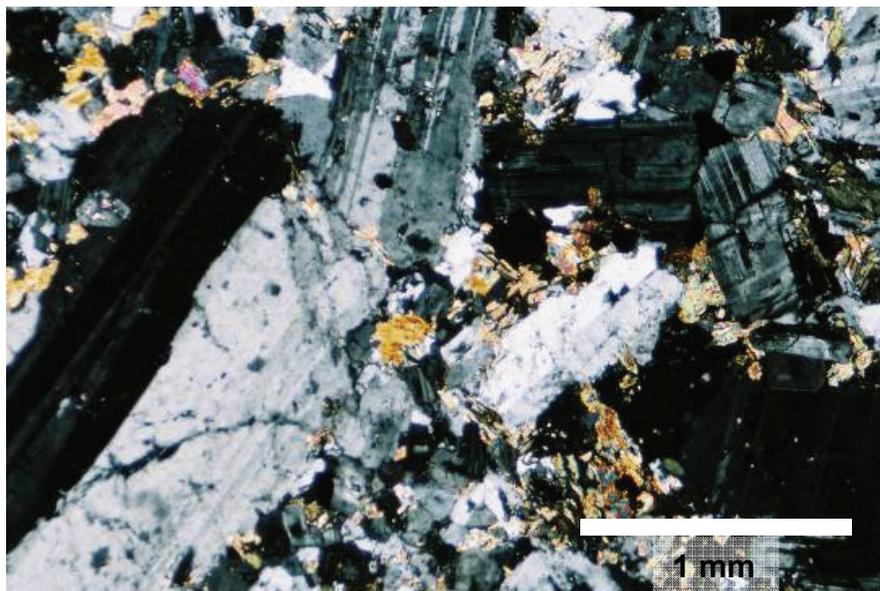


Figura 16. Muestra petrográfica del metro 79,3 del sondaje AADDH-02, donde se observa el aspecto de la textura porfídica afieltrada, con fenocristales gruesos de plagioclasa entrelazados y orientados, con una fase intersticial fina en este sector, con plagioclasas menores y minerales máficos reemplazados por biotita parcialmente cloritizada y magnetita. Nícoles cruzados, aumento 4x.

Pórfido Granodiorítico Andrés

Este *stock* intrusivo aflora en territorio argentino a unos 350 m al norte de la frontera con Chile (Figuras 5 y 6). Sus afloramientos configuran una geometría semicircular de unos 300 m en sentido EW y unos 250 m en sentido NS. Cuerpos de menor envergadura afloran como apófisis hacia el este del cuerpo central.

Estas rocas exhiben una textura porfídica, con alto contraste granulométrico entre los fenocristales (1-4 mm) y la masa fundamental cuarzo-feldespática microgranular del orden de 0,03 mm (Figura 17). Esta característica permitiría denominar la roca con un nombre volcanogénico (“pórfido dacítico”). Sin embargo, se ha denominado “pórfido granodiorítico”, haciendo la salvedad que la masa fundamental es muy fina e indica un

enfriamiento epizonal rápido. Los fenocristales están conformados por plagioclasas (35%, 4-1 mm), hornblendas (6-8%, 2-4 mm), “ojos” de cuarzo (4-5%, 0,8-1 mm) y biotita primaria (4-5%, 0,5-1,5 mm), incluidos en una masa fundamental microgranular fina de composición cuarzo feldespática sin rasgos de flujo. Este Pórfido Granodiorítico presenta leve a moderada alteración propilítica, representada por sobreimposición de minerales máficos por clorita y epidota, y por diseminaciones de pirita fresca del orden del 2%. Los fenocristales de plagioclasa suelen encontrarse prácticamente inalterados, sin embargo, en las cercanías de vetillas de pirita tipo “D”, presentan sobreimposición de sericita-illita.

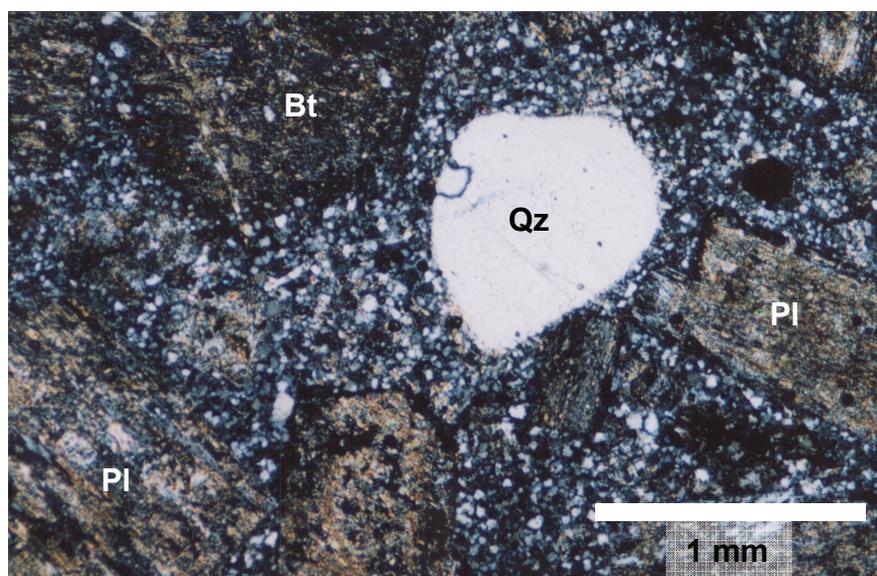


Figura 17. Corte transparente de una muestra superficial del pórfido granodiorítico grueso de hornblenda y biotita (Bt). Cristales tabulares argilizados de plagioclasa (PI), con smectitas e illita, y un fenocristal parcialmente reabsorbido de cuarzo (Qz), incluido en la masa fundamental del pórfido cuarzo feldespática muy fina. Nicoles cruzados, aumento 4x.

Este pórfido granodiorítico intruye, en el sondaje AADDH-02, a rocas del Pórfido Diorítico Fino y a rocas andesíticas de la Formación Los Pelambres-Juncal (Figuras 5 y 6). En el contacto con las andesitas, es común observar en el margen del pórfido, xenolitos subredondeados de éstas conteniendo, en la mayoría de los casos, vetillas de cuarzo confinadas y fuerte alteración potásica biotítica.

Las características magmático-hidrotermal que presenta esta unidad, tales como textura bien preservada, alteración propilítica, menor densidad o total ausencia de vetillas de cuarzo, truncación de vetillas y de alteración potásica en las rocas que intruye, y la

abrupta disminución de los contenidos de cobre (~500ppm Cu, respecto a ~3500ppm Cu en rocas volcánicas huésped), son aspectos clásicos de intrusiones formadas en una posición tardía mineral dentro de la evolución de los sistemas porfídicos (Sillitoe, 2000; Sillitoe, 2010). Por lo que se asigna a esta unidad intrusiva a una etapa tardía mineral dentro de la evolución magmático-hidrotermal del Sistema Pórfido Andrés.

Complejo de Diatrema Chilón

Las rocas que conforman la megaestructura definida como el Complejo de Diatrema Chilón, afloran ampliamente en el sector centro sur del área, extendiéndose desde el sector de la línea fronteriza hacia el sur, en territorio chileno (Figuras 5 y 6).



Figura 18. Detalle de afloramiento de toba dacítica brechosa con clastos subredondeados de unidades correspondientes al Sistema Porfídico Andrés. Notar clastos del Pórfido Granodiorítico Portillo con vetilla de cuarzo tipo “B” confinada.

En base a la distribución de sus afloramientos e intersección de sondajes, se estima que las dimensiones superficiales de esta megaestructura serían de unos 1500 metros en sentido NS y de unos 800 metros en sentido EW. Su geometría superficial no es clara, debido a que se encuentra en gran parte cubierta por depósitos morrénicos y

coluviales, pero se especula, de acuerdo a los sondajes que la interceptan (AADDH-08 y 09), que podría ser de tipo ovoide elongada en dirección norte-sur y de flancos inclinados hacia adentro, configurando una geometría de cono invertido. Este hecho queda demostrado en el sector fronterizo, donde los sondajes AADDH-06 y 07, que alcanzaron una proyección horizontal de casi 90 a más de 100 metros por debajo de afloramientos de la diatrema, no interceptaron sus rocas. Este argumento permite indicar que los afloramientos del sector fronterizo corresponderían a una delgada capa, posiblemente el contacto norte de la diatrema, que se engrosaría progresivamente hacia el sur, sugiriendo que el centro o conducto de emisión de ella se encontraría hacia el sur, en el sector de Amos.



Figura 19. Afloramientos de la diatrema en el sector fronterizo. Note la marcada estratificación que presenta, lo cual sugiere un ambiente de anillo de toba o depósito de oleada (*base surge*).

Tanto en los afloramientos como en muestras de testigos de los sondajes AM-3, AADDH-08 y 09, que la interceptan (Figuras 5 y 6), se observa que esta unidad de brecha es mayormente matriz soportada, de grano fino (~2mm), conformada por una matriz de toba cristalina de composición dacítica, además de polvo de roca. El material tobáceo se constituye de fragmentos, quebrados y/o intactos, de plagioclasas, abundantes cristales de cuarzo redondeado, minerales máficos y fino material

vitroclástico cinerítico, mostrando un claro rasgo piroclástico (Figuras 20 y 21). El alto contenido de clastos englobados en esta matriz tobácea permite nombrar a estas rocas, de acuerdo a White & Houghton (2006), como tobas dacíticas brechosas.

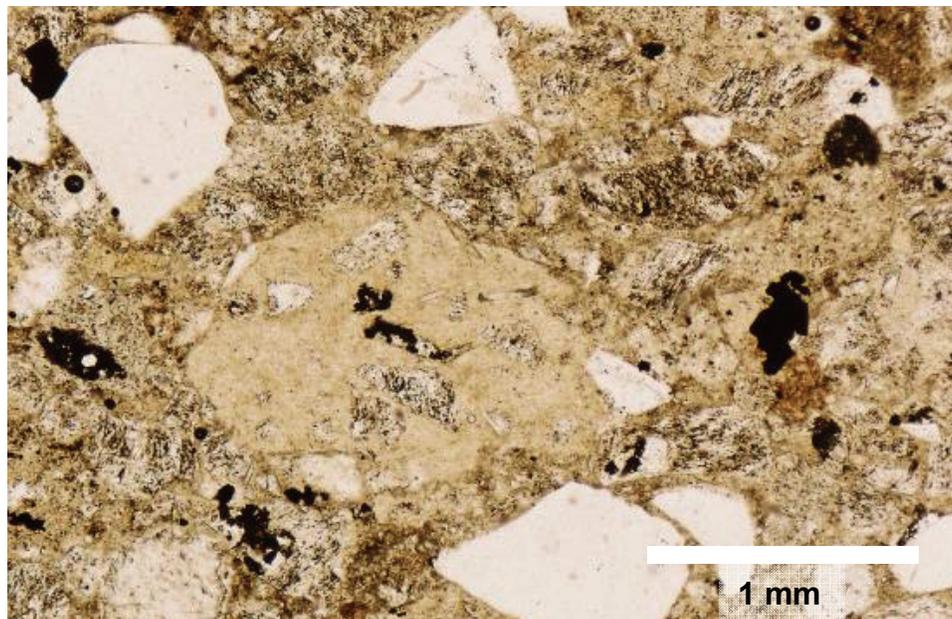


Figura 20. En muestra petrográfica del metro 268 del sondaje AADDH-06, se observa el aspecto de los líticos volcánicos que probablemente corresponden a tobas finas (centro de la foto). El material de la matriz muestra fragmentos vitroclásticos con esquirlas vítreas alteradas a illita y clorita, siguiendo ciertos rasgos de flujo. Allí también se han formado unos cúmulos finos de pirita cúbica. Nícoles paralelos, aumento 4x.

Los clastos o líticos accidentales derivados de las rocas huéspedes que incluye esta toba dacítica brechosa son heterolitológicos, de geometría redondeada a subangulosa y de dimensiones variables de varios milímetros a 2 ó 3 metros de diámetro, los cuales provienen de todas las unidades litológicas en contacto con esta megaestructura (Figura 18). La mayoría de los clastos presentan evidencias de alteración hidrotermal y vetillas de cuarzo confinadas (Figura 18), los que estarían relacionados a eventos magmáticos-hidrotermales asociados al Sistema Porfídico Andrés, desarrollados con anterioridad a la formación de la diatrema. Cabe destacar, que muchos de los clastos corresponden a facies tempranas de la diatrema, es decir, son clastos de toba dacítica brechosa incluidos dentro de una matriz tobácea brechosa más tardía (Figura 21).

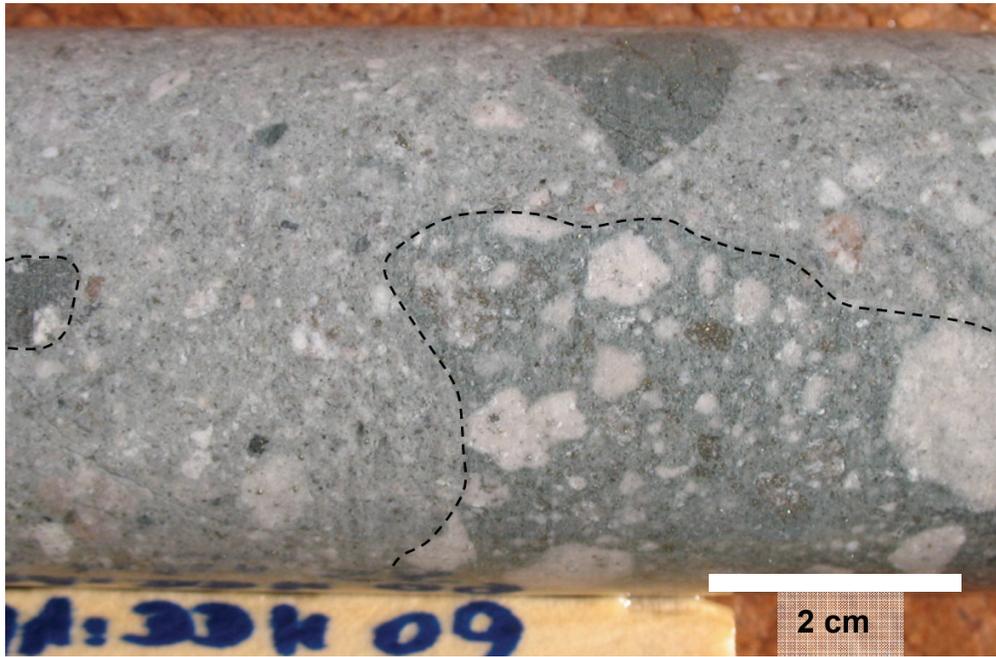


Figura 21. Foto del sondaje AADDH-09, a 441 metros de profundidad, que muestra la toba brechosa conteniendo clastos de facies más tempranas de la diatrema.



Figura 22. Foto del sondaje AADDH-09, a 268 metros de profundidad, que muestra la toba brechosa con estratificación paralela.

Se puede indicar, en general, que esta unidad se compone de dos tipos de brechas, por una parte, la más común y abundante, consistente en una toba brechosa masiva, matriz soportada, desprovista de estratificación; y por otra, un depósito más clasto soportado, de grano fino, que presenta estratificación planar y/o cruzada de bajo ángulo.

Afloramientos de estas tobas brechosas con desarrollo de estratificación (Figuras 19, 22 y 24), que incluye estratificación cruzada de bajo ángulo, aparecen en el sector fronterizo y entre los 250 y 350 metros del sondaje AADDH-09 (Figura 22). En el sector fronterizo, la estratificación es variable con rumbos de N60°E a N35°E y manteos de 30° a 35°SE. Estas tobas brechosas con estratificación cruzada son similares a aquellas formadas en ambientes de surtidores de base (*base surge*) o anillo de tobas alrededor de los cráteres o maar de diatremas (Sillitoe, 1985; Lorenz, 2003; Tămas & Milesi, 2002; Vázquez & Ort, 2006).

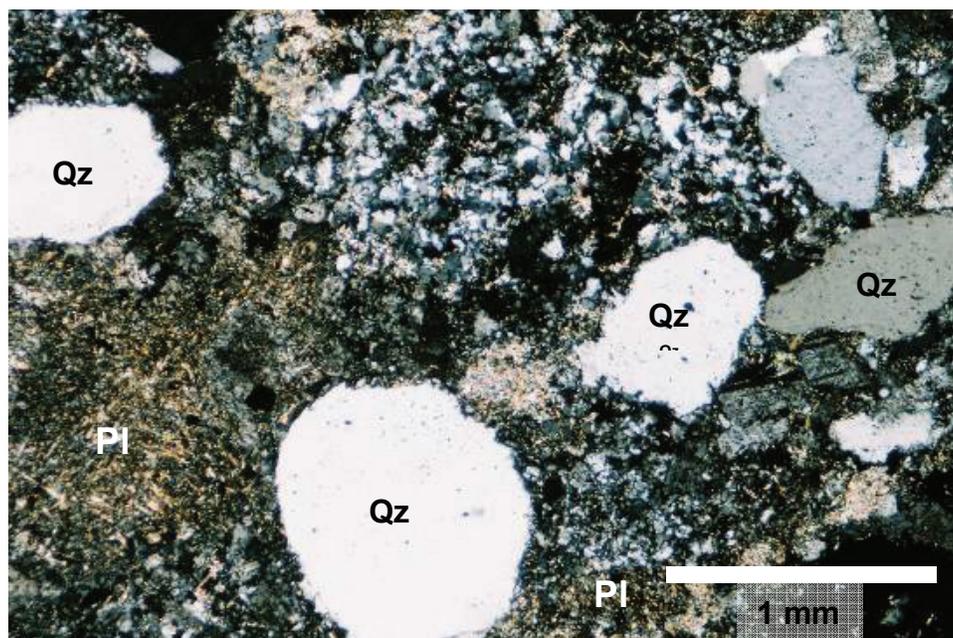


Figura 23. Foto de muestra petrográfica del metro 140,8 del sondaje AM3, donde se observa una toba con abundantes fragmentos de cuarzo redondeado, y de cristales de plagioclasa alterados, observándose la matriz fina silicificada intersticial (sector inferior de la foto). Nicoles cruzados, aumento 4x.

El componente juvenil de la matriz, dado por la presencia de cuarzo redondeado (de origen volcánico), material vitroclástico cinerítico, y fragmentos de plagioclasa, los que se han enfriados directamente desde un magma eruptado (Figuras 20 y 23), evidencia un origen freatomagmático para esta estructura volcánica (Sillitoe, 1985 y 2000; Seedorff et al., 2005; Tămas & Milesi, 2002). Esta megaestructura se fue formando a través de sucesivas explosiones volcánicas (Sillitoe, 1985; Tămas & Milesi, 2002; Lorenz, 2003), lo que es corroborado por la presencia de clastos de facies de brechas más tempranas dentro de depósitos de tobas brechosas más tardías (Figura 21).

En los sondajes AADDH-08 y 09 se puede observar que diques o cuerpos menores de un pórfido de composición dacítica se emplazan intruyendo a las tobas brechosas de la diatrema. No obstante, en el sondaje AADDH-09 también se observa que la diatrema corta a estos diques e incluye clastos de éstos en la brecha. Esta doble relación de contacto sugiere que la intrusión de estos pórfidos dacíticos se habría realizado durante y después de la formación de la diatrema. Esto conduce a pensar que estas rocas serían parte del magma que habría gatillado las explosiones freatomagmáticas al entrar en contacto con aguas subterráneas, el cual, una vez terminada la interacción con estas aguas, habrían seguido ascendiendo en forma de diques (Lorenz, 2003; Tămas & Milesi, 2002). Sin embargo, activaciones posteriores de la diatrema, habrían cortado parte de los diques ya formados.



Figura 24. Afloramiento de la toba dacítica brechosa del sector fronterizo, con estratificación cruzada sugiriendo un ambiente de surtidor de base o anillo de tobas.

El alto contenido de clastos con indicios de mineralización y vetilleos de cuarzo de tipos “A” y “B” confinados, provenientes de las unidades litológicas identificadas en el Sistema Porfídico de Andrés, además del hecho que en el sondaje AADDH-08 las rocas de la diatrema cortan a las rocas del Pórfido Granodiorítico Portillo (Figuras 18 y 45), muestra claramente que el complejo de diatrema concluye, junto a los diques dacíticos y de guijarros, la evolución magmático-hidrotermal del Sistema Porfídico Andrés.

Por otro lado, en la parte profunda del sondaje AM-3, en el sector de Amos, se observa al Pórfido Cuarzo Monzonítico Amos intruyendo a las rocas brechosas de la diatrema (Figura 6), lo que permite indicar que en el sector de Amos se habrían intruido fases porfídicas más tardías, con posterioridad al desarrollo del Sistema Porfídico Andrés y a la formación del Complejo de Diatrema Chilón. De esta manera, el Complejo de Diatrema Chilón quedaría en una posición intermedia, tanto temporal como espacial, entre los sistemas porfídicos de Andrés y Amos.

La formación de esta brecha freatomagmática pudo ser originada por la combinación de dos complejos procesos, primero, interacción directa de magma y fuentes de aguas externas, tales como un acuífero, a profundidades de 1 a 2 km (Sillitoe, 1985; Seedorff et al., 2005; Tămas & Milesi, 2002), la que habría sido favorecida por la ocurrencia de altas tasas de denudación en corto tiempo, durante el Mioceno Tardío (Camus, 2003; Kurtz et al., 1997; Maksaev et al., 2009), como resultado de altas tasas de alzamiento tectónico regional producto del régimen compresivo imperante (Maksaev et al., 2009; Kurtz et al., 1997), lo que habría generado una importante descompresión del sistema hidrotermal, y permitiendo que fuentes de aguas externas alcancen la cúpula de magmas ascendentes.

Pórfido Dacítico (diques)

Las rocas de esta unidad intrusiva se encuentran en los sondajes AADDH-06, 07, 08 y 09, mostrando, en general, una geometría tabular en forma de diques, con potencias variables de menos de 1 metro hasta más de 50 metros. Estos diques dacíticos son comunes en el área donde aflora el Complejo de Diatrema Chilón, no extendiéndose más allá de una centena de metros del margen de la diatrema.

Petrográficamente, estas rocas muestran una textura porfídica de grano medio a grueso (Figuras 25 y 26), muy bien preservada con abundantes fenocristales de plagioclasa (1-4 mm), “books” de biotita (0,5-1,5 mm), color anaranjado (flogopítica), y escasos ojos de cuarzo, incluidos en una masa fundamental cuarzo feldespática (Figura 26).



Figura 25. Muestra de testigo del Pórfido Dacítico del metro 489 del sondaje AADDH-09, con efectos de moderada alteración filica y formación de vetillas tipo “D”, con halo filico, se sobrepone a débil alteración potásica. Note en la parte central inferior, la presencia de un xenolito del Pórfido Granodiorítico Portillo.

Las rocas de esta unidad intruyen la brecha hidrotermal de anhidrita-cuarzo-pirita en el sondaje AADDH-06 y al Pórfido Granodiorítico Portillo en el sondaje AADDH-09, por lo que es común observar en estos diques, pequeños xenolitos provenientes del Pórfido Granodiorítico Portillo y de vetillas de cuarzo (Figura 27). También es normal encontrar estos diques dacíticos intruyendo a las tobas dacíticas brechosas del Complejo de Diatrema Chilón en los sondajes AADDH-08 y 09 (Figura 27). No obstante, en el margen oriental de la diatrema, que se observa en el metro 461 del sondaje AADDH-09, las rocas de estos diques aparecen cortadas por las tobas de la diatrema. Esta doble relación de contacto entre el pórfido dacítico y las tobas del Complejo de Diatrema Chilón, permiten sugerir que la diatrema estaba activa durante la intrusión de los diques, por lo que se sugiere que el magma que generó estos diques habría sido el que interactuó con aguas externas, produciendo una importante ebullición seguida de grandes explosiones (Lorenz, 2003; Tămas & Milesi, 2002), dando de esta manera lugar a la formación del complejo de diatrema. Continuas explosiones se habrían generado a medida que se reanudaba el suministro de agua. No obstante, cuando este abastecimiento de agua se habría interrumpido, el magma pudo ascender en forma de diques en los márgenes y a través de la diatrema (Lorenz, 2003). Explosiones freatomagmáticas posteriores habrían cortado diques dacíticos tempranos, e incluidos

como clastos dentro de las brechas de la diatrema. No se ha observado a estos diques dacíticos atravesando a unidades relacionadas al Sistema Porfídico de Amos.

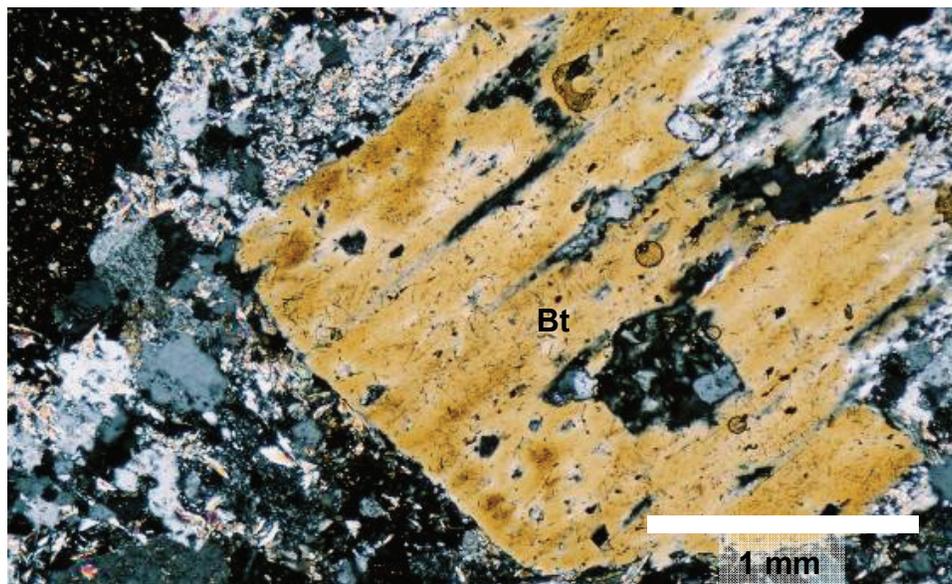


Figura 26. Petrografía en el metro 513 del sondaje AADDH-09, que muestra en el Pórfido dacítico de biotita, un “book” mayor de biotita (Bt) de más de 2mm de diámetro, con una exsolución de agujitas de rutilo y probablemente de una composición flogopítica, ya que los cristales son de color claro y anaranjado. Nícoles cruzados, aumento 4x.

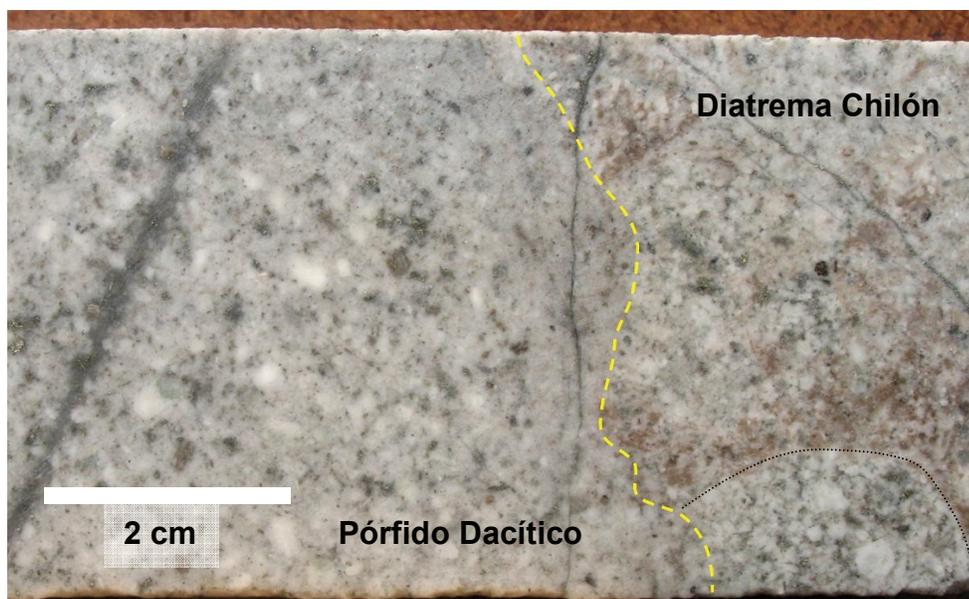


Figura 27. Contacto de intrusión entre el dique de Pórfido Dacítico (izquierda) y las tobas brechosas del Complejo de Diatrema Chilón (derecha). Notar posible clasto del Pórfido Granodiorítico Portillo en la parte inferior derecha de la foto. Sondaje AADDH-08, metro 445.

Sus relaciones de contacto, así como los efectos de alteración y mineralización que le afectan, permiten asignarle a esta unidad una posición post-mineral en la evolución

magmático-hidrotermal del Sistema Porfídico de Andrés, considerándose el emplazamiento de estos diques como el evento magmático final de este sistema porfídico.

Diques de Guijarros

Los diques de guijarros ocurren ampliamente en la zona central del área de estudio, siendo identificados principalmente en testigos de sondajes, este hecho ha dificultado estimar sus actitudes. Estos diques son abundantes en el sector de la diatrema y en sus alrededores (sondajes AADDH-06, 07, 08 y 09), decreciendo progresivamente a medida que se aleja de ella (sondajes AM-02, AADDH-01, 02 y 04), y desapareciendo a una distancia mayor a los 600 metros de la estructura del complejo de diatrema (sondaje AADDH-05). En algunos casos han sido observados en superficie, especialmente en el sector fronterizo, donde afloran las rocas brechosas de la diatrema.

Estos diques consisten en brechas (Figura 28), generalmente matriz soportada, con matriz fina de polvo de roca ± pirita que, en algunos ejemplos, puede mostrar texturas de flujo. Los clastos incluidos son heterolitológicos, redondeados a subredondeados con diámetros de 1 a 5 cm, los cuales provienen de todas las unidades antes mencionadas. La potencia de estos diques varía desde 10 centímetros a unos 2 metros. Estos diques se habrían emplazado con posterioridad al Complejo de Diatrema Chilón, ya que también incluye clastos derivados de sus tobas dacíticas brechosas. Es decir, cortan todas las rocas de las unidades pre, inter y tardío mineral del Sistema Porfídico Andrés. En el sondaje AM-03, que intercepta el Sistema Porfídico Amos, no se observa la presencia de estos diques, lo que apoyaría la idea que este sistema comenzó a desarrollarse una vez finalizada la actividad magmático-hidrotermal del sistema Porfídico de Andrés.

De acuerdo a la composición y textura de estos diques de guijarro (Figura 28), a la ausencia de material juvenil de origen magmático, y a que no se observa matriz o cemento de origen hidrotermal, se interpreta que estas brechas tendrían un origen freático, formadas probablemente a partir del vapor generado por aguas meteóricas bajo la influencia del calor derivado de intrusiones ígneas (Sillitoe, 1985). Estos diques

de guijarro corresponden al evento hidromagmático final del Sistema Porfídico de Andrés.

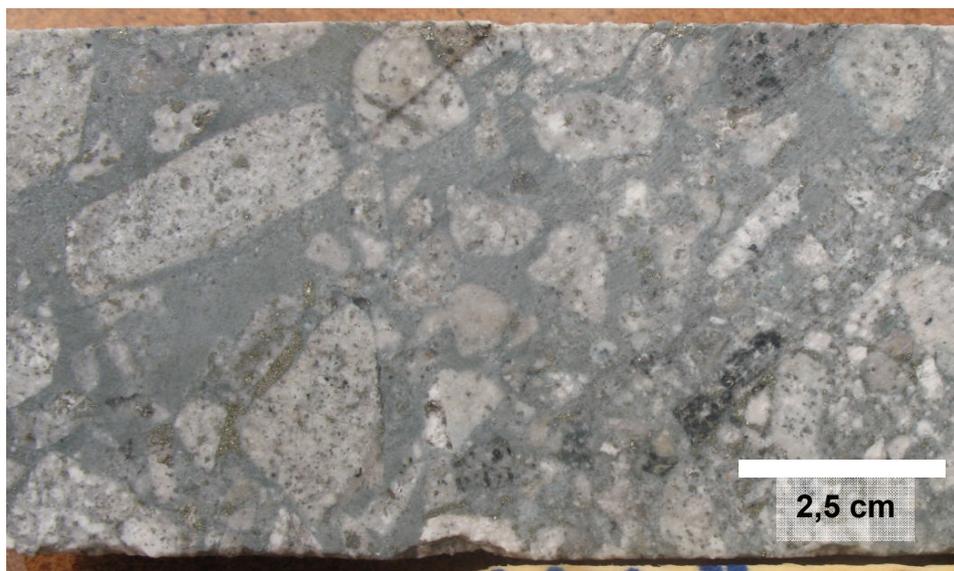


Figura 28. Muestra de testigo de dique de guijarro en el sondaje AADDH-08, metro 283, con matriz soportada de polvo de roca y clastos heterolitológicos subredondeados.

Unidades Temprano Mineral - Sistema Porfídico Amos

Cabe destacar, como se ha hecho antes, que las unidades litológicas con sus respectivos efectos de alteración y mineralización que han sido asociados al Sistema Porfídico Amos, se observan sólo en el sondaje AM-03, y en parte del sondaje AM-02 (Figuras 5 y 6).

Pórfido Cuarzo Monzonítico Amos

Las rocas de esta unidad intrusiva aparecen solamente en la parte inferior del sondaje AM-03, a partir del metro 205 de profundidad (Figuras 5 y 6).

Esta unidad corresponde a una roca de textura porfídica “abierta”, con un predominante rasgo subvolcánico, de alto contraste granulométrico entre fenocristales y masa fundamental (Figuras 29 y 30), lo que indicaría un enfriamiento epizonal rápido. En

general, muestra un efecto de leve a moderada alteración potásica, encontrándose biotita fina, feldespato potásico, albita, abundante apatito y moderada presencia de vetillas de cuarzo poldireccionales, ondulosas, similares a las tipo “A”, descritas por Gustafson & Hunt (1975).

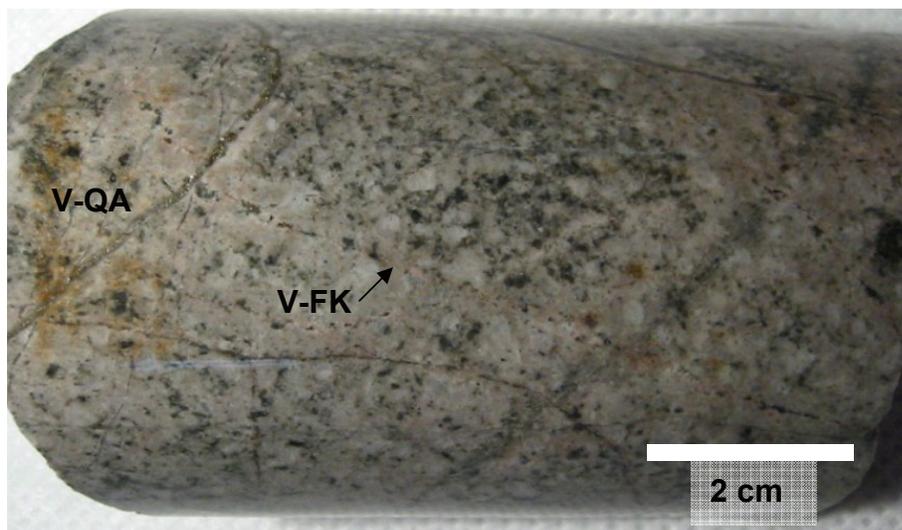


Figura 29. Pórfido Cuarzo Monzonítico en el metro 228 del sondaje AM-3, que muestra fuerte alteración a feldespato potásico y biotita, con desarrollo de vetillas de feldespato potásico (V-FK), cortadas por vetillas de cuarzo tipo A.

Los fenocristales de plagioclasa son abundantes y se diponen orientados, de tamaño seriado (30%, 0,5-4 mm). Los minerales máficos corresponden a cristales tabulares de biotita (8-10%, 0,5-1,5 mm), con alteración moderada a *inter-layers* con clorita, rutilo, minerales opacos y apatitos (Figura 30). Se reconocen siluetas muy difusas de anfíbolos (4%, 0,5-1 mm) reabsorbidas y reemplazadas por feldespato potásico y agujitas finas de biotita verdosa tardimagmática. En forma muy subordinada se encuentran algunos “ojos” de cuarzo (0,5-1mm). Como minerales accesorios se reconocen relictos gruesos de titanita (esfeno romboidal). También se encuentran relictos de titanomagnetita, con clorita, apatito y circones. La masa fundamental microcristalina (0,05-0,1 mm), se encuentra modificada por leve a moderado efecto de alteración potásica tardimagmática que afecta a esta unidad. Se conforma de cristalitas de plagioclasa y máficos cloritizados en un agregado de cuarzo con feldespato potásico y biotita fina intersticial (Figura 30). Algunas cavidades miarolíticas confinadas contienen yeso, que podría estar derivado de anhidrita tardimagmática.

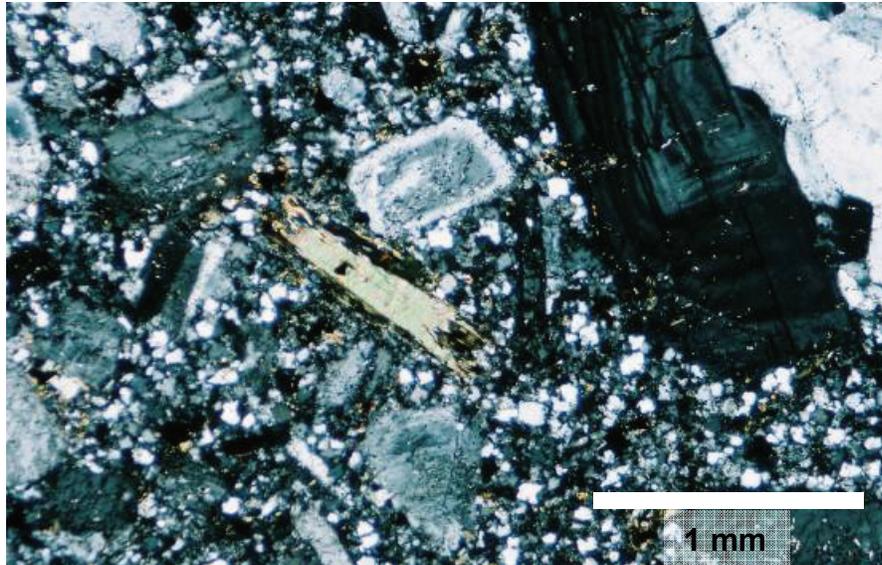


Figura 30. Corte transparente del metro 226 del sondaje AM-03, que muestra el aspecto de la textura porfídica “abierto” del Pórfido Cuarzo Monzonítico, compuesta por fenocristales de plagioclasa “seriados” (de diferente tamaño) y la masa fundamental cuarzo feldespática gruesa, destacando un fenocristal pequeño de biotita con el margen alterado a *inter layers* de clorita con rutilo, apatito y opacos. Nícoles cruzados, aumento 4x.

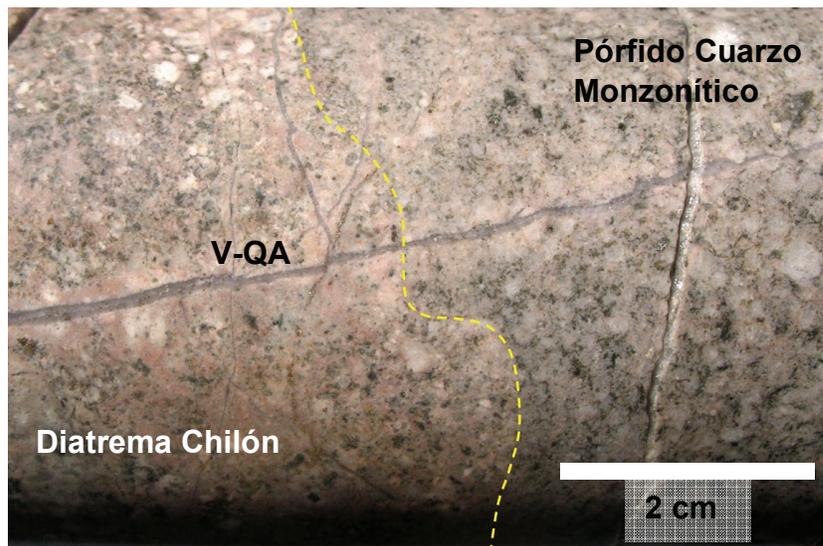


Figura 31. Contacto de intrusión del Pórfido Cuarzo Monzonítico Amos (derecha de la foto) con las tobas brechosas del Complejo de Diatrema Chilón (sector izquierdo). Notar la moderada alteración a feldespato potásico + biotita que afecta a ambas unidades, y el cruce de las vetillas de cuarzo tempranas tipo “A” (V-QA). Sondaje AM-03, metro 207.

En el sondaje AM-03, esta unidad cuarzo monzonítica intruye a tobas dacíticas brechosas que forman parte del Complejo de Diatrema Chilón (Figura 31), lo cual permite indicar que su emplazamiento se realizó con posterioridad a la diatrema, y por

lo tanto, a los pulsos porfídicos relacionados con el Sistema Porfídico Andrés. Por otro lado, los efectos de alteración y mineralización que caracterizan a este pulso intrusivo, consistentes en: alteración potásica acompañada de disseminaciones de calcopirita y trazas de bornita, junto a la ocurrencia de vetillas de cuarzo polidireccionales, onduladas, similares a las tipo "A", conceden asignarlo a una etapa temprano mineral (Sillitoe, 2010), dentro de la evolución magmático-hidrotermal del Sistema Porfídico de Amos.

Unidades Interminerales - Sistema Porfídico Amos

Pórfido Diorítico Amos

Las rocas de esta unidad se observan en la parte intermedia del sondaje AM-02 realizado en el sector de Amos.

Estas rocas presentan una textura porfídica de grano medio, bien preservada con gran cantidad de fenocristales de plagioclasa, biotitas y anfíboles, incluidos en una masa fundamental microcristalina (Figura 32).



Figura 32. Muestra de testigo del sondaje AM-02, a 228 metros de profundidad, que muestra al Pórfido Diorítico Amos afectado por fuerte alteración biotítica y vetillas de cuarzo tipo "B" con mineralización de calcopirita + pirita. Calcosina aparece como sulfuro secundario.

En el sondaje AM-02 se observa esta unidad en contacto con una brecha hidrotermal de turmalina y con un pórfido cuarzo diorítico fino, que aparece más abajo en el sondaje. La brecha hidrotermal la corta, ya que incluye clastos subangulosos a subredondeados de esta unidad porfídica. El contacto con el pórfido cuarzo diorítico no es claro, aunque es muy probable que éste lo intruya, debido a que diques de composición cuarzo diorítica, similares a las rocas de esa unidad, intruyen el pórfido diorítico. Por otro lado, el pórfido diorítico muestra efectos de alteración y mineralización más tempranos que aquellos observados en el pórfido cuarzo diorítico, los que consisten en una alteración potásica más fuerte y mayor desarrollo de vetillas de cuarzo tipo “B” y de biotita-magnetita (Figura 32).

Pórfido Cuarzo Diorítico

Rocas de esta unidad aparecen en la parte profunda del sondaje AM-02, y exhiben una textura porfídica de grano fina, pobremente preservada por causa de la alteración que le afecta.

Este pórfido contiene abundantes plagioclasas y feldespatos potásicos, anfíboles y escasos ojos de cuarzo, los que se encuentran incluidos en una masa fundamental microcristalina felsítica.

En el sondaje, las rocas de esta unidad se encuentran debajo del Pórfido Diorítico Amos, no obstante, el contacto no es claro (ver Mapa y Secciones en Anexos 1 y 2).

En base a los efectos de alteración y mineralización que presentan las rocas de esta unidad, se le asigna una posición intermineral dentro de la evolución hidrotermal del sistema de Amos.

Brecha Hidrotermal de Turmalina

Esta unidad de brecha se encuentra en la parte intermedia del sondaje AM-02, y en discretos afloramientos en la parte suroccidental del sector de Amos.

En el sondaje, esta brecha tiene una potencia de unos 10 metros y aparece en contacto con los pórfidos Diorítico Amos y Cuarzo Diorítico. Es una brecha de matriz soportada a clastosoportada, compuesta por abundante turmalina, pirita y en menor proporción, cuarzo. Los clastos, angulosos a subangulosos, de dimensiones variables de 1 mm a 4 cm, se encuentran intensamente silicificados o con fuerte alteración fílica, haciendo difícil su identificación. Sin embargo, se han podido distinguir algunos clastos con vetillas de cuarzo rectilíneos confinado, y con texturas parecidas a la del Pórfido Diorítico Amos. Se han observado vetillas de pirita con halos fílicos atravesando los clastos y matriz.

En los afloramientos se observa una situación similar a la del sondaje, con clastos cuyas texturas ha sido totalmente obliterada por la alteración, pero en este caso, éstos se encuentran además meteorizados y la matriz presenta abundante jarosita reemplazando la pirita,

Unidades Tardío Mineral - Sistema Porfídico Amos

Pórfido Diorítico

Esta unidad intrusiva se observa en la parte superior de los sondajes AM-02 y AM-03 (Figura 6). Presenta una textura porfídica de grano fino a medio, con fenocristales de plagioclasa, biotita y anfíboles, en una masa fundamental microcristalina grisácea.

Es posible, que rocas correspondientes a esta unidad, son las que ocurren como diques en el sector fronterizo de Amos, cortando a las unidades antes mencionadas.

Tanto en el sondaje AM-02, como en el AM-03, el pórfido diorítico aparecen en un contacto no claro con otras unidades. En el primero de ellos, se observa junto al Pórfido Diorítico Amos, mientras que en el sondaje AM-03, aparece junto a las tobas dacíticas del Complejo de Diatrema Chilón (Figura 6). En ambos casos, es muy probable que sea posterior, debido a que la alteración que le afecta es muy débil en comparación con la que afecta a las rocas del Pórfido Diorítico Amos y a la diatrema.

Debido a que estos efectos de alteración presentes en este Pórfido Diorítico corresponden a asociaciones propilíticas, es que se le asigna una posición tardío mineral en el Sistema Amos.

Formación Farellones

(Miembro Inferior, Mioceno)

(Rivano et al., 1990)

En el área de Amos Andrés se ha interpretado como rocas pertenecientes a la Formación Farellones a unidades de tobas, volcarenitas y lavas andesíticas y dacíticas, brechas volcánicas, *sills* dacíticos y domos daciandesíticos, las cuales afloran normalmente, en las partes altas del área de estudio (Figuras 5 y 7).

Las tobas, volcarenitas, lavas y brechas volcánicas, suelen aparecer en estratos que se disponen discordantemente sobre las rocas de la Formación Los Pelambres-Juncal (Figura 6), lo cual se expone claramente en el sector del Paso de La Honda o del Portillo. Las rocas interpretadas como domo daciandesítico afloran en la parte oriental del sector de Andrés (Figuras 7 y 33). *Sills* dacíticos se observan emplazados en el sector fronterizo, en el margen occidental del Complejo de Diatrema Chilón y en el sector del Hito Paso de La Honda o del Portillo. De acuerdo a Rivano et al. (1990), este conjunto de rocas corresponderían al Miembro Inferior de esta formación.

En el área de estudio, parte de las rocas de la Formación Farellones, especialmente las que se encuentran en niveles más inferiores de sus afloramientos, presentan débiles efectos de alteración y mineralización. La alteración se expresa como leve a moderada propilitización, sobreimpuesta por argilización, siendo común en tobas, volcarenitas y en *sills*. Localmente se observa débil sericitización con cantidades variables de pirita y turmalina en cúmulos. Las rocas interpretadas como domo daciandesítico se encuentran fuertemente argilizadas.

Los débiles efectos de alteración que afectan a parte de las rocas que conforman la Formación Farellones, podrían ser indicativos de un ambiente distal en un sistema hidrotermal porfídico, los que estarían relacionados con eventos magmáticos-hidrotermales tardíos desarrollados por los sistemas porfídicos Andrés y Amos.

Una datación radiométrica K-Ar en roca total realizada por Rivano et al. (1993), en las cercanías del área de estudio, en las rocas volcánicas de esta unidad, le asigna una edad en el rango 12,7 a 11,9 Ma. Esta edad es consistente con edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ "plateau" en plagioclasas y hornblenda de 10,94 a 12,38 Ma, obtenidas por Hollings et al. (2005) en el área de El Teniente. En el área del yacimiento Río Blanco-Los Bronces, Deckart et al. (2005) obtuvo dos edades U-Pb en circones de andesitas de $17,2 \pm 0,05$ y

16,77 ± 0,25 Ma. Esto permite asignarle a las rocas de esta formación, una edad Mioceno Inferior a Superior.



Figura 33. Roca con textura fluidal que ha sido interpretada como parte de un domo daciandesítico correspondiente a la Formación Farellones.

Unidades Post-Mineral

Depósitos Sedimentarios No Consolidados

(Plioceno-Cuaternario)

Estos depósitos están representados por sedimentos detríticos no consolidados, que en parte corresponden a depósitos coluviales, y por otra, a depósitos morrénicos (Figura 5). Los primeros son de origen principalmente aluvial y fluvial, y conforman escombros de falda, depósitos de piedemonte y el relleno de quebradas. Los segundos, tienen un origen glacial y constituyen sedimentos fluvioglaciales y morrénicos. Estos depósitos sedimentarios cubren gran parte del basamento constituido por las rocas que conforman las unidades litológicas antes descritas.

Estructuras

En el área del Proyecto Amos Andrés, fallas y/o lineamientos se congregan en dos grupos importantes, uno cuya orientación preferencial es NE/SW y otro en sentido NS. Aunque no se tiene información acerca del carácter y cinemática de estas fallas, es claro que estas estructuras controlan la geomorfología del área y la exposición de los escasos afloramientos. Es posible que éstas controlen, además, algunos contactos, especialmente entre rocas de las formaciones Los Pelambres-Juncal y Farellones, en las partes altas del área.

Una de las fallas definidas, que estarían jugando un rol relevante en el arreglo geológico del sector, corresponde a una falla inversa de orientación aproximada NE/SW y vergencia al Oeste (Figura 5), la cual estaría desplazando rocas con efectos de alteración marginal, desde el este hacia el oeste, sobre rocas con efectos de alteración y mineralización más significativos. Ésta se expresa muy bien en la parte chilena oriental del sector fronterizo, donde rocas del pórfido dacítico y brechas hidrotermales con anhidrita-cuarzo-pirita cabalgan sobre el margen este del Complejo de Diatrema Chilón.

4.2 Alteración Hidrotermal y Mineralización (Paragénesis) de Amos Andrés

La alteración hidrotermal desarrollada en los sistemas porfídicos de Amos y Andrés incluye las alteraciones potásica, propilítica, clorita-sericita y filica, las que se superponen progresivamente (Figuras 34 y 35). Alteraciones argílicas y/o silicificación ocurren localmente y en menor proporción. La alteración clorita-sericita (Sillitoe, 2010) es la más común y dominante, y ocurre superponiéndose a la alteración potásica, afectando a las rocas volcánicas pre-mineral y a todas las unidades intrusivas y de brechas interminerales. Esta alteración clorita-sericita es equivalente a la alteración argílica intermedia definida por Meyer & Hemley (1967) y referida por Sillitoe (2000). Los efectos de alteración y mineralización hidrotermal observados en las unidades relacionadas a Andrés y en aquellas litologías asignadas a Amos, son, en general, similares en término de sus asociaciones mineralógicas y en su paragénesis.

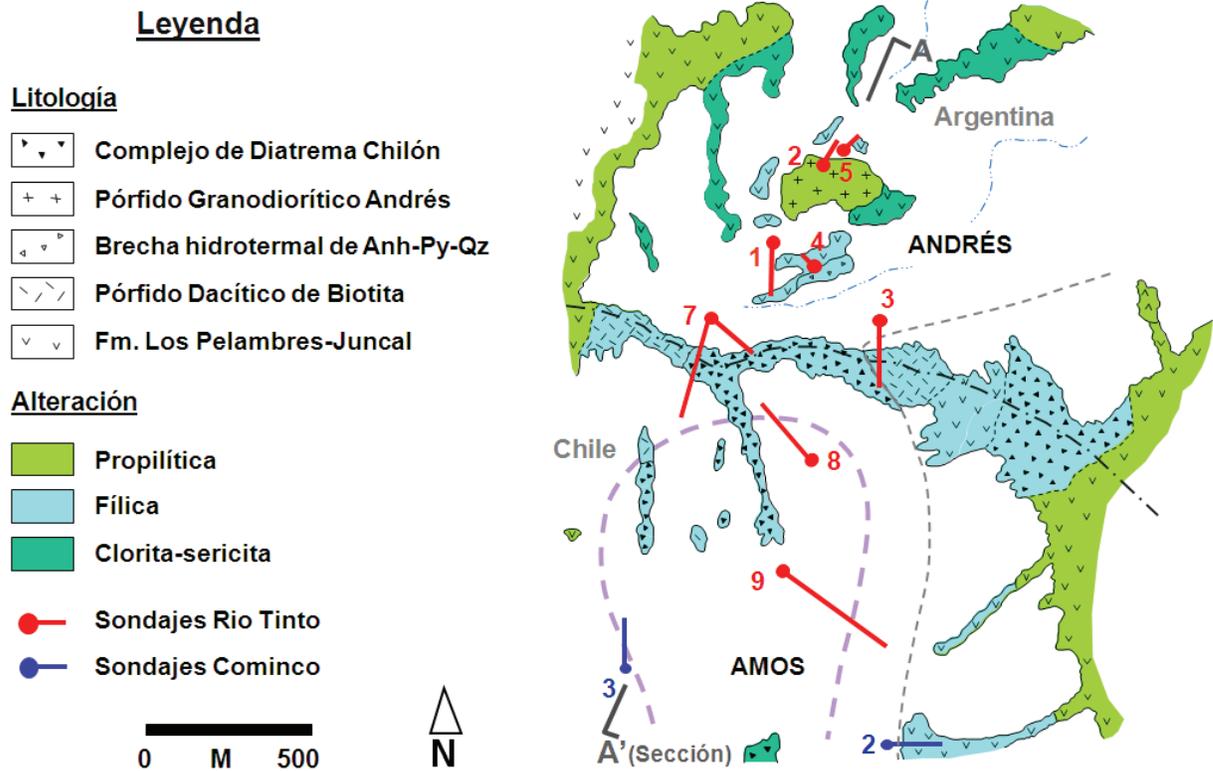


Figura 34. Mapa litológico y de alteración simplificado de Amos Andrés. La línea segmentada gris indica una falla inversa con vergencia al oeste, y la línea segmentada violeta, el borde inferido de la diatrema en la cota 3300-3500.

En el área de Amos Andrés, la mineralización de cobre ocurre principalmente disseminada y también en vetillas, y se compone mayormente de calcopirita con trazas locales de bornita. Ésta muestra un buen desarrollo en los alrededores del Complejo de Diatrema Chilón, el cual, en general, se mantiene desprovisto de mineralización de interés. No obstante, en el sector del sondaje AM-02, las tobas brechosas de la diatrema se encuentran mineralizadas con sulfuros de cobre. La mineralización de cobre en Amos Andrés se encuentra acompañada de magnetita, pirita y molibdenita. Un evento post-mineral de enriquecimiento supérgeno inmaduro, pero profundo, ha generado en toda el área un reemplazo parcial de la calcopirita por calcosina y cantidades menores de covelina (Figura 35).

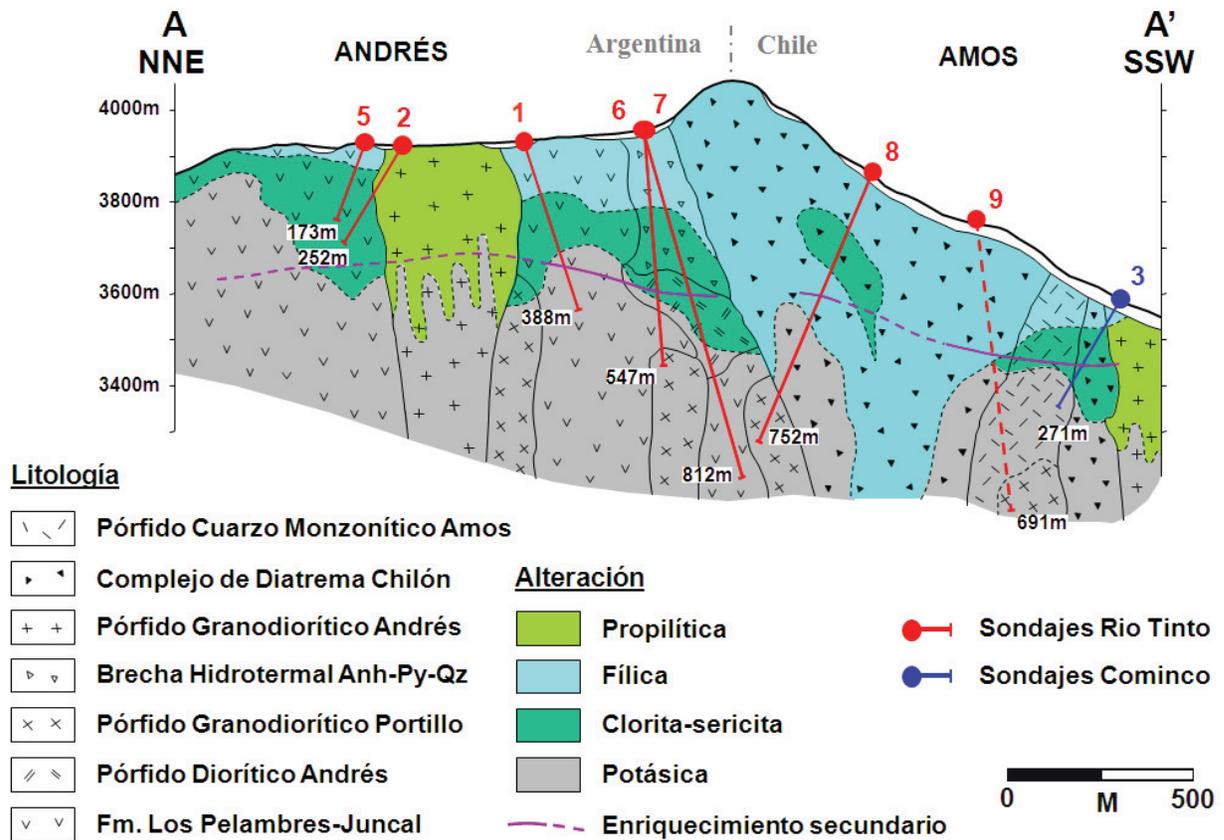


Figura 35. Sección litológica y alteración simplificada de Amos Andrés.

Alteración Hidrotermal en Amos Andrés

Alteración Potásica

Todas las unidades pre e interminerales identificadas en los sistemas porfídicos de Andrés y Amos, muestran efectos de alteración potásica de diversa intensidad (Figura 35). En profundidad y en las inmediaciones de las intrusiones porfídicas, las rocas de la Formación Los Pelambres-Juncal son las que mejor preservan estos efectos (Figuras 36 y 37). En estas rocas, la alteración potásica se expresa como un moderado a fuerte metasomatismo potásico con abundante biotita secundaria, feldespato potásico, magnetita y anhidrita (Figuras 36 y 37). La biotita secundaria es el mineral esencial (35-40%) de esta alteración en el Sistema Porfídico de Andrés. Mientras que en Amos, el mineral característico de este evento de alteración, especialmente del evento temprano, corresponde a feldespato potásico, al cual se asocia biotita secundaria, albita y magnetita.

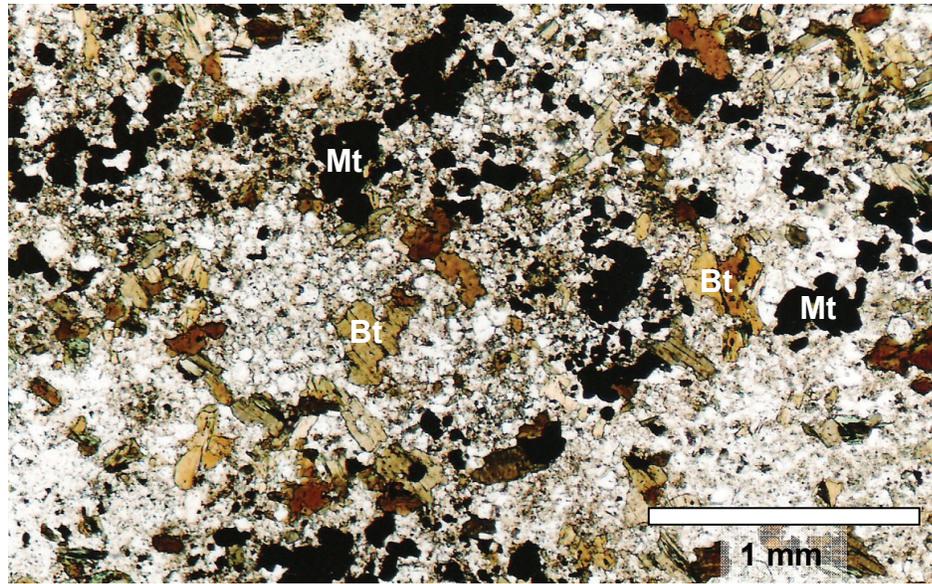


Figura 36. Muestra de andesita porfírica con alteración potásica intensa, del metro 131 del sondaje AADDH-02. Detalle de los cúmulos relictos de la roca con abundante magnetita (Mt) y biotita (Bt), sobre feldespatos recristalizados, con abundante apatito y rutilo. Nicoles paralelos, aumento 4x.

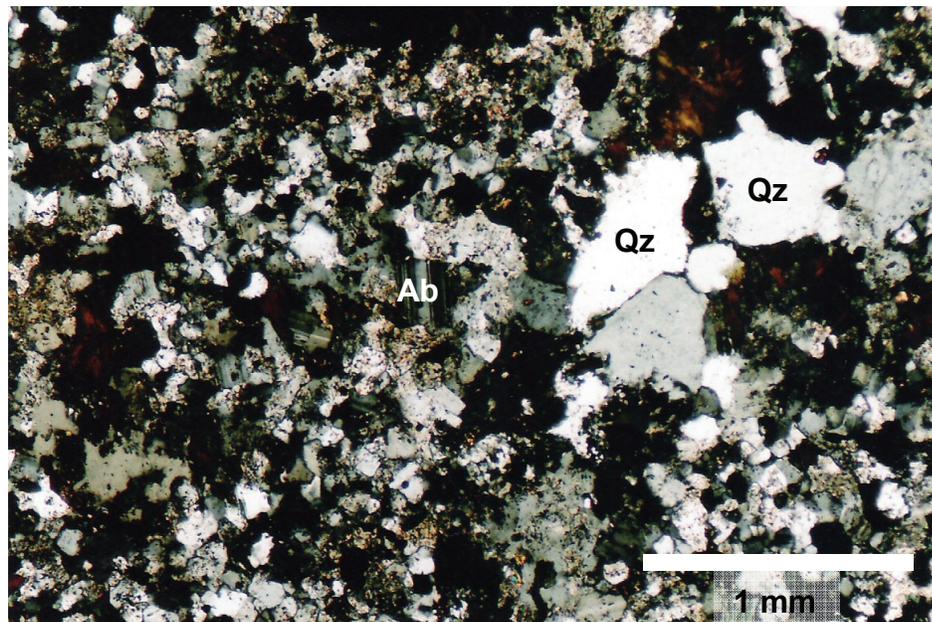


Figura 37. Andesita porfírica del metro 131 del sondaje AADDH-02, mostrando la ocurrencia de feldespato potásico oscuro y tabletas de albita (Ab), con maclas finas, en los halos de las vetillas de cuarzo tipo "B", observándose cuarzo (Qz) y clorita oscura en los intersticios. Nicoles cruzados, aumento 4x.

Tanto las rocas volcánicas como intrusivas porfídicas, afectadas por alteración potásica, muestran reemplazo de plagioclasas por feldespato potásico (8-30%), con desarrollo local de algunas maclas de albita (3-4%), lo que podría indicar intercrecimientos de feldespato potásico con albita (Figura 37). Feldespato potásico y albita son también comunes en halos de vetillas de cuarzo asociados a este evento. Frecuente es el reemplazo de anfíboles por biotita secundaria. Las masas fundamentales suelen estar recrystalizadas o transformadas a un agregado fino de feldespato potásico microgranular (0,05mm), con minerales opacos intersticiales, abundante apatito (4-6%) y biotita. En algunos casos es posible distinguir, vestigios de unas vetillas irregulares muy difusas (1 a 2 mm de espesor), con agregados gruesos de feldespato potásico con placas de anhidrita y sulfuros, observándose inclusiones de anhidrita en los sulfuros. La anhidrita es también un mineral común (5-10%) en esta asociación de alteración.

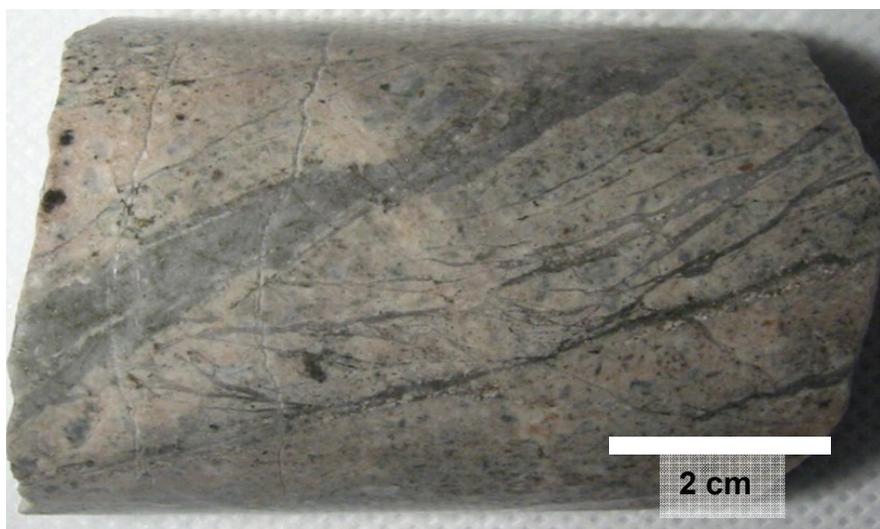


Figura 38. Muestra de testigo del Pórfido Cuarzo Monzonítico Amos del metro 260 del sondaje AM-3, con efectos de fuerte alteración a feldespato potásico y fuerte vetilleo de cuarzo, tipo “A” transicional a “B”, con diseminaciones de calcopirita. Magnetita aparece diseminada y como delgadas vetillas.

La alteración potásica temprana en el Sistema Porfídico Amos, caracterizada por la presencia de feldespato potásico más albita, magnetita y moderado desarrollo de vetillas de cuarzo, afecta débil a moderadamente al Pórfido Cuarzo Monzonítico Amos y de manera más intensa a las rocas brechosas proximales de la diatrema que éste intruye (sondaje AM-03, Figuras 29, 31 y 38). Esta alteración se encuentra determinada por un débil a intenso reemplazo de minerales máficos y feldespatos, así como de la

masa fundamental o matriz por feldespato potásico, albita, anhidrita y cantidades menores de biotita secundaria (Figuras 38 y 39).

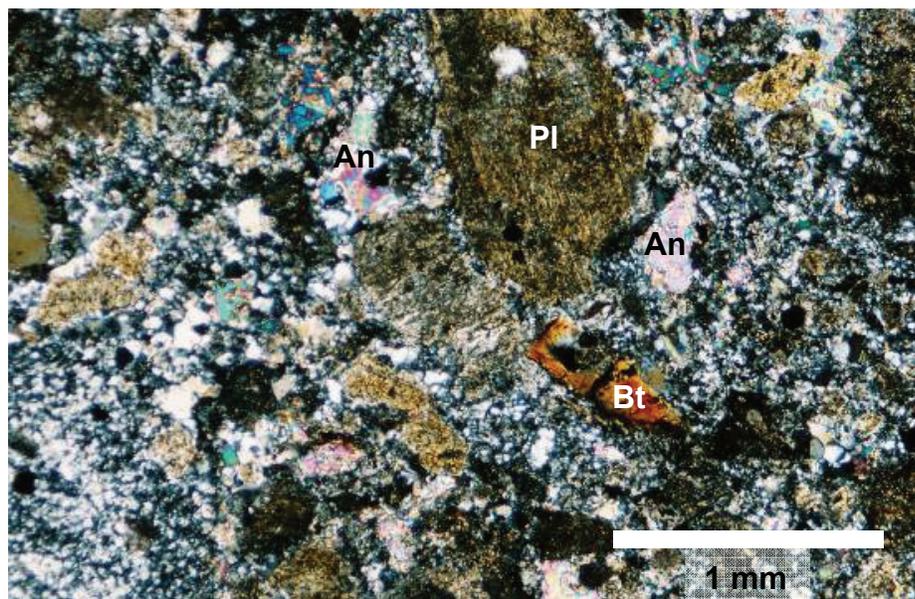


Figura 39. Efectos de alteración potásica en toba brechosa del Complejo de Diatrema Chilón, en el sondaje AADDH-08, metro 568, que muestra los fenocristales de plagioclasa (Pl) fragmentados oscuros, alterados a feldespato potásico y cubiertos de smectitas. También se reconocen hojas de biotita flogopítica (Bt). Notar que en la matriz se encuentra abundante anhidrita (An) intersticial, asociada a cuarzo fino y feldespato potásico. Nícoles cruzados, aumento 4x.



Figura 40. Toba dacítica brechosa en muestra de testigo del metro 661 del sondaje AADDH-08, con efectos de alteración potásica, conteniendo clastos subredondeados de pórfidos interminerales con vetillas de cuarzo y anhidrita. Note la presencia de vetillas de pirita tipo "D" (VD) atravesando a los clastos y a la matriz tobácea.

Como se ha señalado, las rocas brechosas de la diatrema en contacto con el Pórfido Cuarzo Monzonítico Amos, muestran efectos de fuerte alteración a feldespato potásico (Figuras 29 y 39), no obstante, en los sondajes AADDH-08 y 09, se observa que rocas de la diatrema presentan efectos de leve a moderada alteración a feldespato potásico, acompañada de biotita secundaria y anhidrita (Figura 40), no obstante, debido a que en este sector la alteración potásica es débil y presenta ausencia de vetillas de cuarzo, se cree que ésta correspondería más bien a un evento intermineral, talvez tardío, que al temprano observado en el contacto de intrusión en el sondaje AM-03.

Las rocas del Pórfido Diorítico Amos muestran en el sondaje AM-02, efectos de fuerte alteración potásica en forma de intensa biotitización de la masa fundamental y de las anfíbolas, y reemplazo de plagioclasas por feldespato potásico (Figura 32).

El efecto de alteración potásica es acentuada por el desarrollo moderado a fuerte de una serie de vetillas, de las cuales se han observado cinco tipos: a) vetillas de biotita temprana; b) vetillas de magnetita, c) vetillas de feldespato potásico; d) vetillas de cuarzo onduladas e irregulares y e) vetillas de cuarzo rectilíneas con sutura central (Figura 41). Las más tempranas corresponden a las vetillas de biotita, magnetita y feldespato potásico. Si bien, no se ha observado la relación de temporalidad entre ellas, se piensa que son contemporáneas.

Las vetillas de biotita, observadas principalmente en rocas volcánicas, son oscuras, de trazado irregular, de 1 a 3 mm de espesor, las cuales están formadas por cristales mayores de biotita, alterados a láminas de clorita, con albita, magnetita y cuarzo, encontrándose rutilo intersticial, siguiendo los clivajes de la biotita original. Estas vetillas, que podrían corresponder a aquellas denominadas "*early biotite veins*" (Sillitoe, 2000), son cortadas y desplazadas por vetillas más tardías de cuarzo tipos "A" y "B".

Las vetillas de feldespato potásico son escasas y han sido observadas en rocas volcánicas y en los pórfidos Diorítico Andrés, Dacítico de Biotita, así como en el Pórfido Cuarzo Monzonítico Amos. Éstas muestran una coloración rosada, son irregulares, con bordes difusos, y se conforman de granos de feldespato potásico y cuarzo, con halos de feldespato potásico y albita.

Magnetita también aparece asociada a este evento de alteración, en forma de vetillas y como disseminación pervasiva en cantidades de 4 a 5%, ocurriendo intercrecida con biotita y finos granos de calcopirita. Las vetillas de magnetita son finas e irregulares con halos de feldespato potásico, y cortan a las otras antes mencionadas.

Las vetillas de cuarzo ondulosas e irregulares son similares a las tipo “A” descritas por Gustafson & Hunt (1975). Estas vetillas ocurren escasamente en varios de los pórfidos interminerales del Sistema Porfídico de Andrés, siendo más comunes en el Pórfido Diorítico Andrés y en las rocas volcánicas que le circundan. Estas vetillas, que alcanzan espesores de hasta 10 cm y no presentan sutura central, se constituyen de cuarzo hialino con diseminaciones de minerales opacos, anhidrita y feldespatos potásicos. Suelen aparecer cortadas por vetillas de cuarzo rectilíneas.

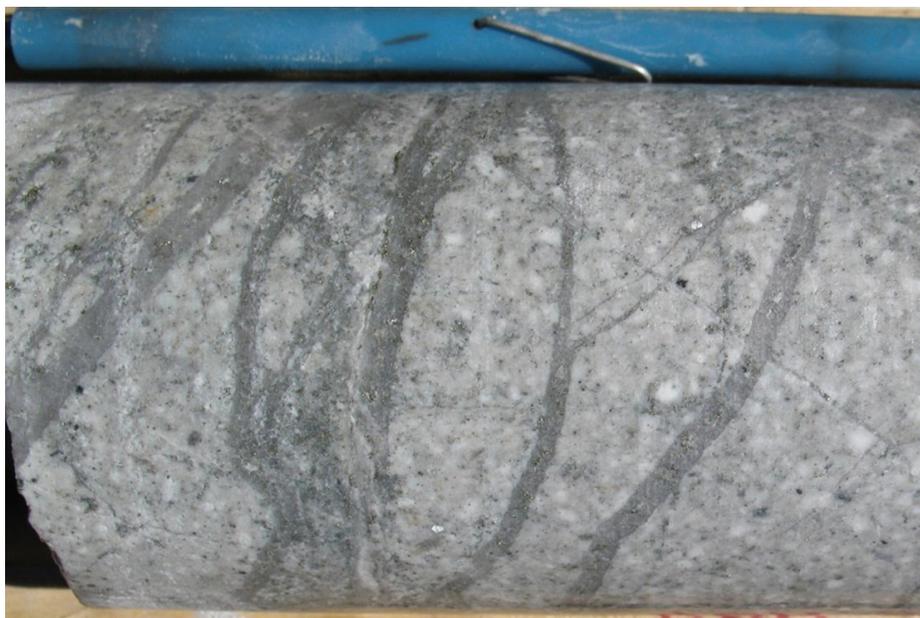


Figura 41. Muestra de testigo del sondaje AADDH-06, a 408 metros de profundidad, que muestra al pórfido diorítico afectado por moderada alteración potásica y por fuerte vetilleo de cuarzo tipo “B”. Mineralización de calcopirita \pm pirita ocurre diseminada en la roca y en las suturas de las vetillas de cuarzo.

Vetillas de cuarzo rectilíneas (Figura 41), son similares a las tipo “B” descritas por Gustafson & Hunt (1975). Muestran espesores de 2 a 8 mm, márgenes paralelos, sutura central, y están formadas por granos gruesos de cuarzo hialino (Figura 8) con feldespatos potásicos intersticiales perfiticos (ortoclasa), encontrándose abundantes relictos de biotita y gránulos opacos en los intersticios. Granos de magnetita y molibdenita suelen aparecer incluidos en los márgenes de la vetilla. El halo corresponde a una zona amplia, de 2 a 4 mm, con feldespatos potásicos y en menor proporción albita y abundantes minerales opacos (Figuras 37 y 42). Estas vetillas de cuarzo ocurren en las rocas volcánicas premineral y en todos los pulsos porfídicos interminerales del Sistema Porfídico Andrés, siendo más abundantes en las rocas volcánicas y en los pórfidos

Diorfítico Andrés y Granodiorfítico Portillo (hacia el fin de los sondajes AADDH-06 y 09, respectivamente).

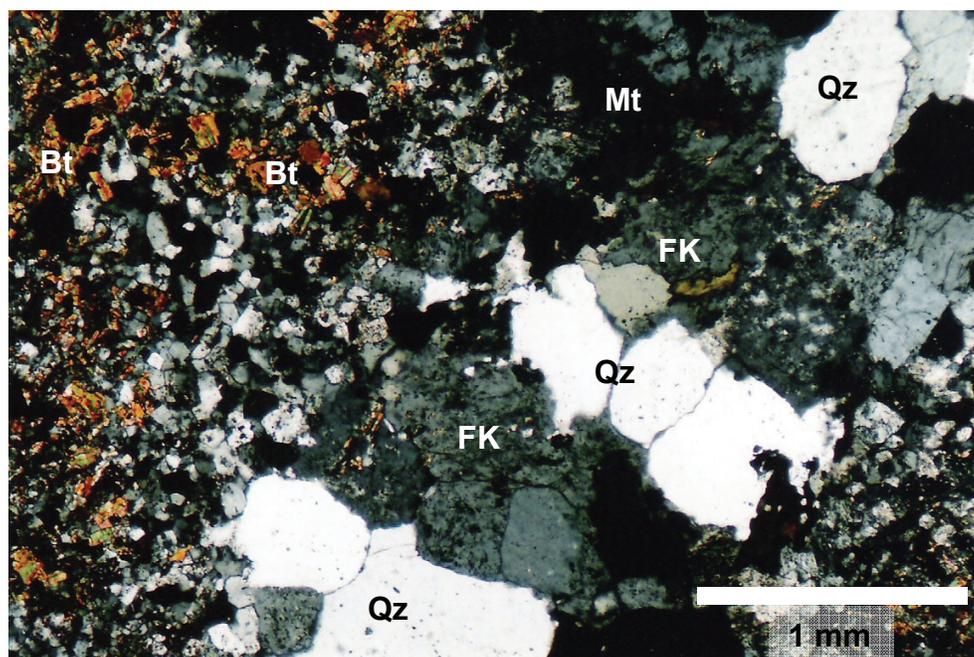


Figura 42. Detalle de una delgada vetilla de cuarzo tipo “B”, formada por cuarzo (Qz) con feldespato potásico perítico (FK), en contacto con la roca recrystalizada con abundante biotita (Bt), magnetita (Mt) y granos finos de feldespato potásico intersticiales. Sondaje AADDH-02, metro 131. Nícoles cruzados, aumento 4x.

Las vetillas de cuarzo en el Sistema Porfídico Amos, muestran un aspecto variable de onduladas a levemente rectilíneas, con un progresivo paralelismo de sus paredes (Figura 38), lo cual podría indicar que son un poco más jóvenes que las clásicas tipo “A” de Gustafson & Hunt (1975). Esto podría ser respaldado por el hecho que las fracturas que las alojan tienden a ponerse rectilíneas sugiriendo un ambiente semi-dúctil al momento de formarse. Estas vetillas, de espesores variables de 0,5 a 5 mm, se conforman de cuarzo hialino con inclusiones y halos de feldespato potásico perítico. Contienen importantes diseminaciones de sulfuros, principalmente calcopirita, y presentan abundante yeso intersticial con remanentes de anhidrita, encontrándose también, clorita, sulfuros, trazas de feldespato potásico oscuro y granos gruesos de apatito. Es posible observar texturas de discreto bandeamiento en los ejemplos más irregulares. Vetillas similares a los tipos “B” de Gustafson & Hunt (1975), son escasas en Amos. Tienen espesores de 1 a 4 mm, y consisten en granos de cuarzo hialino con inclusiones de biotita y feldespato potásico, y estrechos halos de feldespato potásico.

En las rocas del Pórfido Diorítico Amos, vetillas de cuarzo de tipo B son comunes, mientras que aquellas de tipo "A" son escasas.

Vetillas de biotita temprana, feldespato potásico, magnetita y de cuarzo irregulares variando a rectilíneas con sutura central, se observan en el Pórfido Cuarzo Monzonítico Amos, y desde esta unidad atraviesan el contacto de intrusión hacia las tobas dacíticas brechosas del Complejo de Diatrema Chilón (Figura 31).

Vetillas de anhidrita también son comunes en esta asociación de alteración, con espesores de hasta 1,5 cm, y suelen estar acompañada de gruesos granos de pirita, calcopirita y trazas de molibdenita. Éstas cortan a las vetillas de biotita, magnetita, feldespato potásico y a las de cuarzo.

En todas las unidades afectadas por alteración potásica se puede observar sobreimposiciones de alteración clorita-sericita, la que ocurre generalmente en forma pervasiva, y a veces como parches.

Alteración Propilítica

Asociaciones de alteración propilítica con una mineralogía conformada por clorita, epidota, magnetita, disseminaciones de pirita \pm calcita, se desarrolla en un ambiente más distal respecto a la zona de alteración potásica. En este ambiente marginal, esta asociación de alteración se observa afectando a las rocas volcánicas de la Formación Los Pelambres-Juncal (Figura 34). Esta propilitización ocurre de manera progresiva desde el margen de la zona de alteración potásica hacia un ambiente mucho más marginal. En la zona de transición, conviven minerales de asociación propilítica con biotita secundaria, magnetita y albita. Vetillas de epidota junto a clorita y pirita, así como, vetillas de magnetita y de pirita se observan relacionadas a esta zona de alteración.

Eventos de alteración propilítica también se producen en los pulsos porfídicos tardíos (Sillitoe, 2000 & 2010; Figura 34 y 35), como es el caso de los pórfidos Granodiorítico Andrés, Diorítico tardío mineral de Amos (sondajes AM-02 y 03) y de los diques asociados a esta unidad (Figura 35). Sus rocas presentan efectos de moderada propilitización con clorita \pm epidota y disseminaciones de pirita cercanas al 1%. En estas rocas, clorita aparece afectando a los minerales máficos, mientras que epidota afecta tanto a máficos como a feldespatos. Es probable que en estos *stocks* porfídicos, esta asociación de alteración propilítica varíe gradualmente, en profundidad, a asociaciones

de alteración potásica, debido al incremento de temperatura (Figura 35). Esta alteración propilítica en fases intrusivas tardías, se produciría debido a que la disponibilidad de potasio y metal sería demasiado escaso en el fluido que asciende desde la cámara magmática parental, como para generar alteración potásica y mineralización (Sillitoe, 2010). De ahí que el único fluido presente, que tendría un origen externo, produciría la propilitización de estas fases intrusivas (Sillitoe, 2010).

Alteración Clorita-Sericita

La alteración clorita-sericita (Sillitoe, 2010) es la más común en el área de estudio, afectando a todas las unidades pre e interminerales (Figura 34). Esta alteración se caracteriza por la asociación de clorita (15-30%), illita y smectitas (12 a 20%), cantidades variables de magnetita parcialmente martitizada (4 a 5%), hematita y cúmulos de minerales opacos, especialmente asociados a la formación de la clorita.

Esta asociación mineralógica ocurre como fuerte superposición, en la mayoría de los casos de manera pervasiva, a la parte superior de la zona de alteración potásica. Esta superposición se refleja en la alteración de biotita secundaria por clorita, dejando rutilo residual en sus clivajes (Figura 43), y en la alteración de placas de feldespato potásico por illita, clorita y cúmulos de smectitas (Figura 13). La alteración por clorita y smectita de biotita secundaria y de feldespato potásico, se produce tanto en minerales que ocurren distribuidos en la roca, como en aquellos diseminados en las vetillas de cuarzo y en sus halos.

En algunos casos se ha podido observar vetillas disgregables, formadas por granos de cuarzo en una matriz de clorita con smectitas, que contienen abundantes sulfuros gruesos de texturas craqueladas microgranulares. Guías capilares (0,05-0,5 mm) asociadas a éstas, se propagan en la roca formando delgadas venillas de sulfuros rodeados de arcillas smectíticas (vermiculita) de color verde claro. Estas vetillas cortan a vetillas de cuarzo tipos "A" y "B".

En el Sistema Porfídico de Amos, la presencia de alteración clorita-sericita se produce exclusivamente en las tobas brechosas del Complejo de Diatrema Chilón, después de unos treinta metros alejados del contacto de intrusión (sondaje AM-03), donde se observa la progresiva aparición de los minerales que conforman esta asociación de alteración, superponiéndose a la alteración potásica (Figura 34). Ocurre en forma de

reemplazo de feldespatos potásico, plagioclasa y biotita secundaria, de clastos y matriz de la diatrema, por abundante clorita, arcillas smectíticas y magnetita pobremente martitizada, dándole a la roca un tono verde oliva claro. Es frecuente observar en esta zona, remanentes de alteración potásica en forma de parches.

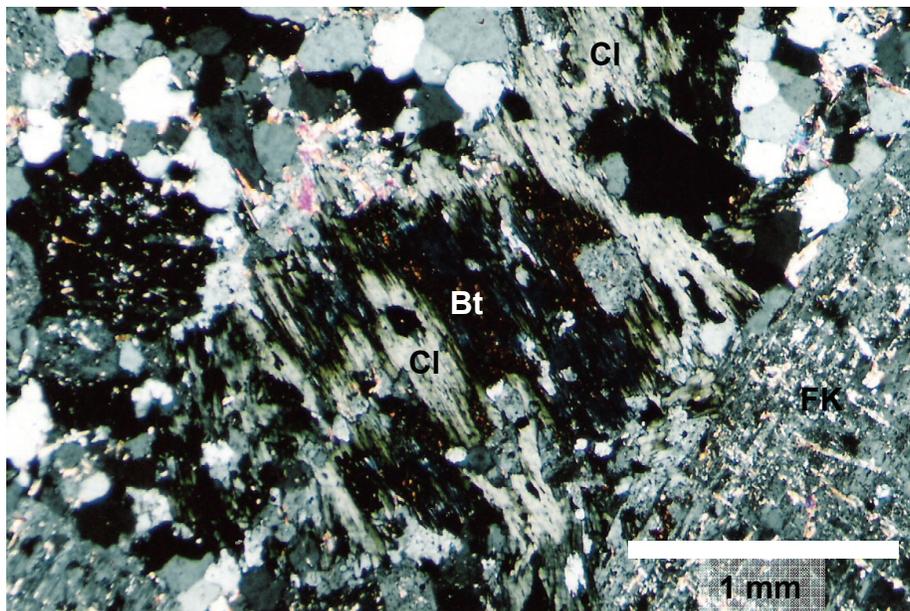


Figura 43. En andesitas porfíricas del metro 240 del sondaje AADDH-04, se observa relicto tabular de biotita (Bt), con reemplazo por laminas de clorita (Cl), con feldespato potásico (FK) y rutilo de color castaño rojizo. En la periferia, se observa sericita sobre la clorita. Nícoles cruzados, aumento 4x.

Tobas dacíticas brechosas del Complejo de Diatrema Chilón también muestran efectos de alteración clorita-sericita (sondajes AADDH-08 y 09). Estos se producen en forma de propagación pervasiva de clorita, illita y arcillas smectitas sobre relictos de minerales máficos y feldespatos en la matriz y en los clastos de la diatrema.

Este evento de alteración clorita-sericita sería el resultado del ascenso directo desde la cámara magmática parental, de una sola fase líquida, con salinidades bajas a moderadas y temperaturas en el rango de 350° a 250°C (Shinohara & Hedenquist, 1997). Este fluido resultaría de una separación más lenta de la fase líquida acuosa desde el magma que está cristalizando, producto del enfriamiento progresivo que va afectando a la cámara magmática parental. Este líquido de baja salinidad también sería responsable de la progresiva formación de las alteraciones filica y argílica avanzada en la zona de *lithocap* (Sillitoe, 2010).

La alteración clorita-sericita se encuentra fuertemente sobreimpuesta por alteración fílica, en forma de parches y a través de guías de sulfuros con halos de alteración cuarzo-sericita (Figura 44).

Alteración Fílica

El efecto de alteración fílica es común en la parte superficial central del Sistema Porfídico Andrés (Figura 34), el cual, suele alcanzar profundidades variables de 100 a 200 metros desde la actual superficie (Figura 35), sugiriendo que gran parte de las rocas afectadas por esta alteración han sido erosionadas. Esta alteración afecta, con intensidades variables, a todas las unidades pre, inter y tardío minerales del Sistema Porfídico Andrés, sobreimponiéndose fuertemente a asociaciones de alteración clorita-sericita. Los primeros 200 metros de los sondajes AADDH-06 y 07, muestran a la Brecha Hidrotermal de anhidrita-cuarzo-pirita afectada por moderada a fuerte alteración fílica (Figura 35). En profundidad, se ha podido observar, que la matriz de esta brecha hidrotermal, desarrolla en los clastos un discreto halo de débil a moderada alteración fílica, dejando, en el interior de éstos, los efectos de alteración pre-brechización caracterizada por alteración clorita-sericita con remanentes de alteración potásica. En los mismos sondajes, se ha observado vetillas de pirita con halos de alteración fílica (tipo "D"), asociados a esta alteración, atravesando la matriz y los clastos de esta brecha.

En las rocas afectadas por alteración fílica, la mayoría de las plagioclasas, feldespatos potásicos y albitas están reemplazadas por una mezcla fina, a veces gruesa (0,2-0,3 mm), de sericita (10-30%) con illita (10-20%). A este proceso se asocia la diseminación de sulfuros sobre los feldespatos y localmente, formación de cúmulos de turmalina. En algunos casos, no es posible detectar relictos de minerales máficos, pero sí, una cantidad importante de rutilo residual (4%), intercrecido con sericita y cuarzo, que podría representar la presencia de pequeños anfíboles, cloritas y biotitas en la roca original. Es frecuente encontrar cantidades menores de turmalina sobre la sericita (Figura 45). Las masas fundamentales feldespáticas microgranulares muestran fuerte sobreimposición de sericita-illita e introducción de cuarzo (5-10%), junto a diseminación de pequeños granos de sulfuros (pirita>>calcopirita).

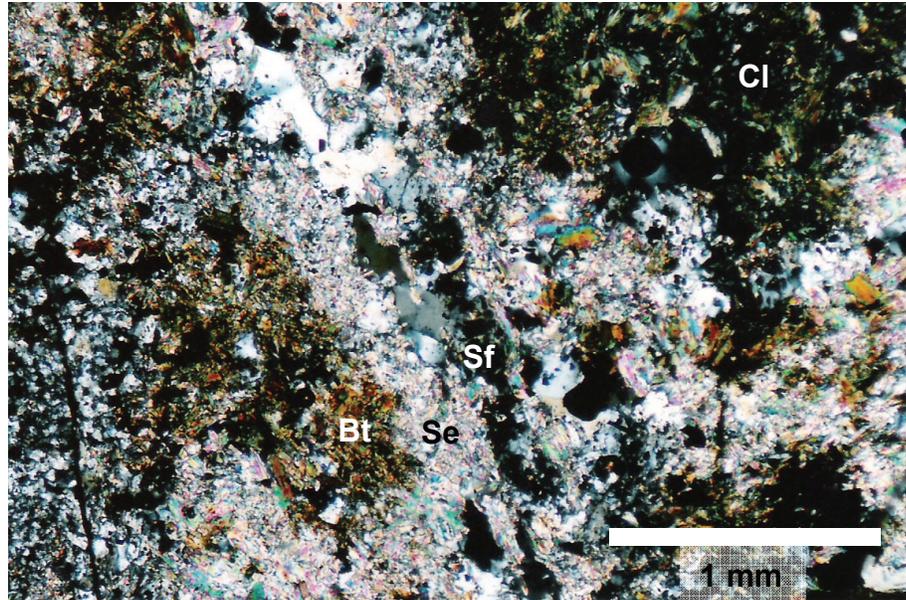


Figura 44. Efecto de la sobreimposición de alteración filica en rocas andesíticas del metro 266 del sondaje AADDH-01, asociado a una vetilla difusa de sulfuros (Sf) con cuarzo (Qz) (vetilla tipo “D”), observándose un halo de sericita (Se) con illita sobre la roca biotitizada (Bt) y cloritizada (Cl). Nicoles cruzados, aumento 4x.

Asociadas a esta alteración, abundan las vetillas rectilíneas de pirita maciza con halos de alteración filica (Figura 44), las cuales son similares a las tipo “D” descritas por Gustafson & Hunt (1975). Estas vetillas de pirita, de 1 a 5 mm de espesor, incluyen escaso cuarzo intersticial y generan sobre la roca un halo fílico pervasivo de illita y sericita, de hasta 1 cm de ancho, asociado a una importante disseminación de sulfuros. Es normal que el halo de estas vetillas reemplace casi totalmente la alteración previa, sea esta potásica o clorita-sericita, dejando abundante rutilo acicular, producto de la destrucción de clorita o de biotita más temprana (Figura 44).

Asociaciones de alteración filica muestran escasa presencia en el Sistema Porfídico Amos. En las muestras de la parte superior del sondaje AM-03, sólo se observan algunas vetillas de sulfuros con estrechos halos filicos asociados, que guardan cierta similitud con las tipo “D”. Éstos estarían afectando a una porción de la diatrema (Figura 40) y al Pórfido Diorítico tardío mineral.

En afloramientos del sector fronterizo y a lo largo de los sondajes AADDH-08 y 09, se observan efectos de intensidades variables de alteración filica en la matriz y clastos de las rocas brechosas del Complejo de Diatrema Chilón. Esta alteración se desarrolla de manera pervasiva en la parte superior, y en forma de parches o a través de guías de

vetillas tipo “D” en profundidad, donde se sobreimpone a asociaciones de alteraciones clorita-sericita y potásica (Figura 40). En este sector, es frecuente observar anhidrita, con inclusiones de piritita, relleno de cavidades a lo largo de estas vetillas tipo “D”.

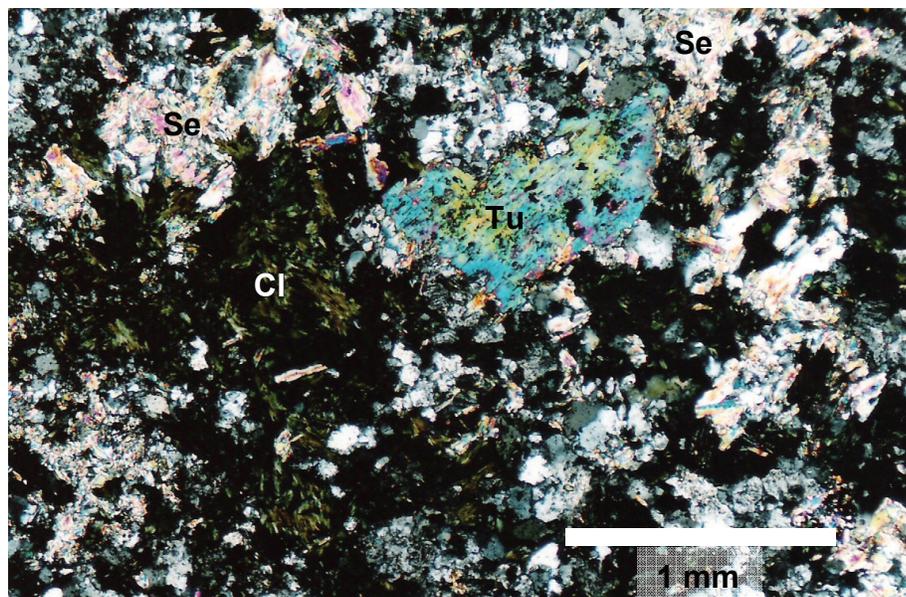


Figura 45. Sobreimposición de cúmulos de turmalina (Tu) y sericita (Se) en roca andesítica con alteración potásica, observándose clorita (Cl) oscura y feldespato potásico intersticial, en muestra del metro 331 del sondaje AADDH-01. Nícoles cruzados, aumento 4x.

No se tiene claridad acerca del origen de la alteración fílica que afecta a las rocas brechosas de la diatrema, no obstante, podría relacionarse a fluidos hidrotermales ligados al Sistema Porfídico Amos.

Estas vetillas tipo “D” cortan y desplazan a todos los tipos de vetillas antes mencionadas. A su vez, las vetillas tipo “D” son cortadas por otras de turmalina y vetillas de cuarzo tardío.

Turmalinización

Efectos de turmalinización en forma de vetillas y rosetas de turmalina se observa ampliamente en el área de estudio (Figura 45, ver mapa en Anexo 1), ya que asociaciones de feldespato potásico y sericita en las rocas del área, dan lugar a que las soluciones ricas en boro formen turmalina en vez de dumortierita, que es más afín fases aluminosilicatadas (Seedorff et al., 2005).

El principal efecto de turmalinización corresponde a la impregnación, con turmalina muy fina y sílice, de la matriz de tobas dacíticas brechosas del margen norte de la diatrema.

En algunos sectores, esta impregnación se produce de manera pervasiva, afectando, tanto matriz como clastos de las tobas, mientras que en otros se inyecta como diques a través de estructuras.

Posiblemente asociado a este evento se han reconocido venillas capilares con turmalina granular (0,5-1 mm), intercrecida con pirita (0,5 mm), observándose un halo filico fino con illita y caolinita microcristalina, que se superpone a la roca con alteración cuarzo-sericítica. Este evento, introduce una cantidad importante de sulfuros en la roca, formando cúmulos sobre las zonas sericíticas, con formación de placas gruesas de turmalina e illita.

Todas las vetillas antes mencionadas están cortadas por delgadas vetillas de turmalina, y éstas, por vetillas de cuarzo tardío.

Mineralización en Amos Andrés

La mineralización de Cu-Mo y Au en Amos Andrés se observa en los alrededores del Complejo de Diatrema Chilón, estando su mayor parte relacionada con la zona de alteración potásica. Una proporción bastante menor de mineralización ha sido depositada durante el evento posterior de alteración clorita-sericita, y prácticamente nula cuando se produjo la alteración filica.

Los sondajes realizados en el área de Andrés, interceptaron diversos intervalos mineralizados de 100 a 300 metros de largo, con valores promedios que oscilan entre 0,3 a 0,6% de cobre, 30 a 40 ppm de Mo y hasta 0,16 g/t Au. En el área de Amos, los sondajes AM-02 y 03, presentan contenidos de cobre promedio que varían de 0,2 a 0,25% Cu, con valores de molibdeno de 25 a 30 ppm Mo. Los valores de oro en Amos son <100 ppb Au.

En la zona de alteración potásica del Sistema Porfídico Andrés, la mineralización de cobre se presenta principalmente diseminada, asociada a los cúmulos de biotita, consistiendo en calcopirita fina anhedral (0,01-0,5 mm), asociada a rutilo y granos pequeños de magnetita. En los alrededores del metro 516 del sondaje AADDH-06, rocas volcánicas afectadas por intenso metasomatismo potásico, con abundante biotita secundaria y altos contenidos de magnetita, se observa finas diseminaciones de calcopirita (3 a 5%), intercrecida con magnetita diseminada y en vetillas irregulares de 1

cm de espesor. En algunos casos donde la biotitización se encuentra bien preservada, se ha podido observar delgadas venillas formadas con granos de calcopirita (0,2-0,3 mm).

En vetillas de biotita temprana, con sobreimposiciones de clorita, se han encontrado trazas de calcopirita muy fina y rutilo asociado a la destrucción de la biotita.

Vetilleos de cuarzo tipo "A", habituales en rocas del Pórfido Diorítico Andrés y en las rocas volcánicas que le rodean, presentan abundante diseminaciones de finos granos de calcopirita (3%) y escasa pirita. La pirita se incrementa, respecto a la calcopirita, en zonas con predominio de alteración clorita-sericita y fílica.

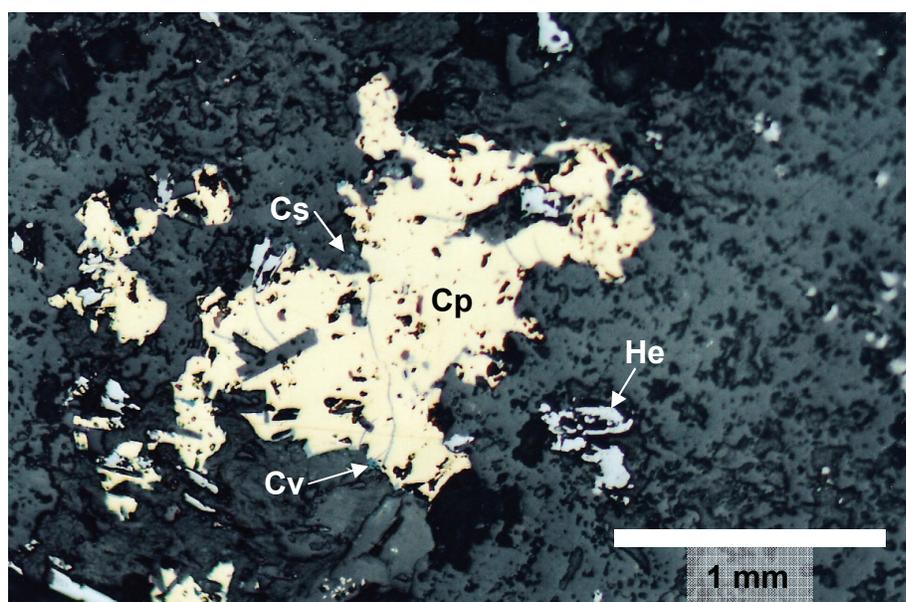


Figura 46. Grano de calcopirita (Cp) (1 mm) con desarrollo de calcosina (Cs) de color gris celeste y covelina (Cv) azul (sector inferior), en los márgenes. Notar los cristales tabulares de hematita (He) gris en la periferia asociados a alteración clorita-sericita. Sondaje AADDH-01, metro 331. Nícoles cruzados, aumento 4x.

En las vetillas de cuarzo tipo "B" con halos potásicos se encuentran granos aislados de magnetita (0,2-0,8 mm) y en menor proporción, hacia los márgenes, calcopirita (0,1-0,4 mm) y molibdenita entre el cuarzo, feldespato potásico y biotita, y granos de pirita rodeados de calcopirita. En el halo de feldespato potásico son frecuentes las diseminaciones finas de magnetita (0,2-0,3 mm) y calcopirita. La ocurrencia de pirita en esta estructura es menor.

En rocas con predominio de alteración clorita-sericita, aún perdura la mineralización diseminada asociada a la alteración potásica de la roca, consistente principalmente en abundante calcopirita fina y magnetita. Posiblemente, asociado a la transformación de

biotita a clorita-illita, se observa formación de abundante hematita en cristales tabulares de 0,1-0,3 mm, encontrándose también en los márgenes de los cristales de magnetita alterados (Figuras 46 y 47). Magnetita también ocurre en forma relictas en los cúmulos correspondientes a biotita cloritizada. Rutilo residual ocurre en los clivajes de las cloritas, producto de la alteración de biotitas y anfíbolos a clorita e illita.

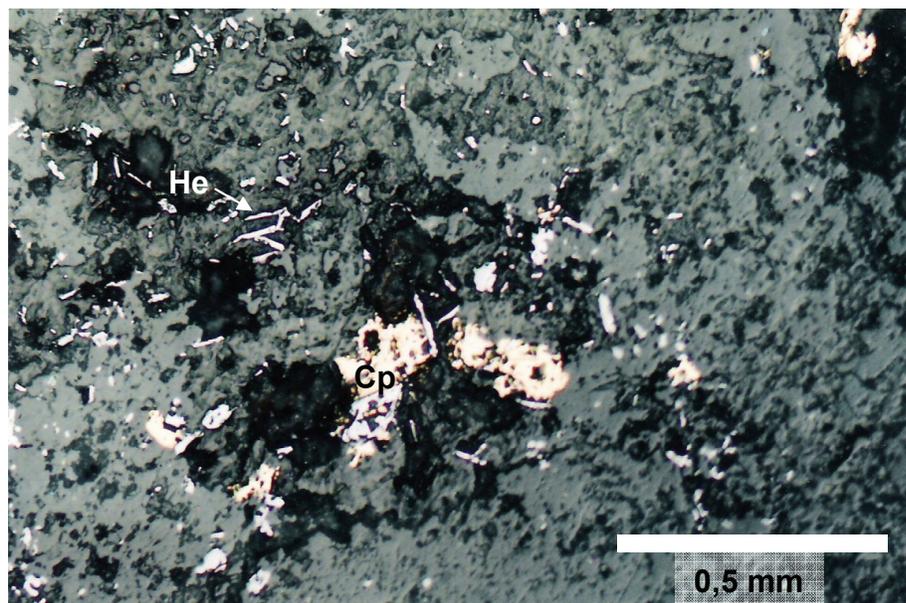


Figura 47. Mineralización de calcopirita (Cp) (0,1-0,2mm) asociada a abundantes agujitas de hematita (He) de color gris claro. Sondaje AADDH-04, metro 27. Nícoles paralelos, aumento 10x.

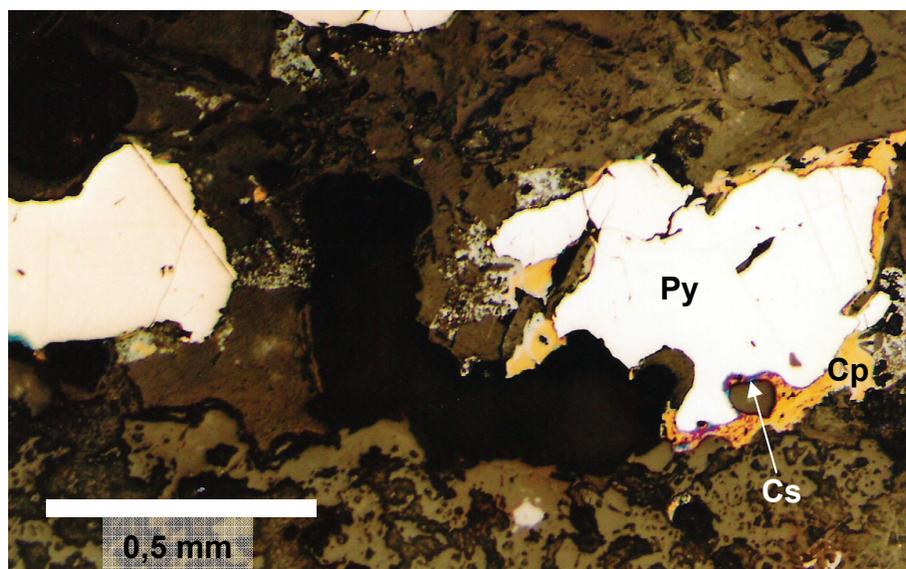


Figura 48. Granos gruesos de pirita (Py) en una vetilla tipo "D", rodeados de un borde delgado de calcopirita (Cp), parcialmente reemplazada por calcosina (Cs) gris celeste, de aspecto pulverulento. Sondaje AADDH-04, metro 99. Aumento 10x.

Las vetillas de pirita con halos filicos tipo “D”, se constituyen de granos continuos y anhedrales de pirita (1 a 3 mm de espesor), con cuarzo en los intersticios y con ocasionales trazas de calcopirita en los márgenes (Figura 48). El efecto de los halos de alteración es amplio, del orden de 5 a 8 mm y corresponden a una fina diseminación de pirita granular, prácticamente borrando los vestigios de mineralización de hematita y calcopirita, relacionadas a los eventos más tempranos, potásico y clorita-sericita. Sobre cloritas sericitizadas, es frecuente observar rutilo y algunos granitos alterados de calcopirita con calcosina en los márgenes. En la periferia, de los halos de estas vetillas se observa co-existencia de calcopirita con pirita.

En el tramo de la Brecha de Anhidrita-Cuarzo-Pirita comprendido entre el metro 354 y 365 del sondaje AADDH-06, se observa que las cantidades de calcopirita en la matriz incrementan fuertemente, respecto de la pirita (de 1 a 3%). En este sector, los contenidos de cobre también se ven aumentados por la ocurrencia de delgadas películas de calcosina secundaria sobre la calcopirita de la matriz, como resultado de efectos supérgenos.

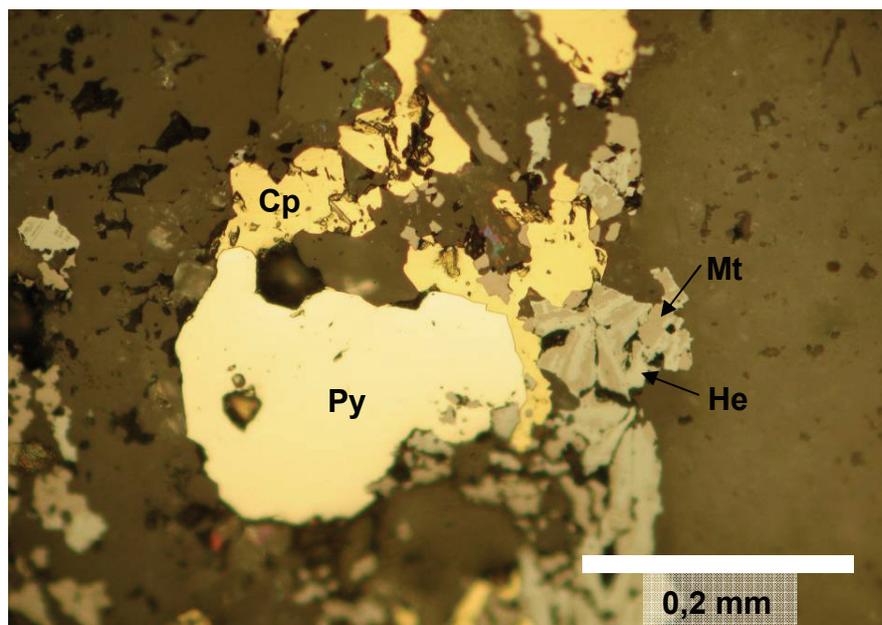


Figura 49. Pirita (Py) en textura de borde mutuo con calcopirita (Cp), junto a magnetita (Mt) parcialmente martitizada a hematita (He) en una vetilla de cuarzo en Pórfido Cuarzo Monzonítico Amos. Sondaje AM-03, metro 232. Nícoles paralelos, aumento 200x.

En el Sistema Porfídico Amos, la mineralización de Cu-Mo asociada a los eventos de alteración que le caracterizan, han sido observados principalmente a lo largo del sondaje AM-03. Al igual que en el Sistema Porfídico de Andrés, la mineralización más

importante se relaciona con el evento de alteración potásica. No obstante, contenidos similares de cobre ocurren en la zona con efectos de alteración clorita-sericita.

La zona de alteración potásica del Sistema Porfídico de Amos, relacionada en parte con el emplazamiento del Pórfido Cuarzo Monzonítico Amos, y que se extiende por varias decenas de metros en las rocas brechosas del Complejo de Diatrema Chilón, alberga mineralización cuprífera que ocurre principalmente diseminada, y en menor proporción en delgadas vetillas. Esta mineralización consiste mayormente en calcopirita fina, acompañada de magnetita y trazas ocasionales de bornita (Figura 49). Mineralización de pirita es escasa en esta asociación (1 a 2%), ocurriendo finamente diseminada.

Localmente, alrededor del metro 320 del sondaje AADDH-08, se observan las rocas tobáceas de la diatrema afectadas por moderado a fuerte vetilleo de cuarzo con bandeamiento, márgenes sinuosos y sutura central, de espesores variables de hasta 3 cm. En estas vetillas se observa líneas centrales conformadas de granos gruesos de pirita y calcopirita, además abundantes diseminaciones en el cuarzo de calcopirita, pirita y trazas de bornita. En superficie, estas vetillas se han encontrado distribuidas, principalmente, en el margen oriental de la diatrema, donde también afectan parte de las rocas del Pórfido Dacítico de Biotita. Si bien, no se tiene una idea clara del origen de éstas, se cree que podrían estar relacionadas con eventos interminerales, posiblemente ligados al Sistema Porfídico Amos.

Rocas propilitizadas, como las volcánicas de la Formación Los Pelambres-Juncal marginales o aquellas del Pórfido Granodiorítico Andrés, se encuentran débilmente mineralizadas con trazas de calcopirita (<<1%), acompañada de diseminaciones y vetillas de pirita, en proporciones de 1 a 4%.

Secuencia Paragenética en Amos Andrés

De acuerdo al estudio de alteración y mineralización se puede indicar que la secuencia paragenética es similar en ambos sistemas porfídicos. La secuencia paragenética se inicia con un evento de alteración potásica, que incluyó en una primera etapa el desarrollo de vetillas de biotita, magnetita y cuarzo tipo “A”, al que se asocia formación de magnetita y la mayor parte de la calcopirita, anhidrita y pirita (Figura 49). Trazas de bornita se observan en el Pórfido Cuarzo Monzonítico Amos. Más tarde, durante el mismo evento, se desarrollan vetillas de cuarzo rectilíneos tipos “B”, con precipitación

de más magnetita, calcopirita y molibdenita. Contemporáneo al evento potásico, se desarrolló el halo externo de alteración propilítica acompañada de magnetita, pirita y trazas de calcopirita. Posteriormente, se produjo la superposición de alteración clorita-sericita sobre la zona potásica con incorporación de pequeñas cantidades de calcopirita, transformación de minerales máficos en rutilo y martitización de magnetita a hematita (Figuras 46 y 47). Más adelante, se generó una nueva superposición, esta vez de alteración fílica sobre las zonas de alteración clorita-sericita y potásica, en la cual se introdujo grandes cantidades de pirita, turmalina, anhidrita y trazas de calcopirita, removiendo, gran parte de la calcopirita y también a la magnetita.

Fuera del área de intrusión del Pórfido Cuarzo Monzonítico Amos, las rocas del Complejo de Diatrema Chilón fueron leve a moderadamente afectadas por asociaciones de alteraciones potásica, clorita-sericita y fílicas, esencialmente estériles.

La secuencia paragenética simplificada de la mineralización en Amos Andrés, se puede graficar de la siguiente manera (los colores indican: violeta - alteración potásica, verde - alteración clorita-sericita, azul - alteración fílica, naranja - proceso supérgeno):

Magnetita-calcopirita-pirita±bornita → Magnetita-calcopirita-molibdenita →
Hematita-calcopirita-magnetita-pirita → Pirita → Calcosina-covelina (Secundario supérgeno)

Mineralización Supérgena

En Amos Andrés, la capa lixiviada, dominada por la presencia de jarosita > goethita, es bastante delgada, con un espesor que varía de 20 a 40 metros. Bajo esta zona, se ha desarrollado una profunda zona de leve enriquecimiento de calcosina ± covelina que afecta a todos los tipos de rocas (Figura 35). Esta mineralización supérgena alcanza profundidades de 230 a 340 metros en el sector de Andrés, mientras que en el sector de Amos, de acuerdo a lo observado en los sondajes AM-03, AADDH-08 y 09, alcanzaría profundidades de 150 a 290 metros (Figura 35). Esto permite indicar que gran parte de la capa lixiviada ha sido erosionada, probablemente durante la glaciación Plio-Pleistoceno (Collipal, 1998; Camus, 2003; Sillitoe & Perelló, 2005), y/o eventos de remoción en masa (Maksaev et al., 2003; Encinas et al., 2006).

En general, el enriquecimiento supérgeno se extiende hasta el frente de sulfato, alrededor de la cota 3.700 (Figura 35), no obstante, en algunos casos esto no se produce, dejando una zona con mineralización hipógena intacta.

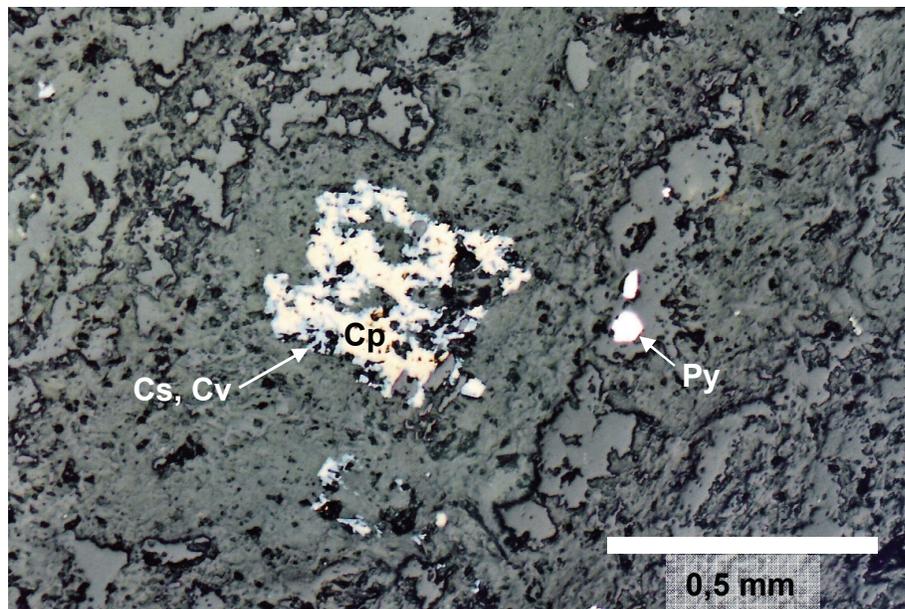


Figura 50. Efectos de enriquecimiento secundario en granos anhedrales de calcopirita (Cp), con desarrollo de calcosina (Cs) y trazas de covelina (Cv) en los bordes (0,5mm). En la periferia se observan granitos menores de calcopirita totalmente reemplazados por calcosina, mientras que granos de pirita (Py) se encuentran intactos. Muestra de andesita del metro 35 del sondaje AADDH-04. Nícoles paralelos, aumento 10x.

La naturaleza inmadura del enriquecimiento supérgeno, se observa en que sólo una pequeña parte de las calcopiritas (10 a 30%), específicamente sus márgenes, han sido reemplazadas por calcosina (Figuras 46 y 50). Ha sido raro encontrar piritas con efectos de enriquecimiento secundario, es común ver a la mayor parte de estas indemnes (Figura 50). Este efecto secundario se produce con mayor intensidad en rocas con alteración fílica que en aquellas con alteración clorita-sericita, debido a que las primeras presentan menor capacidad neutralizante de las soluciones ácidas que transportan el cobre. En zonas con predominio de alteración clorita-sericita, el enriquecimiento de calcopirita con calcosina se asocia, con frecuencia, a los sectores donde la clorita presenta mayor superposición de sericita.

Rocas con efectos de alteración propilítica, como el Pórfido Granodiorítico Andrés o el Pórfido Diorítico tardío del Sistema Porfídico de Amos, muestran indicios de

enriquecimiento supérgeno sólo en fracturas y en vetilleos tipo “D”, donde trazas de calcosina y covelina aparecen junto a pirita y calcopirita (Figura 48).

Las rocas de la diatrema también muestran efectos de enriquecimiento secundario (Figura 35), pero de desarrollo más débil que en las unidades más tempranas. Éste se expresa como muy leve reemplazo de diminutos fragmentos de calcopirita o pirita diseminada, por calcosina y covelina. En superficie, es posible observar en algunos casos, la presencia de chalcantita en fracturas, la que derivaría de la oxidación actual de estos sulfuros enriquecidos.

5. GEOCROLOGÍA

Datos Geocronológicos Previos

Los datos geocronológicos previos disponibles para el área de alteración hidrotermal de Amos Andrés son escasos. Éstos incluyen dos dataciones K-Ar en roca total y una $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sericita (Tabla 1). Las dataciones por el método K-Ar en roca total, fueron realizadas en muestras de testigos con fuerte alteración fílica, provenientes del sondaje AM-01 realizado por Cominco en 1997, en la parte sur del sector de Amos. Éstas entregaron edades de 8.9 ± 0.7 Ma y 9.9 ± 0.5 Ma (Collipal, 1998), las que permitieron indicar una edad preliminar en un rango entre 8,2 y 10,4 Ma. Posteriormente, se realizó una datación en sericita, de una muestra superficial recolectada en el área de Andrés, de un pulso porfídico afectado por fuerte alteración fílica a través del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, la que arrojó una edad “plateau” de 8.38 ± 0.32 Ma (Gígola, 2004). Considerando el error, se podría señalar que las edades K-Ar serían similares, no obstante, al comparar éstas con la $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenida por Gígola (2004), la cual tendría una mayor precisión, sugeriría que la segunda de ellas (9.9 ± 0.5 Ma) habría sufrido algún exceso de Ar. De todas maneras, estos datos entregarían una edad Mioceno Tardío para el evento de alteración fílica desarrollado en Amos Andrés.

En un marco regional, también se dispone de escasos datos geocronológicos para las unidades geológicas que en el área de estudio guardan relación espacial y/o temporal con el sistema porfídico (ver Tabla 1). Para ello se cuenta con dos edades K-Ar para las rocas volcánicas de la Formación Los Pelambres-Juncal, las que entregan una edad en el rango de 25,4 a 18,6 Ma. Estas edades son consistentes con la obtenida por Hollings

et al. (2005) para rocas de esta unidad en las cercanías del sistema porfídico Arpa, en el área de San Felipe, la que entregó una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ “plateau” de $21,9 \pm 2,2$ Ma. Para los productos volcánicos de la Formación Farellones, se dispone de tres dataciones K-Ar, permitiendo asignarle una edad en el rango 15,7 a 11,9 Ma. Esta edad es consistente con edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ “plateau” de 10,94 a 12,38 Ma obtenidas por Hollings et al., (2005) en el área del yacimiento El Teniente. Para pulsos porfídicos dacíticos correspondientes a la Unidad Tambillos, que intruyen a las rocas de la Formación Farellones, se dispone de dos edades K-Ar en biotita en el rango de 8,3 y 7,5 Ma. Estos datos se encuentran a una distancia entre 10 y 20 km del área de estudio.

Material Datado	Alteración/Roca	Método	Edad	Error	Fuente
Sericita	Fílica	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	8,38	0,32	Gígola, 2004
Roca Total	Fílica	K-Ar	8,9	0,7	Collipal, 1998
Roca Total	Fílica	K-Ar	9,9	0,5	Collipal, 1998
Biotita	Pórfido Dacítico Unidad Tambillo	K-Ar	7,8	0,3	Moscoso et al., 1982
Biotita	Pórfido Dacítico Unidad Tambillos	K-Ar	8,0	0,3	Rivano et al., 1993
Roca Total	Andesita Fm Farellones	K-Ar	12,3	0,4	Moscoso et al., 1982
Roca Total	Andesita Fm Farellones	K-Ar	12,5	0,4	Rivano et al., 1993
Biotita	Andesita Fm Farellones	K-Ar	15,1	0,6	Rivano et al., 1993
Roca Total	Subvolcan. intruye Fm. Los Pelambres	K-Ar	17,4	0,6	Moscoso et al., 1982
Roca Total	Fm. Los Pelambres	K-Ar	19,3	0,7	Rivano et al., 1993
Hornblenda	Fm. Los Pelambres	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	21,91	2,2	Hollings et al., 2005
Roca Total	Fm. Los Pelambres	K-Ar	23,1	2,3	Rivano et al., 1993

Tabla 1. Dataciones radiométricas previas en el sector de Amos Andrés.

Nuevos Datos Geocronológicos

Con el propósito de contar con una cronología más precisa de la historia magmática-hidrotermal del sistema porfídico Amos Andrés, se complementaron los datos geocronológicos previos, consistentes en dataciones de alteración fílica a través de los métodos K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, con cuatro nuevas dataciones que incluye la utilización de

métodos U-Pb en circones (TIMS) y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita hidrotermal. De esta manera, se dispone de edades más restringidas para los centros porfídicos Amos y Andrés, lo que permite acotar el período de formación del Complejo de Diatrema Chilón. Para este objetivo, se seleccionaron muestras de roca de tres unidades intrusivas para estudios geocronológicos U-Pb en circones, y una muestra de biotita hidrotermal del evento de alteración potásica con mineralización de cobre más temprana reconocida en el sector de Andrés. Los errores de todas las edades se indican a 2 sigma o con un nivel de confianza de 95%. Las dataciones U-Pb fueron realizadas por el Dr. Richard Friedman en el laboratorio del Pacific Centre para Investigaciones Isotópicas y Geoquímicas de la Universidad de British Columbia, siguiendo los procedimientos que se describen en el Apéndice 2.

Dataciones U-Pb en Circones (TIMS: Thermal Ionization Mass Spectrometry)

De acuerdo a la temporalidad geológica de las distintas unidades caracterizadas en el mapeo superficial y de sondajes realizados en el área de Amos Andrés, se seleccionaron tres unidades intrusivas porfídicas para datación U-Pb en circones. Las unidades porfídicas seleccionadas permitirían obtener edades de cristalización del pulso porfídico más temprano reconocido hasta ahora en Andrés (Pórfido Diorítico Andrés, intermineral temprano), del pulso porfídico más tardío de Andrés (Pórfido Granodiorítico Andrés, mineral tardío), y del pulso porfídico más temprano de Amos (Pórfido Cuarzo Monzonítico Amos, mineral temprano). De esta manera, se podría estimar el tiempo de duración del Sistema Porfídico de Andrés, desde la etapa intermineral a mineral tardío, y, el lapso de tiempo transcurrido entre el término de la actividad magmática del Sistema Porfídico de Andrés y el comienzo de ésta en el Sistema Porfídico de Amos. Lo que a su vez, permitiría estimar el tiempo máximo de formación del Complejo de Diatrema Chilón. Se han interpretado como edades de cristalización de los pulsos porfídicos analizados, los resultados más jóvenes, concordantes y que se superponen, basándose en la hipótesis de que en estos granos más jóvenes no habría ocurrido pérdida de Pb (Friedman, R., *com. verbal*).

Pórfido Diorítico Andrés

De acuerdo a los efectos de alteración y mineralización que le afecta, el Pórfido Diorítico Andrés constituye el pulso magmático más temprano hasta ahora reconocido

en todo el sistema hidrotermal de Amos Andrés. La muestra fue recolectada del metro 425 del sondaje AADDH-06. En diagrama de concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ v/s $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ se observa que las cinco fracciones analizadas caen en la línea de concordia (Figura 51a). Cuatro de estos circones de la muestra AA6-425, son concordantes y entregan una edad promedio ponderado de $7,7 \pm 0,1$ Ma (MSWD=0,48) (Figura 51b), la que ha sido considerada como la edad de cristalización. El quinto circón, que indica una edad de 27,87 Ma, corresponde claramente a un xenocristal o tendría un núcleo heredado (Figura 51a).

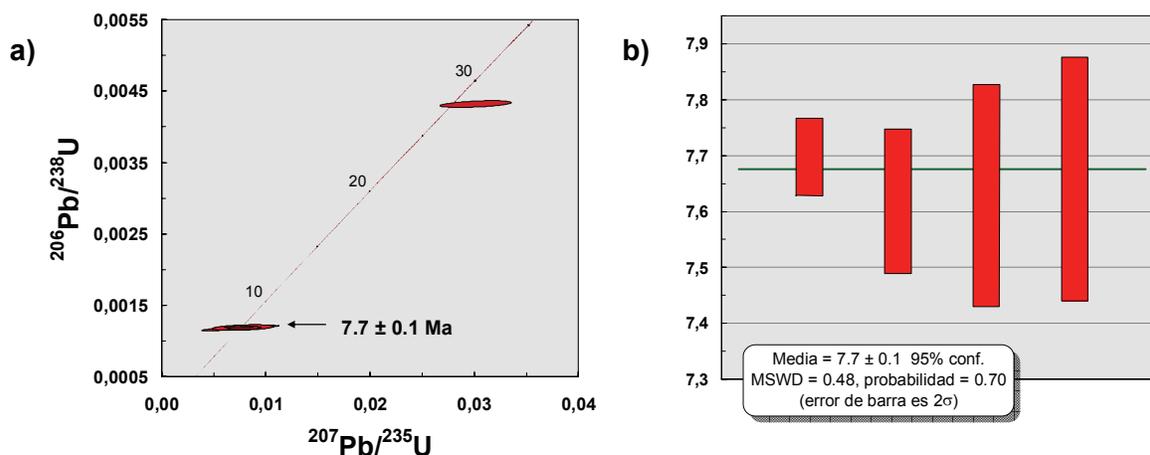


Figura 51. a) Diagrama de concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ v/s $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ para el análisis de cinco circones obtenidos de la muestra AA6-425, correspondiente al Pórfido Diorítico Andrés. Notar el grano que entrega una edad más antigua, de 27,87 Ma, el cual se interpreta como xenocristal o que contine núcleo heredado. Las elipses muestran un error de 2 sigma. b) Diagrama de interpretación de promedios ponderados para los cuatro granos seleccionados. El error y la altura de las barras es de 2 sigma.

Pórfido Granodiorítico Andrés

El Pórfido Granodiorítico Andrés corresponde sin duda a un pulso tardío mineral en el Sistema Porfídico de Andrés, ya que muestra efectos de alteración propilítica, sin desarrollo de vetillas de cuarzo y sin mineralización de Cu y/o Au significativa, e incluye en sus márgenes de contacto intrusivo xenolitos de vetillas de cuarzo y de rocas volcánicas andesíticas, con fuertes efectos de alteración potásica, y en varios casos, con vetillas de cuarzo tempranas confinadas. Ocho circones fueron analizados de la muestra de roca AA2-45, representativa de esta unidad, que fue recolectada del metro 45 del sondaje AADDH-02. En el diagrama de concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ v/s $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ se puede ver que siete fracciones caen en concordia y una cae bajo ella (Figura 52a). De estas siete fracciones, cinco son concordantes y arrojan una edad promedio ponderado

de $8,818 \pm 0,092$ Ma (MSWD=3,0) (Figura 52b), la cual se podría proponer como la edad de cristalización máxima de esta unidad, ya que se esperaba una edad más joven que la obtenida en la muestra AA6-425, correspondiente al Pórfido Diorítico Andrés. Las otras tres fracciones han entregado edades mucho más antiguas (entre 12,6 y 41,9 Ma), las que son interpretadas como xenocristales o que cuentan con núcleos heredados (Figura 52a). El MSWD=3,0 indicaría que la regresión tiene una dispersión mucho mayor que la permitida por los errores analíticos.

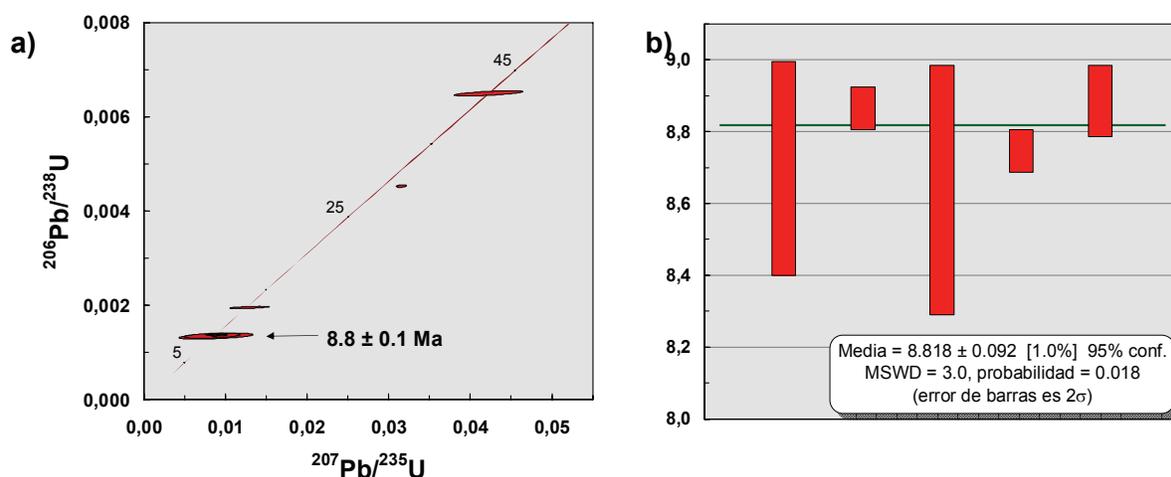


Figura 52. a) Diagrama de concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ v/s $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ para el análisis de ocho circones obtenidos de la muestra AA2-45, correspondiente al Pórfido Granodiorítico Andrés. Notar los tres granos que entrega edades más antiguas, entre 12,6 y 41,9 Ma, los que se interpretan como xenocristales o que continen núcleos heredados. Las elipses muestran un error de 2 sigma. b) Diagrama de interpretación de promedios ponderados para los cinco granos seleccionados. El error y la altura de las barras es de 2 sigma.

Pórfido Cuarzo Monzonítico Amos

El Pórfido Cuarzo Monzonítico, con características de alteración-mineralización temprana, intruye las rocas brechosas del Complejo de Diatrema Chilón, lo cual supone que luego del evento póstumo del Sistema Porfídico de Andrés (la formación de la diatrema), se habría generado un nuevo sistema porfídico en el sector de Amos.

Por consiguiente, conocer la edad de esta unidad permitiría confirmar esta hipótesis, y además, estimar si ambos sistemas se formaron consecutivamente o hubo una pausa significativa entre ellos. Cinco circones se obtuvieron de la muestra de roca AM3-235 tomada del metro 235 del sondaje AM-03, realizado por Cominco en el sector de Amos. En el diagrama de concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ v/s $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ se observa que los cinco circones cayeron en concordia (Figura 53a), y se ha propuesto la edad promedio ponderado de $6,2 \pm 0,4$ Ma, entregada por los dos granos más jóvenes, como la edad de cristalización

(Figuras 53a y 53b). Los otros tres granos que indican edades más antiguas (entre 7,6 y 8,1 Ma), han sido considerados como xenocristales o que contienen núcleos heredados (Figura 53a).

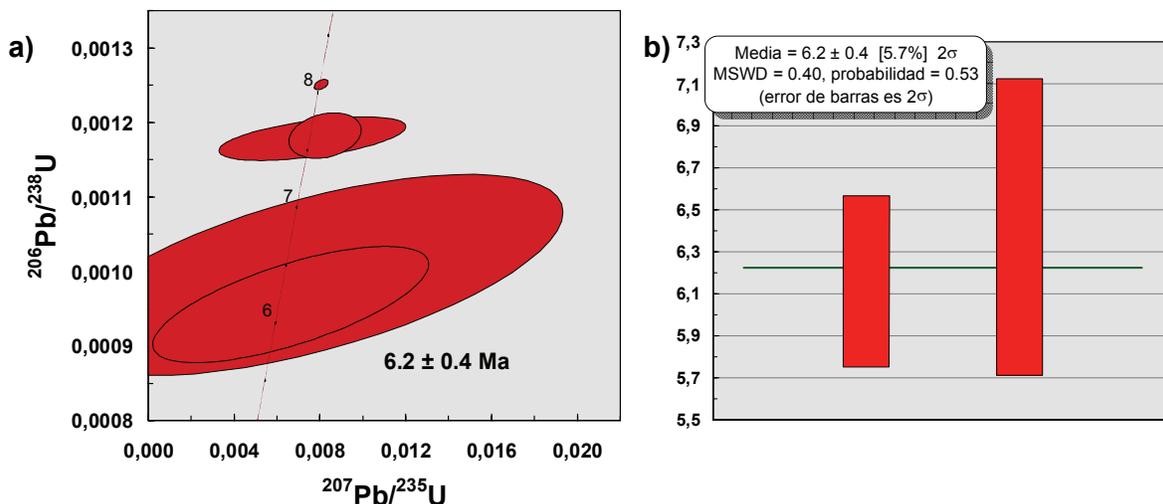


Figura 53. a) Diagrama de concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ v/s $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ para el análisis de cinco circones obtenidos de la muestra AM3-235, correspondiente al Pórfido Cuarzo Monzonítico Amos. Notar los tres granos que entrega edades más antiguas, entre 7,6 y 8,1 Ma, los que se interpretan como xenocristales o que contienen núcleos heredados. Las elipses muestran un error de 2 sigma. b) Diagrama de interpretación de promedios ponderados para los dos granos más jóvenes seleccionados. El error y la altura de las barras es de 2 sigma.

Datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en Biotita Hidrotermal

A través del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en calentamiento por etapas, se dató biotita hidrotermal separada desde una muestra de andesita de la Formación Los Pelambres-Juncal proveniente del testigo del metro 516 del sondaje AADDH-06, la cual ocurre asociada a fuerte mineralización temprana de calcopirita y magnetita en Andrés. De este análisis se obtuvo una edad isocrona inversa de $8,09 \pm 0,11$ Ma (MSWD=0,83) para la alteración potásica y mineralización de cobre principal en el sector de Andrés (Figura 54a). Esta edad isocrona inversa no es concordante con la edad “plateau” obtenida, ya que esta última entrega una edad más antigua de $8,176 \pm 0,079$ Ma, (MSWD=1,2) producto de un pequeño exceso de Ar (Figura 54b). Esto es observable en la razón inicial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de la isocrona que muestra un valor levemente mayor que el esperable de 295,5, dando una razón $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de $303,43 \pm 7,2$ (Figura 54a). Habría demasiado ^{40}Ar usado para calcular la edad “plateau”, por lo que entrega una edad más antigua que la de isocrona inversa.

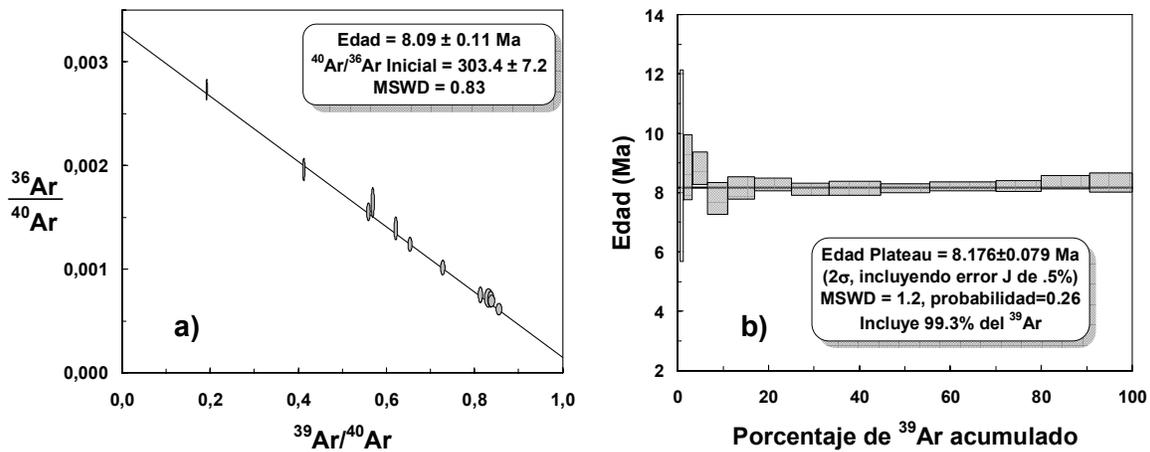


Figura 54. a) Diagrama de isocrona inversa que entrega la edad para la muestra de biotita secundaria del metro 516 del sondaje AADDH-06. Elipses indican error de 2 sigma. b) Diagrama "plateau" para la muestra de biotita secundaria, notar que muestra un patrón que indica exceso de Ar. Las etapas "plateau" se muestran con color gris, mientras que las rechazadas aparecen sin color. La altura de las cajas es de 2 sigma.

Discusión de Datos Geocronológicos Locales

Como se ha señalado anteriormente, el objetivo de las dataciones realizadas ha sido definir temporalidades y confirmar la hipótesis del estudio: dos centros porfídicos, Andrés el temprano y Amos el tardío, separados espacial y temporalmente por el Complejo de Diatrema Chilón.

Efectivamente, los nuevos datos geocronológicos son compatibles con la información geológica obtenida de los diversos mapeos y confirman la hipótesis de dos centros porfídicos, siendo el sistema porfídico de Andrés más antiguo que el de Amos. Los resultados muestran pulsos intrusivos porfídicos distintos en un rango entre 9 y 6 Ma, sin superposición dentro del error de 2 sigma (Figura 55). En la geocronología U-Pb, todos los análisis se hicieron en granos individuales y cada muestra presenta núcleos heredados en al menos uno de los circones (Figuras 51a, 52a y 53a). Las dos muestras relativamente más antiguas contienen uno o tres circones que dan edades más antiguas, los que son razonablemente interpretados como xenocristales o que poseen núcleos heredados (Figuras 51a y 52a). La edad de cristalización obtenida para el Pórfido Diorítico Andrés de $7,7 \pm 0,1$ Ma, constituye hasta ahora una edad máxima de cristalización para pulsos porfídicos en el sistema Andrés. No obstante, la edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita hidrotermal de $8,09 \pm 0,11$ Ma (Figura 54a), podría acercarse a la edad del o los pulsos porfídicos temprano mineral, aún no encontrados en la

exploración desarrollada hasta ahora, responsables del desarrollo de este evento de alteración potásica y mineralización cuprífera temprana. Por lo tanto, se podría proponer la edad de $8,09 \pm 0,11$ Ma como una edad mínima para los pulsos porfídicos temprano mineral aún no identificados.

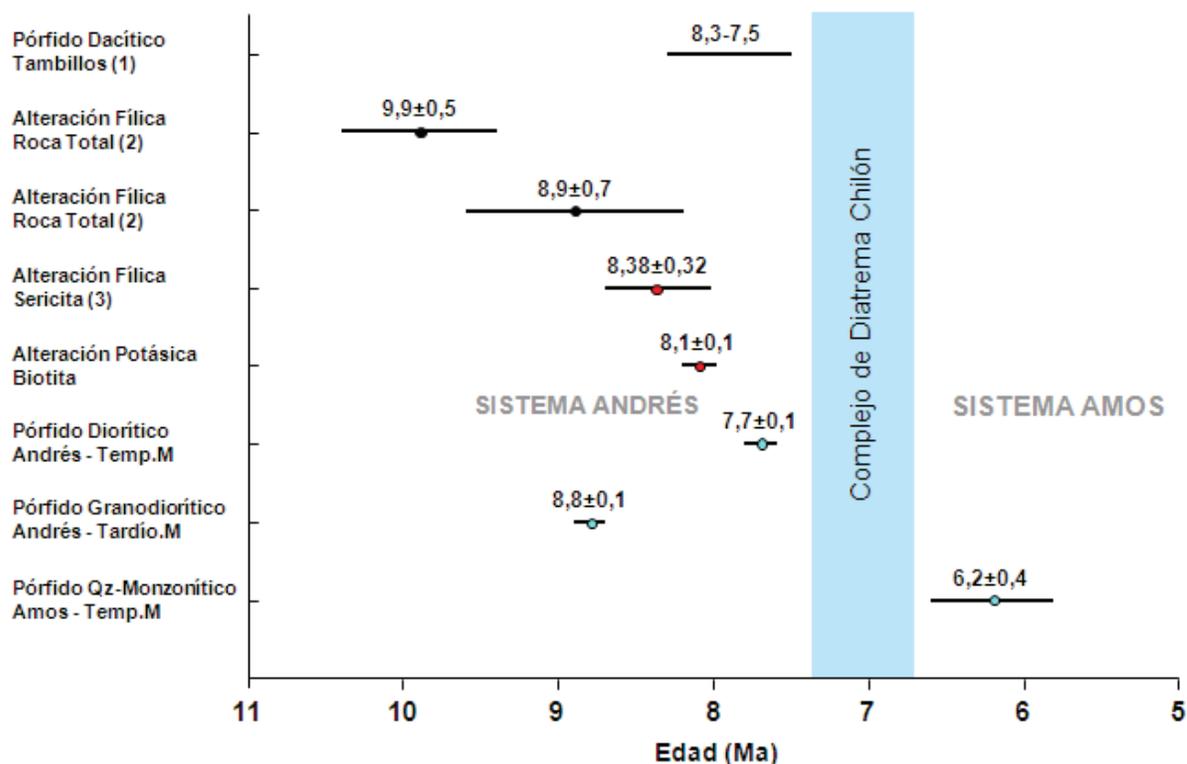


Figura 55. Compilación de datos geocronológicos de eventos intrusivos y alteración hidrotermal en Amos Andrés. Puntos negros indican edades K-Ar, puntos rojos muestran las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, y los puntos celestes señalan las dataciones U-Pb en circones. La franja celeste muestra el lapso de tiempo dentro del cual se pudo formar el Complejo de Diatrema Chilón, es decir, alrededor de los 7 Ma. Referencias: (1) Moscoso et al., 1982 y Rivano et al., 1993; (2) Collipal, 1998 y (3) Gígola, 2004.

El problema se suscita en la muestra AA2-45, que representa al Pórfido Granodiorítico Andrés, pulso tardío mineral en el sistema Andrés que se habría emplazado después del Pórfido Diorítico Andrés y previo a la formación del Complejo de Diatrema Chilón. Esta muestra arrojó una edad de $8,8 \pm 0,1$ Ma (Figuras 52a y 55), mucho más antigua que la del Pórfido Diorítico Andrés, que hasta ahora sería el más temprano reconocido en este sistema hidrotermal (AA6-425: $7,7 \pm 0,1$ Ma). Este resultado permite sugerir que todos los granos de la muestra AA2-45 corresponderían a xenocritales o que contienen núcleos heredados, ya que éstos debieron haber entregado una edad entre los 7,6 y 6,6 Ma. Es posible que el magma del Pórfido Granodiorítico Andrés (AA2-45) haya

incorporado gran cantidad de circones y roca de 8,3 a 9 Ma antes de su emplazamiento. La fuente de estos xenocristales o núcleos heredados podría corresponder a los diversos pulsos porfídicos dacíticos que afloran en los alrededores de Amos Andrés, los que han sido asignados a la Unidad Tambillos, con edades K-Ar en biotita de 8,3 a 7,5 Ma (Rivano et al., 1993; Moscoso et al., 1982) (Figura 55). Esto podría deberse a que la composición del magma del Pórfido Granodiorítico Andrés pudo haber sido pobre en circones o producto de un muestreo imparcial, es decir, por ejemplo, que los circones de 8,3 a 9 Ma pudieron haber sido más resistentes o durables durante el chancado y la molienda, más grandes y por consiguiente, más fáciles de elegir para análisis. Una edad correcta para esta unidad habría permitido estimar el tiempo de duración del Sistema Porfídico Andrés, desde la etapa intermineral a tardío mineral, y, el lapso de tiempo transcurrido entre el término de la actividad magmática-hidrotermal de Andrés y el comienzo de ésta en el Sistema Porfídico Amos.

La muestra más joven, correspondiente al Pórfido Cuarzo Monzonítico Amos, tiene dos granos con resultados entre 5,7 y 7,13 Ma, otros dos granos con valores de 7,6 Ma y un grano de 8,07 Ma (Figura 53a). Es probable que granos muy jóvenes como estos, con concentraciones de U baja a media, son resistentes a la pérdida de Pb, debido a que han tenido muy poco tiempo para acumular daños en el cristal (Friedman, R., *com. verbal*). Por consiguiente, se ha determinado la edad de cristalización del Pórfido Cuarzo Monzonítico Amos de acuerdo a los dos granos más jóvenes (Figura 53b). Circones de los pulsos porfídicos del Sistema Porfídico Andrés, que han dado edades entre 7 y 9 Ma, podrían ser la fuente de los xenocristales de circón encontrados en el pórfido temprano del Sistema Porfídico Amos.

En consideración a las edades K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas por Collipal (1998) y Gígola (2004), respectivamente, se podría señalar que la antigüedad que éstas presentan en relación a las U-Pb obtenidas en este estudio (Figura 55), podría deberse a exceso de Ar en las muestras. Éste pudo haber sido incorporado a las muestras a través de fluidos hidrotermales tardíos que podrían haber interactuado con rocas con contenidos de Ar radiogénico, los que tendrían composiciones isotópicas mayores a 295,5 (Snee, 2002). Por otro lado, también podría ser probable que las asociaciones de alteración filica analizadas, especialmente la relacionada al análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de Gígola (2004), hayan contenido remanentes de illita y clorita de la alteración clorita-sericita que ha sobreimpuesto. Para el caso de la mayor antigüedad de las dataciones K-Ar roca total

de Collipal (1998), podría explicarse como fuentes de exceso de Ar la presencia de inclusiones fluidas o de turmalina en la muestra (Deckart et al., 2005).

Relación Geocronológica Regional de Amos Andrés - Discusión

En base a los nuevos datos geocronológicos obtenidos para los sistemas porfídicos de Amos y Andrés, se puede señalar que éstos se habrían desarrollado entre los 8,2 y 5,8 Ma, es decir, durante el Mioceno Superior. El rango de edad en que se han formado estos sistemas hidrotermales, es claramente más joven que el de otros centros porfídicos agrupados en *clusters* tanto al sur, San Felipe (Toro et al., 2006), como al norte, llamado informalmente aquí como Teatinos (Figura 56).

El grupo de centros porfídicos incluidos en el “*Cluster* San Felipe”: Vizcachitas, Pimentón, Novicio, West Wall y Arpa, localizados entre 20 y 40 km al sur de Amos Andrés, se formaron en el rango de edad entre los 15 y 9 Ma (Toro et al., 2006 y 2009; Ortúzar et al., 2009; Gígola, 2004) (Figura 56). Respecto al “*Cluster* Teatinos”, localizado a unos 25 km al norte de Amos Andrés, y que incluiría los sistemas porfídicos de Cerro Bayo del Cobre, El Pelado, Teatinos, Las Ojotas, Cerro Mercedario y Yunque, se formaron en un rango de edad entre los 15 y 12,5 Ma, de acuerdo a edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas por Gígola (2004) (Figura 56).

Otras agrupaciones o *clusters* de sistemas porfídicos relevantes en la Sub-franja de Chile Central, como Los Pelambres, localizado a unos 60 km al norte de Amos Andrés, que incluye al Sistema Porfídico Frontera (Perelló et al., 2009), o el *cluster* llamado aquí Ortiga, ubicado en el área de Río Blanco-Los Bronces, que incluye los sistemas porfídicos de Los Machos, Ortiga-Los Piches y El Plomo (Toro et al., 2009), serían también más antiguos que Amos Andrés, habiéndose formados en el rango de edades entre los 13,92 a 10,2 Ma y 15 a 10 Ma, respectivamente (Figura 56). Como se puede observar, los *clusters* Los Pelambres, Teatinos, San Felipe y Ortiga, se habrían formado con anterioridad a los 9 Ma, bajo condiciones tectónicas que generaron bajas tasas de alzamiento regional (Kurtz et al., 1997), muy distintas a las imperantes durante la formación de Amos Andrés y de los *clusters* de Río Blanco-Los Bronces y El Teniente, caracterizada por tasas de alzamiento extremadamente altas (Maksaev et al., 2009; Kurtz et al., 1997; Encinas et al., 2006).

El *cluster* Río Blanco-Los Bronces, que incluye los sistemas porfídicos de San Enrique Monolito, Los Sulfatos, La Paloma y Río Blanco-Los Bronces propiamente tal, se

habrían desarrollado en el rango de edad entre los 8,5 y 4,3 Ma (Toro et al., 2009), aunque Río Blanco-Los Bronces se habría formado al final de éstos y simultáneamente con sistema de El Teniente (Deckart et al., 2005), en el rango de edad entre los 6,5 y 4,3 Ma (Deckart et al., 2005; Maksaev et al., 2004; Toro et al., 2009) (Figura 56).

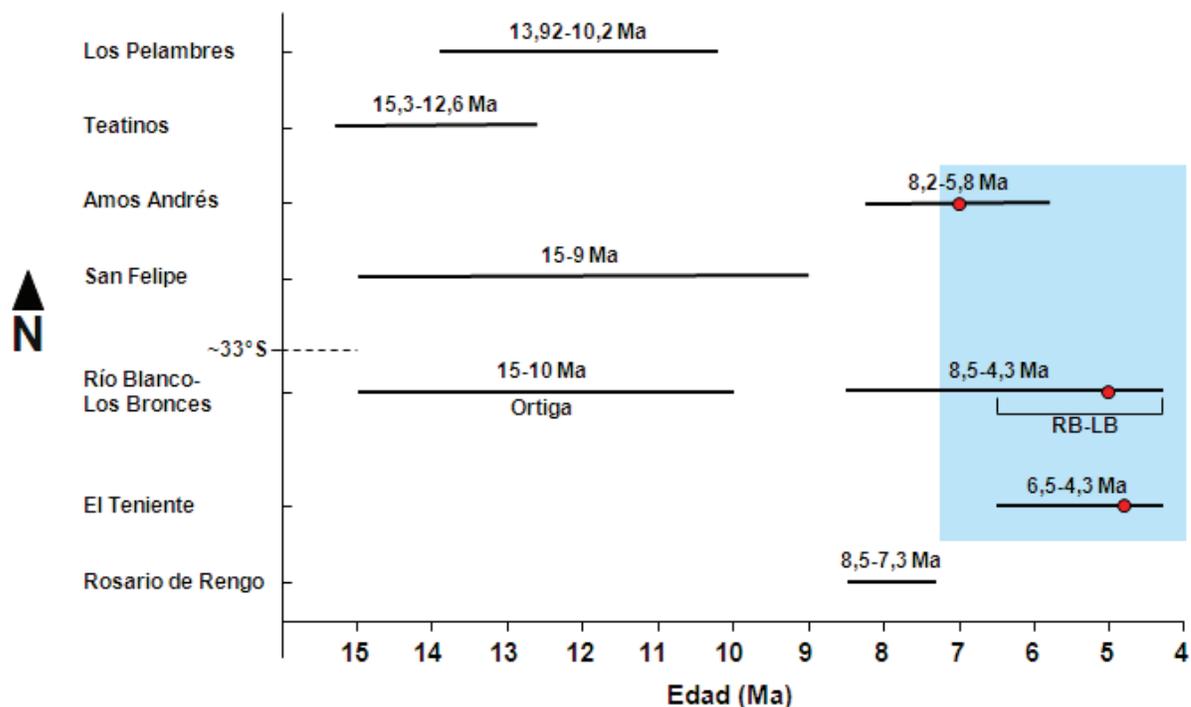


Figura 56. Compilación de datos geocronológicos de los eventos intrusivos y alteración hidrotermal de los diferentes *clusters* de la Sub-franja de Chile Central y su comparación con Amos Andrés. La zona color celeste sugiere el área y el período en que habrían reinado condiciones tectónicas de fuerte compresión durante el cual se habrían formado los complejos de diatrema (puntos rojos). De norte a sur se muestra los siguientes *clusters*: Los Pelambres, que incluye los sistemas de Los Pelambres y Frontera (Perelló et al., 2009); Teatinos, que contiene los sistemas de Cerro Bayo del Cobre, El Pelado, Teatinos, Cerro Mercedario, Las Ojotas y Yunque (Gígola, 2004); San Felipe, que incluye los sistemas de Vizcachitas, Pimentón, Novicio, West Wall y Arpa (Toro et al., 2006 y 2009; Ortúzar et al., 2009; Gígola, 2004); Río Blanco-Los Bronces, que contempla al sistema homónimo y Sulfato, Paloma y San Manuel (Deckart et al., 2005; Toro et al., 2009); El Teniente (Maksaev et al., 2004) y el *cluster* de Rosario de Rengo, que incluye al sistema porfídico de Estero Valenzuela (Gígola, 2004; Toro et al., 2009). En el área del *cluster* Río Blanco-Los Bronces, ocurre un grupo de sistemas porfídicos más antiguos con edades en el rango entre 15 y 10 Ma (Toro et al., 2009), denominado aquí como Ortiga, que incluye los sistemas de Los Machos, Ortiga-Los Piches y El Plomo.

Estudios de geocronología y termocronología realizados por Kurtz et al. (1997) y por Maksaev et al. (2009), en plutones neógenos en la Cordillera de los Andes al sur de los 33°S, revelan un episodio de enfriamiento acelerado entre los 6 y 3 Ma, el cual coincide

con la rápida exhumación de los sistemas porfídicos de Río Blanco-Los Bronces y El Teniente, y la formación de complejos de diatrema, lo que sería compatible con altas tasas de alzamiento y exhumación rápida producto de la tectónica compresiva imperante (Encinas et al., 2006; Charrier et al., 2009). No obstante, en consideración a los datos geocronológicos obtenidos en Amos Andrés, y a que este sistema porfídico también cuenta con la formación de un complejo de diatrema, se podría sugerir, que al menos alrededor de los 32°S, esta tectónica compresiva, responsable del desenterramiento de los sistemas porfídicos y de la formación de diatremas, se habría iniciado luego de los 7,6 Ma (Figura 56), la que se habría propagado hacia el sur, probablemente relacionada, debido a su coincidencia temporal, con la migración en la misma dirección de la Dorsal de Juan Fernández (Yáñez et al., 2002). El *cluster* Rosario de Rengo, que incluye al sistema porfídico de Estero Valenzuela, y que se ubica a unos 50 km al sur de El Teniente, no habría sido afectado por esta tectónica compresiva, en parte porque, de acuerdo a los datos geocronológicos disponibles, se habría formado con anterioridad, entre los 8,5 y 7,3 Ma (Toro et al., 2009; Gígola, 2004) (Figura 56) y porque se encuentra demasiado al sur, fuera de influencia de la subducción de la dorsal.

6. DISCUSIÓN GENERAL

Es habitual que actividades freatomagmáticas de la naturaleza del Complejo de Diatrema Chilón, se desarrollen en etapas muy tardías o post-minerales (Sillitoe 1985, 2000; Camus, 2003; Sillitoe & Perelló, 2005), como ocurre en los depósitos cupríferos de Toquepala, Agua Rica, Río Hurtado, Río Blanco-Los Bronces y Brecha Braden de El Teniente. En el área de estudio, esta situación también ocurre en relación al Sistema Porfídico Andrés, donde el Complejo de Diatrema Chilón concluye la evolución hidrotermal. No obstante, respecto al Sistema Porfídico Amos, el complejo de diatrema ocupa una posición premineral, siendo afectado por las intrusiones porfídicas y asociaciones de alteración-mineralización relacionadas a este sistema porfídico.

Las facies estratificadas del Complejo de Diatrema Chilón que afloran en el sector fronterizo, que incluyen estratificación cruzada de bajo ángulo, fueron interpretadas originalmente como cercanas a la paleosuperficie, debido a que este tipo de estructuras

son comunes en un ambiente de *base surge* o anillo de tobas que constituyen parte de la expresión superficial de la diatrema llamada *maar* (Sillitoe, 1985; Lorenz, 2003; Tãmas & Milesi, 2002). No obstante, esta interpretación fue descartada debido a que en el sector de Amos, el Pórfido Cuarzo Monzonítico Amos, con alteración potásica y vetillas de cuarzo tempranas, intruye a la diatrema a unos 500 metros de profundidad respecto de la posición de los afloramientos con estratificación, lo que resulta incompatible, ya que es poco probable que este pórfido se haya intruido y cristalizado tan cerca de la superficie con temperaturas de formación mayores a los 500°C. Por consiguiente, se sugiere que estas facies estratificadas puedan corresponder a uno o más megabloques que fueron hundidos desde el borde del cráter hacia adentro de la estructura de la diatrema, o, que estas facies se hayan formado en profundidad en donde repetidas erupciones alternadas con subsidencia habrían podido formar estratificación cruzada de bajo ángulo en este ambiente. Sin embargo, se debe tener en consideración que rocas bien estratificadas fuera del conducto o estructura de la diatrema, es decir en un ambiente de surtidores de base, se formaría a partir de una distancia de 400 metros del conducto (Vázquez & Ort, 2006), lo que podría aludir a que si estas rocas estratificadas han sido incorporadas dentro del conducto, corresponderían a corrientes de surtidores de base tempranas depositadas en una paleosuperficie, que luego de sucesivas explosiones freatomagmáticas que expandieron los límites de esta estructura, fueron incorporadas dentro de la estructura de la diatrema.

El Pórfido Granodiorítico Andrés ha entregado una edad de cristalización de 8,8 Ma, un millón de año más antigua que la obtenida para la cristalización del pulso porfídico más temprano reconocido en Andrés, de 7,7 Ma. Sin embargo, no cabe duda acerca de la posición tardío mineral del pórfido granodiorítico dentro de la evolución magmática-hidrotermal del Sistema Porfídico Andrés, debido a que presenta efectos de alteración propilítica con desarrollo de clorita-epidota-pirita, ausencia de vetillas de cuarzo de tipos “A” ó “B”, presencia de xenolitos de rocas con alteración potásica y vetillas de cuarzo confinadas en sus márgenes de intrusión, y escasos contenidos de cobre respecto a las unidades que le rodean. Estas evidencias geológicas revelan que este intrusivo debió haberse emplazado con posterioridad al Pórfido Diorítico Andrés, es decir, alrededor de los 7 Ma. Por consiguiente, se sugiere que los circones analizados corresponderían a xenocristales o que cuentan con núcleos heredados, los que podrían derivar de los

pórfidos dacíticos de la Unidad Tambillos, que afloran en los alrededores y que tienen edades similares a la obtenida para esta intrusión granodiorítica (Figura 55).

Evidencias de progresiva sobreimposición de los distintos eventos de alteración y mineralización, observadas en el hecho que asociaciones de alteración potásica con vetillas de cuarzo tempranas se encuentran sobreimpuestas por asociaciones de alteración clorita-sericita, y éstas, a su vez, ocurren sobreimpuestas por alteración fílica; lo que además implica diversos grados de removilización de la mineralización temprana, reflejan el desarrollo de un proceso de *telescoping* (Sillitoe 1994, 2000), al menos moderado, durante la evolución de los sistemas porfídicos de Amos y Andrés.

Este proceso de *telescoping* habría sido producto, probablemente, del alzamiento tectónico sinmineralización y de altas tasas de denudación que afectaron la zona durante el Mioceno Tardío-Plioceno (Camus, 2003; Kurtz et al., 1997; Sillitoe & Perelló, 2005; Makshev et al., 2003; Makshev et al., 2009; Charrier et al., 2009). Otros antecedentes que podrían apoyar esta idea, ya que estos procesos no fueron homogéneos a lo largo de la franja (Camus, 2003), es la poca potencia de la zona de alteración fílica en el perfil “estratigráfico” de la alteración, pudiendo ésta corresponder principalmente a su porción basal, y a la casi total ausencia de rocas con efectos de alteración argílica avanzada. Efectos puntuales de alteración argílica avanzada han sido reportados por Collipal (1998) en el sector de Amos, de aquí que se sugiera que éstos puedan estar relacionados al Sistema Porfídico de Amos, ya que este tipo de efecto de alteración asociado al Sistema Porfídico Andrés habría sido completamente erosionado. Altas tasas de alzamiento tectónico y denudación que afectaron la Sub-franja de Chile y Argentina Central durante el Mioceno Tardío-Plioceno (Makshev et al., 2009), habrían sido también responsable de la descompresión y del rápido emplazamiento epizonal tanto de los pulsos intrusivos tardío mineral del Sistema Porfídico Andrés, así como, de aquellos reconocidos en el Sistema Porfídico Amos, lo que es sugerido por las texturas porfídicas de alto contraste granulométrico entre fenocristales y masa fundamental, indicando un rasgo subvolcánico para estas unidades. Este hecho, también podría explicar, por una parte, la geometría rectilínea de las vetillas de cuarzo tempranas relacionadas a la asociación de alteración potásica generada durante el emplazamiento del Pórfido Cuarzo Monzonítico Amos, las que insinúan un ambiente transicional dúctil-frágil durante su desarrollo. Estas altas tasas de alzamiento tectónico y denudación, se habría producido en la zona de Amos Andrés con posterioridad al desarrollo de la

alteración potásica, probablemente luego de los 7,6 Ma, debido a que, en general, las intrusiones porfídicas intermineral tempranas a intermedias que desarrollaron asociaciones de alteración potásica en el Sistema Porfídico Andrés, presentan texturas porfídicas gruesas y “cerradas” (*crowded*), es decir, abundantes fenocristales en contacto unos a otros, lo que sugiere un emplazamiento lento y a profundidades cercanas a los 2 km.

También se podría esbozar que el levantamiento de la columna magmática-hidrotermal, como resultado de esta tectónica compresiva, pudo haber colapsado el gradiente térmico, finalizando de manera abrupta con el desarrollo de alteración potásica, permitiendo la sobreimposición pervasiva de asociaciones de alteración clorita-sericita.

El marco tectónico reinante durante la formación de los sistemas porfídicos de los *clusters* de Los Pelambres, Teatinos, San Felipe y Ortiga (Figura 56), se habría caracterizado por bajas tasas de alzamiento tectónico regional (Kurtz et al, 1997). Mientras que para Amos Andrés, gran parte de la evolución de su sistema porfídico se habría desarrollado en un marco tectónico caracterizado por la ocurrencia de altas tasas de alzamiento tectónico regional y denudación (Maksaev et al., 2009; Kurtz et al, 1997), lo que habría favorecido la generación de procesos de *telescoping* y la formación del complejo de diatrema. Según Maksaev et al. (2009), esta condición tectónica, al sur de los 33°S, se habría producido a partir de los 6 Ma. No obstante, en el área de Amos Andrés, alrededor de los 32°S, que cuenta con un complejo de diatrema, no observado en los sistemas más antiguos, permitirían sugerir que el cambio de las condiciones tectónicas hacia un escenario más compresivo, se habría producido luego de los 7,6 Ma (Figura 56). Estas nuevas condiciones tectónicas, posiblemente influenciadas por el paso de la Dorsal de Juan Fernández bajo esta región (Figura 3), se habrían propagado hacia el sur producto de la migración de ésta en esa dirección (Yáñez et al., 2002), afectando de alguna manera, el desarrollo de los depósitos porfídicos más modernos de Río Blanco-Los Bronces y El Teniente, localizados mucho más al sur, donde también se formaron complejos de diatrema (Figura 56).

7. SÍNTESIS EVOLUTIVA DE AMOS ANDRÉS

La evolución geológica en Amos Andrés se inicia con el emplazamiento de los pulsos porfídicos temprano-mineral del Sistema Porfídico Andrés los que desarrollaron eventos de alteración potásica y mineralización tempranos (Figura 57a). Aunque las intrusiones porfídicas responsables de estos eventos de alteración-mineralización aún no han sido encontradas, la identificación de sus efectos en rocas volcánicas de la Formación Los Pelambres-Juncal, dan cuenta de su existencia. Xenolitos de rocas volcánicas con fuerte alteración potásica y vetillas de cuarzo tipo “A” confinadas se observan en el Pórfido Diorítico Andrés, correspondiente a la fase intermineral más temprana hasta ahora reconocida. De manera contemporánea a la formación de alteración potásica con introducción de cobre y oro al sistema, se fue desarrollando alteración propilítica en los márgenes laterales y asociaciones de alteración argílica avanzada en la parte superior del sistema, conformando un eventual *lithocap*.

La mineralización hipógena de cobre asociada a eventos tempranos de mineralización del Sistema Porfídico Andrés, preservada en las rocas volcánicas de la Formación Los Pelambres-Juncal, fue introducida durante el desarrollo de un fuerte metasomatismo potásico con asociaciones de vetillas tempranas de biotita, feldespato potásico, magnetita, cuarzo irregular y cuarzo rectilíneos con sutura central. Esta mineralización, principalmente diseminada, consistió en calcopirita y contenidos menores de molibdenita, acompañada de magnetita, piritita y anhidrita. Una edad mínima para este evento temprano de alteración potásica y mineralización cuprífera corresponde a $8,09 \pm 0,11$ Ma (Figura 57a). Características similares a esta mineralización y alteración, pero tal vez menos intensa o más diluida, se observan en los diversos pulsos intrusivos interminerales que se emplazaron posteriormente en el área (Figura 57b). El Pórfido Diorítico Andrés correspondiente al pulso intermineral más temprano reconocido en Andrés, arrojó una edad de cristalización de $7,7 \pm 0,1$ Ma.

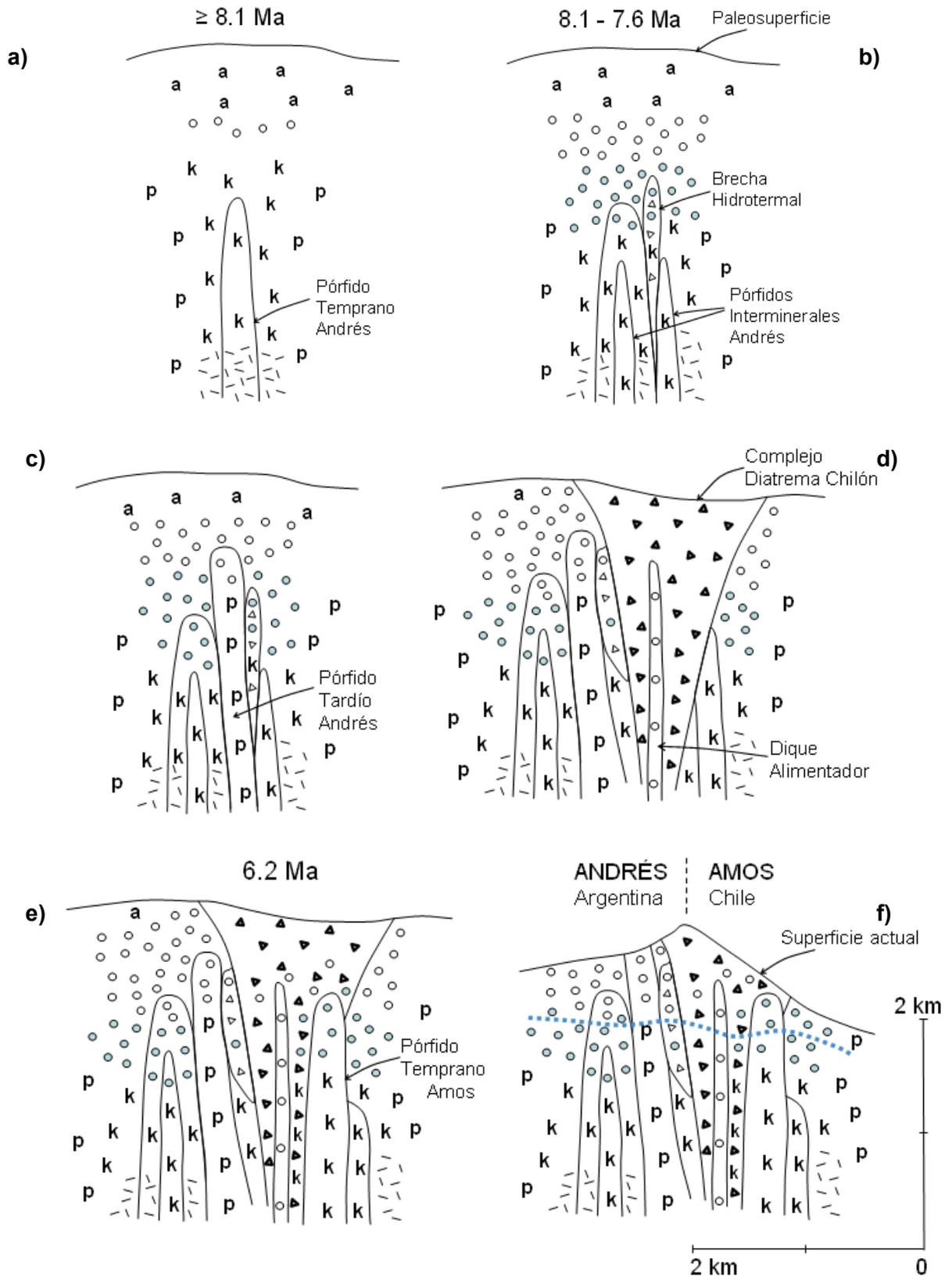
A medida que el sistema magmático-hidrotermal se fue enfriando, los efectos de alteración potásica generados en las rocas volcánicas y en los pórfidos interminerales, fueron sobreimpuestos progresivamente por asociaciones mineralógicas de alteración clorita-sericita, que se propagaron de manera pervasiva por toda el área (Figuras 57b y 57c). Este evento se caracterizó por la transformación de biotitas secundarias y anfíbolos a clorita, illita y rutilo, martitización de magnetita produciendo hematita,

alteración de feldespatos a illita y smectitas, y a una escasa depositación de calcopirita en el sistema porfídico. A continuación, asociaciones mineralógicas características de alteración filica se sobreimpusieron a la alteración clorita-sericita y remanentes de alteración potásica, de manera pervasiva en la parte superior, y en forma de parches o guías de sulfuros con halos fílicos, en profundidad. Durante este evento se produjo una importante introducción de pirita en el sistema, generando removilización de calcopirita. Estas sobreimposiciones progresivas de los diversos eventos de alteración y mineralización, que representarían un proceso de *telescoping* durante la evolución del Sistema Porfídico Andrés, se habría desarrollado producto del alzamiento tectónico sinmineralización y de altas tasas de denudación que pudieron afectar la zona durante el Mioceno Tardío-Plioceno (Maksaev et al., 2009).

Tardíamente, cuando el Sistema Porfídico Andrés se estaba enfriando, se intruyeron a niveles más someros algunos pórfidos granodioríticos, los cuales sólo fueron afectados por moderada alteración propilítica y disseminaciones finas de pirita, junto a algunas estructuras con asociaciones filicas (Figura 57c).

Posteriormente, favorecido por la tectónica compresiva reinante, aguas subterráneas habrían alcanzado la cúpula de magmas tardíos lo que habría generado violentas explosiones freatomagmáticas, formando de esta manera, el Complejo de Diatrema Chilón (Figura 57d). Esta unidad de brecha, de unos 1500 metros en sentido norte-sur y 800 metros este-oeste, conformada por una matriz tobácea de composición dacítica y abundantes clastos redondeados a subredondeados derivados de las rocas preexistentes del Sistema Porfídico Andrés, se fue formando a través de sucesivas explosiones freatomagmáticas debido a que muchos de los clastos corresponden a facies tempranas de la diatrema. El evento de formación de la diatrema y también de tardíos diques de guijarros, concluyen la actividad magmática-hidrotermal del Sistema Porfídico Andrés, en un marco tectónico fuertemente compresivo (Figura 57d).

Más tarde, a los 6,2 Ma, una intrusión porfídica de composición cuarzo monzonítica, que se emplazó rápidamente en el margen occidental de la diatrema, dio inicio al Sistema Porfídico Amos (Figura 57e), generando un efecto de leve a moderada alteración potásica, tanto en sus rocas porfídicas, como en las tobas dacíticas brechosas de la diatrema. Esta alteración, caracterizada esencialmente por feldespato potásico, albita, biotita, vetillas de magnetita y cuarzo irregular a rectilíneo, vino asociada con mineralización de magnetita, calcopirita, escasa pirita, y trazas de bornita.



Ver texto de figura 57 a continuación...

Simbología

a a	Alteración Arg. Avanzada	△ ▲	Brecha hidrotermal
⊙ ⊙	Alteración Fílica	▶ ▶	Complejo de Diatrema
⊙ ⊙	Alteración Clorita-Sericita	⋯	Enriquecimiento Secundario
p p	Alteración Propilítica		
k k	Alteración Potásica		
∩ ∩	Alteración Calco-sódica		

Figura 57. Esquema evolutivo simplificado del Sistema Hidrotermal Pórfidico de Amos Andrés (modificado de Sillitoe, 2000). a) Intrusión de pulso porfídico temprano mineral alrededor de los 8 Ma, desarrollando alteración potásica con introducción de cobre y oro al sistema, alteración propilítica en los márgenes e inicio del *lithocap* en la parte superior del sistema. b) A partir de los 7,7 Ma, se produce la intrusión de pulsos porfídicos interminerales, seguidos por el emplazamiento de brechas hidrotermales, continuando con el desarrollo de alteración potásica, pero con menores contenidos en cobre y oro. c) Producto del enfriamiento progresivo del sistema hidrotermal, se produce la superposición de las partes altas de la zona de alteración potásica por alteración clorita-sericita. Luego se produce la intrusión de pulsos porfídicos tardío mineral, con alteración propilítica sin contenidos de cobre y oro significativos. d) Tasas de alzamiento y denudación provocan el telescopio del sistema hidrotermal, con alteración argílica avanzada, fílica y clorita-sericita superponiéndose progresivamente a zona superior de alteración potásica; así mismo, este alzamiento y denudación causa que aguas meteóricas alcancen las cúpulas de diques alimentadores, produciéndose violentas explosiones freatomagmáticas, las que formarían el complejo de diatrema. e) Entre los 6,6 y 5,8 Ma se produce el emplazamiento epizonal rápido de pulsos temprano mineral del sistema Amos con desarrollo de alteración potásica y mineralización de cobre, bajo similar régimen de alzamiento y denudación que produce la pronta superposición de alteración clorita-sericita sobre la zona superior de alteración potásica. f) Tras el enfriamiento total del sistema hidrotermal, la continuación de procesos erosivos generarían la formación de la actual geomorfología y el desarrollo de enriquecimiento secundario de cobre.

Al igual que en el Sistema Porfídico Andrés, este evento potásico también fue superpuesto por asociaciones mineralógicas de alteración clorita-sericita, pero esta vez, con mayor contenido de clorita y pirita, y escasa martitización de magnetita.

Uno o varios eventos de alteración potásica, con ausencia o escasas vetillas de cuarzo, se desarrollaron hacia la mitad oriental de la diatrema, éstos a su vez, fueron superpuestos por eventos de alteración fílica a través de abundantes vetillas de pirita tipo "D" con anhidrita y halos fílicos. Estos eventos, de acuerdo a sus características de alteración y mineralización, estarían relacionados a pulsos porfídicos interminerales tardíos, no observados, asociados al Sistema Porfídico Amos.

Una vez finalizada la actividad magmática-hidrotermal en el área de Amos Andrés, comenzó durante el Plio-Pleistoceno un proceso supérgeno que generó una potente zona de enriquecimiento secundario, inmaduro, que afecta a todas las unidades y que

se extiende por debajo de una delgada capa lixiviada, alcanzando profundidades que oscilan entre 230 y 340 metros, produciéndose con mayor fuerza en las rocas afectadas con alteración fílica (Figura 57f). Este proceso de enriquecimiento, aún activo, se caracteriza por el reemplazo parcial de calcopirita, principalmente de sus márgenes, con calcosina ± covelina.

8. CONCLUSIONES

Las características de alteración y mineralización hidrotermal presentes en el área de Amos Andrés, son típicas de los sistemas porfídicos de Cu-Mo (-Au) que ocurren en las diversas franjas metalogénicas a lo largo de la Cordillera de Los Andes, siendo muy similares a aquellas de los grandes sistemas porfídicos de edad Mioceno Superior-Plioceno Inferior localizados en la Franja de Pórfidos Cupríferos de Farellones.

En Amos Andrés existen, al menos, dos sistemas porfídicos, uno en el sector de Andrés, y otro en el sector de Amos, los que están separados espacial y temporalmente por el Complejo de Diatrema Chilón. El sistema porfídico Andrés es más antiguo que el de Amos, debido a que el primero se encuentra cortado por el Complejo de Diatrema Chilón, mientras que el segundo la intruye. Aunque hasta ahora no se han encontrado en Andrés intrusiones porfídicas temprano mineral, se han reconocido efectos de alteración potásica y mineralización cuprífera temprana que darían cuenta de su existencia. Una datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita hidrotermal relacionada a un evento de alteración potásica y mineralización temprana entregó una edad de $8,09 \pm 0,11$ Ma la que se podría interpretar como una edad mínima para estas supuestas intrusiones tempranas.

Edades U-Pb en circones entregan para el Pórfido Diorítico Andrés, la intrusión intermineral más temprana encontrada en Andrés, una edad de $7,7 \pm 0,1$ Ma. Para el Pórfido Granodiorítico Andrés, emplazado en una posición tardío mineral en Andrés, se obtuvo una edad U-Pb en circones de $8,8 \pm 0,1$ Ma, un millón de años más antigua que el pulso intermineral más temprano. Este intrusivo granodiorítico es sin duda tardío mineral ya que presenta efectos de alteración propilítica, ausencia de vetillas de cuarzo, xenolitos de rocas con alteración potásica y vetillas de cuarzo confinadas, y escasos contenidos de cobre respecto a las rocas que le rodean, por lo que debió haberse

emplazado con posterioridad al Pórfido Diorítico Andrés, es decir, alrededor de los 7 Ma. Esta situación se podría explicar indicando que las fracciones analizadas para esta unidad corresponderían a xenocristales o que tienen núcleos heredados, los que podrían derivar de pórfidos dacíticos relacionados a la Unidad Tambillos, con edades similares a las obtenidas para el pórfido granodiorítico.

La posible ocurrencia de altas tasas de alzamiento tectónico y denudación durante la evolución del Sistema Porfídico Andrés, habrían ayudado a que aguas subterráneas alcanzaran la cúpula de magmas tardíos generando violentas explosiones freatomagmáticas dando lugar a la formación del Complejo de Diatrema Chilón. Una vez formado el Complejo de Diatrema Chilón, dando fin al Sistema Porfídico Andrés, se emplazó el Pórfido Cuarzo Monzonítico Amos que inicia el Sistema Porfídico Amos. Una datación U-Pb en circones de esta unidad intrusiva entregó una edad de $6,2 \pm 0,4$ Ma. De esta manera, se puede señalar que la actividad intrusiva e hidrotermal en el área de Amos Andrés se habría desarrollado entre los 8,2 y 5,8 Ma (Mioceno Tardío), es decir, durante al menos 2,4 Ma.

La mineralización hipógena temprana en cada uno de los dos sistemas porfídicos que caracterizan a Amos Andrés, consiste en diseminaciones de magnetita, calcopirita \pm pirita \pm molibdenita, y trazas de bornita, la cual estuvo mayormente asociada a eventos de alteración potásica con desarrollo de vetillas de cuarzo de tipos "A" y "B". Esta mineralización hipógena presenta mejor desarrollo y concentración en Andrés que en Amos. Durante la sobreimposición de la parte superior de la alteración potásica por alteración clorita-sericita, ocurrió una leve introducción de calcopirita en el sistema. Finalmente, parte significativa de la mineralización temprana fue removilizada por los fluidos asociados a la alteración filica, especialmente en el Sistema Porfídico Andrés.

El moderado proceso de *telescoping* o progresiva sobreimposición de los eventos de alteración y mineralización que se habría producido durante la evolución de los sistemas porfídicos de Amos y Andrés, donde alteración potásica es sobreimpuesta por alteración clorita-sericita, y éstas, por alteración filica), habría sido producto de una condición tectónica fuertemente compresiva durante la evolución del sistema magmático-hidrotermal.

El marco tectónico reinante durante la formación de los sistemas porfídicos de los *clusters* Los Pelambres, Teatinos, San Felipe y Ortiga, entre los 15 y 9 Ma, se habría caracterizado por bajas tasas de alzamiento tectónico regional. Mientras que respecto a

Amos Andrés, gran parte de la evolución de su sistema porfídico se habría desarrollado en un marco tectónico caracterizado por la ocurrencia de altas tasas de alzamiento tectónico regional y denudación, lo que habría favorecido la generación de procesos de *telescoping* y la formación del complejo de diatrema. Por consiguiente, se podría sugerir, que alrededor de los 32°S, el cambio de condiciones tectónicas de bajas a altas tasas de alzamiento tectónico regional, se producirían alrededor de los 7,6 Ma. Este cambio de condiciones tectónicas pudo ser influenciado por el paso de la Dorsal de Juan Fernández bajo esta región, las que se habrían propagado hacia el sur producto de la migración de esta dorsal en esa dirección, afectando de alguna manera, el desarrollo de los depósitos porfídicos más modernos de Río Blanco-Los Bronces y El Teniente, donde también se formaron complejos de diatrema.

A partir del Plio-Pleistoceno, en el área de Amos Andrés se habría iniciado un proceso supérgeno de enriquecimiento secundario que afectó a todas las litologías del área, especialmente a aquellas con mayores efectos de alteración fílica. Esta zona de enriquecimiento, se extiende por debajo de una delgada capa lixiviada, alcanzando profundidades de hasta 340 metros. De naturaleza inmadura, esta potente zona de enriquecimiento, se expresa como reemplazo parcial de márgenes de calcopiritas por calcosina ± covelina.

9. REFERENCIAS

- Camus, F., 1975. Geology of the El Teniente Orebody with emphasis on wall-rock alteration. *Economic Geology*, v. 70, Nro 8, p. 1341-1372.
- Camus, F., 2003. Geología de los sistemas porfídicos de los Andes de Chile. Santiago, Chile, *Servicio Nacional de Geología y Minería*, 267 p.
- Cannell, J., Cooke, D. R., Walshe, J. L., & Stein, H. 2005. Geology, Mineralization, Alteration, and Structural Evolution of the El Teniente Porphyry Cu-Mo Deposit: *Economic Geology*, vol. 100, 979-1003.
- Charrier, R.; Farías, M. & Maksaev, V. 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argentina.*, vol.65, n.1, pp. 05-35.
- Collipal, S., 1998. Geología, Geoquímica y Geotermometría del Prospecto de Cu-Au Amos, Frontera chileno-argentina, V Región de Valparaíso, Chile. *Memoria de Título de Geólogo*, Universidad de Chile, Santiago. Inédita. 124 p.
- Deckart, K.; Clark, A.H.; Aguilar, C.; Vargas, R.; Bertens, A.; Mortensen, J.K.; Fanning, M. 2005. Magmatic and hydrothermal geochronology of the giant Río Blanco porphyry copper deposit, central Chile: Implications of an integrated U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ database, *Economic Geology*, vol. 100: 905-934.
- Encinas, A., Maksaev, V., Pinto, L., Le Roux, J.P., Munizaga, F., Zentilli, M., 2006. Pliocene lahar deposits in the Coastal Cordillera of central Chile: implications for uplift, avalanche deposits, and porphyry copper systems in the Main Andean Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 20, 369–381.
- Gígola, S., 2004. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of porphyry Copper Prospects in The Miocene-Pliocene Sub-province of Central Chile and contiguous Argentina: Metallogenetic Implications. Unpublished. *Master of Science Thesis*. Queen's University, Ontario, Canada.
- Gustafson, L. & Hunt, J., 1975. The Porphyry Copper Deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, v. 70, Nro 5, p. 857-912.
- Hollings, P., Cooke, D. & Clark, A.H. 2005. Regional Geochemistry of Tertiary Igneous Rocks in Central Chile: Implications for the Geodynamic Environment of Giant Porphyry Copper and Epithermal Gold Mineralization. *Economic Geology*, vol. 100: 887–904.
- Irarrázaval, V., Sillitoe, R.H., Wilson, A., Toro, J.C., Robles, W. & Lyall, G. 2010. Discovery history of a giant, high-grade, hypogene porphyry copper-molybdenum deposit at Los Sulfatos, Los Bronces-Río Blanco District, Central Chile. *Society of Economic Geologists*, Special Publication 15, p. 253-269.

Kurtz, A., Kay, S., Charrier, R. & Farrar, E., 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34-35°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24, Nro 1, p. 75-90.

Lorenz, V. 2003. Maar-Diatreme Volcanoes, their formation, and their setting in hard-rock or soft-rock environments. *GeoLines*, vol 15, p. 72 - 83.

Maksaev, V., Charrier, R., Rivera, O., Piquer, J. & Yáñez, G. 2009. Evolution of the Late Miocene-Early Pliocene Cu-Mo porphyry belt of the Andes between 31°-35°S. S11_022, *12° Congreso Geológico Chileno*, Santiago.

Maksaev, V. & Munizaga, F. 2000. Duración de los procesos hidrotermales formadores de yacimientos de tipo pórfido cuprífero gigantes chilenos. *9° Congreso Geológico Chileno*, Puerto Varas.

Maksaev, V., Munizaga, F., Mc Williams, M., Fanning, M., Mathur, R., Ruiz, J., and Zentilli, M., 2004. New Chronology for El Teniente, Chilean Andes, from U-Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar, Re-Os and fission track dating: Implications for the Evolution of a Supergiant Porphyry Cu-Mo Deposit. *Society of Economic Geologists*, Special Publication 11, p. 15-54.

Maksaev, V., Munizaga, F., Zentilli, M. y Charrier, R., 2009. Fission track thermochronology of Neogene plutons in the Principal Andean Cordillera of central Chile (33°-35°S): Implications for tectonics evolution and porphyry Cu-Mo mineralization. *Andean Geology*, 36 (2), p. 153-171.

Maksaev, V., Zentilli, M., Munizaga, F. y Charrier, R., 2003. Denudación-Alzamiento del Mioceno Superior - Plioceno Inferior de la Cordillera de Chile Central (33°-35°S) Inferida por Dataciones por Trazas de Fisión en Apatito de Plutones Miocenos. *10° Congreso Geológico Chileno*, Concepción.

Meyer, C. & Hemley, J. 1967. Wall Rock Alteration, *in* Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*: New York, Holt, Rinehart, and Winston, 166-232 pag.

Moscoso, R., Padilla, H. & Rivano, S. 1982. Hoja Los Andes. *Carta geológica de Chile* Nro. 52, Escala 1:250.000. Sernageomin.

Ortúzar, J., Toro, J.C., Maksaev, V. & Barra, F. 2009. Geología del Prospecto Novicio, Alta Cordillera, 5ta Región, Chile Central. S11_049, *12° Congreso Geológico Chileno*, Santiago.

Perelló, J., Sillitoe, R.H., Brockway, H., Posso, H. & Mpodozis, C. 2009. Contiguous Porphyry Cu-Mo and Cu-Au Mineralization at Los Pelambres, Central Chile. S11_026, *12° Congreso Geológico Chileno*, Santiago.

Ramos, V. A., Aguirre Urreta, B., Alvarez, P., Cegarra, M., Cortez, J. C., Cristallini, E., Lo Forte, G., and Pérez, D., 2000. *Hoja Geológica* 1:250.000 3369-I Cerro Aconcagua, Provincias de Mendoza y San Juan: SEGEMAR.

Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M., and Villaroel, R., 1990, Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de Los Andes de Chile Central (32-34°S): *Revista Geológica de Chile*, Vol. 17 (2), p. 205-214.

Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Boric, R. y Espineira, D., 1993. Hojas Quillota y Portillo. *Carta geológica de Chile Nro. 73*, Escala 1:250.000. Sernageomin.

Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J. M., Einaudi, M. T., Zurcher, L., Stavast, W., Johnson, D. A. and Barton, M. D., 2005. Porphyry Deposits: Characteristics and Origin of Hypogene Features. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 251-298.

Shinohara, H., and Hedenquist, J.W., 1997, Constraints on magma degassing beneath the Far Southeast porphyry Cu-Au deposit, Philippines: *Journal of Petrology*, v. 38, p. 1741-1752.

Sillitoe, R.H., 1981, Regional aspects of the Andean porphyry copper belt in Chile and Argentina. *Trans. Inst. Min. Metall.* 90 p.B15-36. London.

Sillitoe, R.H., 1985. Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. *Economic Geology*, v. 80, p. 1467-1514.

Sillitoe, R.H., 1994. Erosion and collapse of volcanoes: Causes of telescoping in intrusion-centered ore deposits. *Geology*, v. 22, p. 945-948.

Sillitoe, R.H. 2000. Gold-rich porphyry deposits: Descriptive and genetic models and their role in Exploration and discovery. *Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 315-345.

Sillitoe, R.H. 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, v. 105, p. 3-41.

Sillitoe, R.H. & Perelló, J., 2005. Andean Copper Province: Tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 845-890.

Snee, L.W. 2002. Argon Thermochronology of Mineral Deposits – A Review of Analytical Methods, Formulations and Selected Applications. U.S. Geological Survey Bulletin 2194. 39 p.

Stern, C., 2004. Active Andean Volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 31 (2), p. 161-206.

Tămas, C. & Milesi, J-P. 2002. Hydrovolcanic BrecciaPipe Structures – General Features and Genetic Criteria – I. Phreatomagmatic Breccias. *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia*, XLVII, 1, p. 127-147.

Toro, J.C., Ortúzar, J., MaksaeV, V. & Barra, F. 2009. Nuevos antecedentes geocronológicos franja de pórfidos Cu-Mo del Mioceno-Plioceno, Chile Central: Implicancias metalogénicas. S11_047. *12° Congreso Geológico Chileno*, Santiago.

Toro, J.C., Ortúzar, J., Maksaev, V., Barra, F. y Zamorano, J., 2006. Cronología de un Nuevo Cluster en la Franja de Pórfidos Cupríferos del Mioceno de Chile Central. *11° Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta.

Vázquez, J. & Ort, M. 2006. Facies variation of eruption units produced by the passage of single pyroclastic surge currents, Hopi Buttes volcanic field, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 154, p. 222-236.

Vega, E, & Maksaev, V., 2003. La Chimenea Braden: Nuevos Antecedentes Geológicos y Geocronológicos. *10° Congreso Geológico Chileno*, Concepción.

Vry, V., Wilkinson, J., Seguel, J. & Millán, J. 2009. A new vein paragenesis for the El Teniente Porphyry Cu-Mo Deposit, Chile. S11_051. *12° Congreso Geológico Chileno*, Santiago.

White, J.D.L. & Houghton B.F., 2006. Primary volcanoclastic rocks. *Geology*, v. 34; nro. 8; p. 677–680.

Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C. & Selles, D., 2002, The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33–34°S: Geodynamic evidence and implications: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 23–38.

Apéndice 1

Resultados Geocronología U-Pb

Tabla con fracciones analizadas por cada muestra y sus resultados.

Muestra/ fracción	Razón 207Pb/235U	1s, %	Razón 206Pb/238U	1s, %	rho	206Pb/238U age, Ma	2s, Ma
----------------------	---------------------	-------	---------------------	-------	-----	-----------------------	-----------

AA6-425

A	0,007358	7,762	0,001195	0,444	0,196567	7,7	0,07
B	0,007931	8,334	0,001182	0,84	0,364584	7,62	0,13
C	0,007509	20,107	0,001184	1,3	0,864293	7,63	0,2
D	0,030018	4,629	0,004333	0,451	0,451124	27,87	0,25
E	0,007763	15,517	0,001189	1,427	0,369188	7,66	0,22

AA2-45

A	0,012912	7,647	0,001954	0,604	0,660971	12,58	0,15
B	0,008294	16,689	0,001351	1,75	0,437816	8,7	0,3
C	0,008565	4,573	0,001377	0,364	0,66356	8,87	0,06
D	0,042108	4,074	0,00652	0,358	0,656187	41,9	0,3
E	0,008772	21,141	0,001342	2,012	0,507287	8,64	0,35
F	0,031455	0,745	0,004544	0,249	0,370146	29,23	0,15
G	0,009133	4,168	0,001358	0,365	0,677192	8,75	0,06
H	0,008861	6,147	0,00138	0,554	0,670716	8,89	0,1

AM3-235

A	0,007658	23,258	0,00118	1,015	0,551065	7,6	0,15
B	0,008239	8,4	0,001184	1,068	0,242624	7,63	0,16
C	0,006647	39,572	0,000956	3,353	0,691349	6,16	0,41
D	0,007662	62,366	0,000996	5,571	0,62333	6,42	0,71
E	0,008067	1,605	0,001253	0,229	0,465718	8,07	0,4

Apéndice 2

Técnicas Analíticas e Interpretación de Datos para Geocronología U-Pb

Toda la preparación de las muestras, separación geoquímica y espectrometría de masa fueron realizados en el Pacific Centre para Investigaciones Isotópicas y Geoquímicas en el Departamento de Ciencias de la Tierra y el Océano de la Universidad de British Columbia. Los circones fueron separados de las muestras usando técnicas de triturado convencional, molienda y la tabla Wilfley, seguida de la concentración final usando líquidos pesados y separación magnética. Fracciones minerales para el análisis fueron seleccionadas en base a la calidad, tamaño, susceptibilidad magnética y morfología del grano. Todos los circones fueron abrasados con aire previo a la disolución para minimizar los efectos de pérdida de Pb por post-cristalización, usando la técnica de Krogh (1982). Los granos individuales de circones fueron disueltos con sub-ebullición de 48% HF y 14 M HNO₃ (a razón de ~10:1, respectivamente) en la presencia de una mezcla de un trazador de ²³³⁻²³⁵U-²⁰⁵Pb por 40 horas a 240°C en 300 µL de microcápsulas PFA contenidas en recipientes de alta presión (recipientes digestión ácida Parr™ con 125 mL en revestimiento PTFE). Soluciones muestras fueron secadas a sales a ~130°C. Residuos de circones fueron redisueltos con ~50 µL de sub-ebullición de 6,2 M HCl por 12 horas a 210°C en recipientes de alta presión. Estas soluciones fueron transferidas a vasos de laboratorio PFA de 7 mL, secadas en gotitas después de adicionar 2 µL de 0,5 N H₃PO₄. Las muestras fueron entonces cargadas en filamentos de Re individuales en una zona refinada desgasificada en 5 µL de un emisor ácido fosfórico de gel de sílice (Gerstenberger & Haase, 1997). Razones isotópicas fueron medidas usando un espectrómetro de masa de ionización termal de colector VG54R individual modificado, equipado con fotomultiplicador análogo Daly. Las mediciones fueron realizadas en modo peak-switching en el detector Daly. Vacíos analíticos durante este estudio fueron de 0,2 pg para U y 1-2 para Pb. Fraccionación de U fue determinada directamente en corridas individuales usando el trazador ²³³⁻²³⁵U, y razones isotópicas de Pb fueron corregidas por fraccionamiento de 0,23%/amu, basado en análisis replicados del material de referencia de Pb NBS982 y los valores recomendados por Thirlwall (2000). Los datos fueron corregidos para vacíos de U y Pb además de Pb común (Pb común usando el modelo Pb de Stacey-Kramers (1975)). Precisiones reportadas para edades Pb/U y Pb/Pb fueron determinadas por propagación numérica de todas las incertezas analíticas a través del cálculo de la edad entera usando la técnica de Roddick (1987). Diagramas de concordia estándar fueron construidos y, edades de concordia y/o promedios ponderados calculados con Isoplot 3.0 (Ludwig, 2003). Todos los errores son indicados a 2 sigma o a un nivel de confianza de 95%.

Referencias

- Gerstenberger**, H., Haase, G., 1997. A highly effective emitter substance for mass spectrometric Pb isotope ratio determinations. *Chem. Geol.* 136, 309–312.
- Krogh**, T.E., 1982. Improved accuracy of U Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, p. 637 649.
- Ludwig** K.R., 2003. Isoplot 3.00, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. University of California at Berkely, kludwig@bgc.org.
- Roddick**, J.C., 1987, Generalized numerical error analysis with application to geochronology and thermodynamics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, p. 2129 2135.
- Stacey**, J.S. and Kramer, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207 221.
- Thirlwall**, M.F., 2000. Inter-laboratory and other errors in Pb isotope analyses investigated using a 207Pb–204Pb double spike: *Chemical Geology*, 163 p. 299–322.

Apéndice 3

Resultados Geocronología Ar-Ar

Datos Isoplot de calentamiento por etapas			Datos Isoplot de Isocrona Inversa					
Cum39Ar	Age	error (2-s)	%39Ar	39/40	err (2-s)	36/40	err (2-s)	rho
0,7	8,87	3,25	0,7	0,092108	0,000591	0,00306	0,000119	0,013
2,68	8,82	1,1	1,98	0,187159	0,001451	0,002728	0,000081	0,063
6,01	8,79	0,55	3,33	0,408712	0,00204	0,001953	0,00009	0,016
10,54	7,76	0,53	4,53	0,56576	0,003184	0,001634	0,000119	0,015
16,5	8,12	0,38	5,96	0,618236	0,003453	0,001383	0,000093	0,022
24,61	8,24	0,21	8,11	0,724855	0,004028	0,001001	0,000058	0,026
32,94	8,08	0,2	8,33	0,834735	0,005559	0,000694	0,000064	0,034
44,27	8,1	0,24	11,33	0,829128	0,007661	0,000706	0,000073	0,025
55,23	8,11	0,16	10,96	0,836496	0,006288	0,000678	0,000048	0,029
69,83	8,18	0,15	14,6	0,853477	0,005143	0,0006	0,000046	0,02
79,81	8,18	0,19	9,98	0,811248	0,004126	0,000739	0,000061	0,007
90,54	8,32	0,23	10,73	0,650326	0,003586	0,001227	0,000058	0,033
100	8,3	0,32	9,46	0,555967	0,002949	0,001544	0,00007	0,016

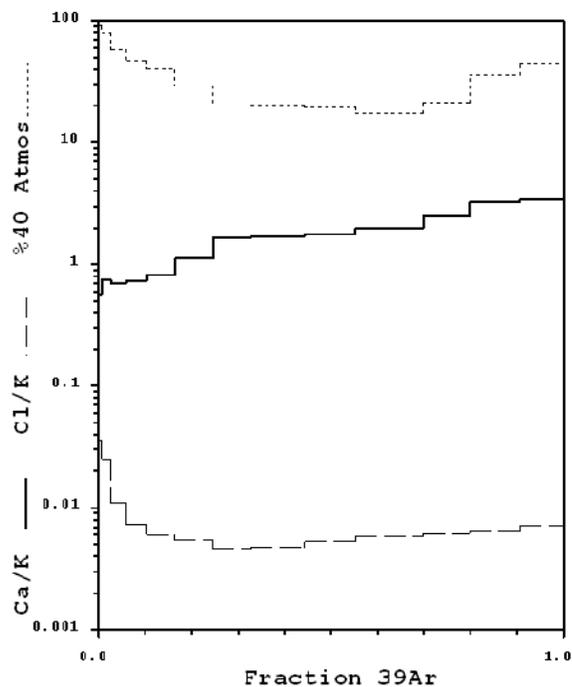
Resultados de edad
"Plateau":

Edad = 8.176 ± 0.079 Ma
(2σ , incluyendo error-J de .5%)
MSWD = 1.2, probabilidad = 0.26
99.3% de el 39Ar, 2 pasos de 13

Resultados Isocrona Inversa
(edad de correlación), etapas "plateau":

Solución Modelo 1 ($\pm 95\%$ -conf.) en 12 puntos
Edad = 8.09 ± 0.11 Ma
Intercepto 40/36: 303.4 ± 7.2
MSWD = 0.83, Probabilidad = 0.60
(a J = $0.004712 \pm 0.5\%$ 2σ)

Solución Modelo 1 ($\pm 95\%$ -conf.) en 12 puntos
Edad = $8.089 +0.105 -0.108$ (MonteCarlo)
Intercepto 40/36: $303.43 +7.41 -7.34$
MSWD = 0.83, Probabilidad = 0.60
(a J = $0.004712 \pm 0.5\%$ 2σ)



***una leve cantidad de exceso de argón (40/36 inicial mayor que 295.5)
por lo que la edad "plateau" no es válida. La edad de correlación es la que se usará.

AA6		Biotite									
Laser Power(%)	Isotope Ratios										
	40Ar/39Ar	38Ar/39Ar	37Ar/39Ar	36Ar/39Ar	Ca/K	Cl/K	%40Ar atm	f 39Ar	40Ar*/39ArK	Age	
2.00	11.848±0.006	0.177±0.024	0.118±0.035	0.038±0.035	0.569	0.036	90.12	0.70	1.046±0.384	8.87±3.25	
2.20	5.717 0.008	0.126 0.025	0.153 0.024	0.016 0.027	0.745	0.025	80.09	1.98	1.040 0.130	8.82 1.10	
2.40	2.681 0.005	0.062 0.018	0.144 0.017	0.006 0.038	0.698	0.011	56.95	3.33	1.036 0.065	8.79 0.55	
2.60	1.948 0.005	0.046 0.027	0.151 0.014	0.004 0.057	0.732	0.007	47.43	4.53	0.915 0.063	7.76 0.53	
2.80	1.762 0.005	0.040 0.022	0.168 0.016	0.003 0.052	0.819	0.006	40.08	5.96	0.957 0.045	8.12 0.38	
3.00	1.494 0.005	0.038 0.019	0.228 0.015	0.002 0.041	1.109	0.005	28.91	8.11	0.972 0.024	8.24 0.21	
3.20	1.310 0.006	0.034 0.027	0.335 0.014	0.001 0.052	1.633	0.005	19.96	8.33	0.953 0.024	8.08 0.20	
3.40	1.296 0.009	0.035 0.018	0.349 0.015	0.001 0.064	1.698	0.005	20.29	11.33	0.955 0.028	8.10 0.24	
3.60	1.288 0.007	0.037 0.017	0.363 0.017	0.001 0.042	1.766	0.005	19.48	10.96	0.957 0.019	8.11 0.16	
3.80	1.248 0.006	0.040 0.013	0.404 0.014	0.001 0.045	1.965	0.006	17.21	14.60	0.965 0.017	8.18 0.15	
4.00	1.331 0.005	0.041 0.020	0.506 0.014	0.002 0.047	2.467	0.006	21.26	9.98	0.964 0.023	8.18 0.19	
4.30	1.630 0.005	0.042 0.017	0.669 0.013	0.003 0.034	3.260	0.006	35.52	10.73	0.981 0.027	8.32 0.23	
4.60	1.900 0.005	0.045 0.015	0.699 0.014	0.004 0.035	3.406	0.007	44.83	9.46	0.979 0.038	8.30 0.32	
Total/Average	1.577±0.001	0.043±0.003	1.060±0.001	0.002±0.007	1.941	0.010		100.00	0.965±0.005		
J =		0.004712±0.000006									
Volume 39ArK =		1091.51									
Integrated Date =		8.20±0.08									
Volumes are 1E-13 cm3 NPT											
Neutron flux monitors: 28.02 Ma FCs (Renne et al., 1998)											
Isotope production ratios: (40Ar/39Ar)K=0.0302±0.00006, (37Ar/39Ar)Ca=1416.4±0.5, (36Ar/39Ar)Ca=0.3952±0.0004, Ca/K=1.83±0.01(37ArCa/39ArK).											

Run Date: 39253,00002
TU-1957