

Trabajo Final de Licenciatura



Facultad de Ingeniería

**Estudio de la alteración y mineralización en el depósito Valle
Esperanza, Proyecto Navidad, Chubut, Argentina**

María Florencia Peralta

Directora: Dra. Agnes Impiccini

Co-directora: Dra. Marta B. Franchini

Licenciatura en Ciencias Geológicas

Marzo, 2018

RESUMEN

El proyecto minero Navidad se ubica en el suroeste del Macizo Norpatagónico, entre las localidades de Gastre y Gan Gan de la provincia de Chubut. Es un yacimiento de clase mundial de Ag-Pb (Zn-Cu) del tipo epitermal de sulfuración intermedia.

Valle Esperanza es uno de los ocho depósitos del proyecto Navidad y se ubica en el *trend* Esperanza de rumbo NO-SE. Tiene recursos de más de 12 Mt con leyes promedio de 172 g/t de Ag y 2,1 kg/t de Pb y presenta un estilo de mineralización distal, según la clasificación de Williams.

La mineralización estudiada se aloja en la Formación Cañadón Asfalto, más específicamente en la Unidad Volcánica C (UVC) de edad Jurásico Medio (edad U-Pb $173,9 \pm 1,9$ Ma). La UVC consiste en rocas volcánicas coherentes con textura porfírica de composición andesítica. Esta unidad presenta un tramo basal con facies de autobrecha monomítica, un nivel con foliación de flujo en el tramo inferior y un nivel con amígdalas alineadas en el tramo superior.

Los minerales de alteración hidrotermal identificados en las volcanitas de Valle Esperanza son: adularia, calcita, clorita, caolinita, calcedonia, minerales del grupo de la celadonita, clorita-esmectita, esmectita e illita. Las relaciones paragenéticas de los minerales hidrotermales permiten inferir que su origen se debe a fluidos hidrotermales con cloruros, de pH neutro, oxidados y de mayor temperatura, que dieron origen a adularia y clorita, que luego se mezclaron con aguas meteóricas modificadas ricas en CO₂ calentadas por vapor, algo más ácidas y frías, responsables de la formación de los argilominerales y calcita.

La mineralización se encuentra en las volcanitas de la UVC y está alojada en venas y venillas brechadas de origen hidrotermal. Los minerales de ganga identificados son: seis generaciones de calcita, tres generaciones de calcedonia, baritina y cuarzo. En cuanto a los minerales de mena se han identificado calcopirita, galena, esfalerita, tennantita-tetrahedrita, freibergita, acantita, pirargirita, estromeyerita y plata nativa. El diagrama paragenético de los minerales de mena y de ganga de Valle Esperanza consiste en tres episodios principales: el episodio I pre-mineralización, el episodio II sin-mineralización y el episodio III post-mineralización. El episodio I corresponde a la formación de calcita 1 con textura *crack-seal* seguida de la formación de agregados de calcedonia 1 fibrosos radiados. El episodio II se subdivide en tres estadios en los que se formaron sulfuros y sulfosales. En el estadio 1

precipitaron los sulfuros de metales base: calcopirita, galena y esfalerita, en contacto con calcedonia 2, en este estadio también están presentes la calcita 2-3 y 4 y la baritina. En el estadio 2 los sulfuros tempranos fueron reemplazados parcialmente por sulfosales de Cu-As-Sb (tennantita-tetrahedrita). En el estadio 3 los sulfuros y sulfosales fueron reemplazados por minerales portadores de plata (freibergita, estromeyerita, pirargirita, acantita) y plata nativa. En el episodio III precipitaron cuarzo y calcita 5 y 6, rellenando huecos y como venillas.

De acuerdo a la mineralogía de mena, se observa un incremento de la fugacidad del azufre desde el estadio 1 de mineralización al estadio 2. Luego, desde el estadio 2 al estadio 3, esta tendencia se invierte con la disminución de la fugacidad del azufre junto con la temperatura.

Palabras clave: *Proyecto Navidad, Valle Esperanza, epitermal, sulfuración intermedia, Formación Cañadón Asfalto, alteración hidrotermal, minerales arcillosos, plata, cobre.*

ABSTRACT

The Navidad mining project is in the southwest of the Norpatagonic Masiff, between the Gastre and Gan Gan towns in the Chubut province. It is a world class Ag-Pb (Zn-Cu) intermediate sulfidation epithermal deposit.

Valle Esperanza is one of the eight deposits of the Navidad project and is located in the Esperanza trend with a NW-SE strike. It has 12 Mt of resources with an Ag and Pb mean grade of 172 g/t and 2.1 kg/t, respectively, and presents a distal mineralization style, according to the classification of Williams.

The mineralization is hosted in the Cañadón Asfalto Formation, specifically in the Volcanic Unit C (VUC) with a Middle Jurassic age (U-Pb age 173.9 ± 1.9 Ma). The VUC consists of coherent volcanic rocks with porphyric texture and andesitic composition. This unit presents a basal stretch with autobreccia facies, a level with flow foliation in the lower stretch and a level with aligned amygdales in the upper stretch.

The identified alteration minerals in the Valle Esperanza vulcanites are: adularia, calcite, chlorite, kaolinite, chalcedony, celadonite group minerals, chlorite-smectite, smectite and illite. The paragenetic relationship of the hydrothermal minerals allow to infer that their origin is due to chloride rich hydrothermal fluids, with neutral pH, oxidized and with higher temperature, which formed adularia and chlorite, that were mixed with CO₂ rich modified meteoric waters, steam heated, more acidic and colder, which were responsible of the formation of the clay minerals and calcite.

The mineralization minerals were found in the UVC and are hosted in veins and hydrothermal brecciated veins. The gangue minerals identified are: six calcite generations, three chalcedony generations, barite and quartz. As for the ore minerals, chalcopryrite, galena, sphalerite, tennantite-tetrahedrite, freibergite, acanthite, stromeyerite, pyrargyrite and native silver were identified. The paragenetic diagram of the gangue and ore minerals in Valle Esperanza consists of three main episodes: the pre-mineralization episode I, the syn-mineralization episode II and the post-mineralization episode III. The episode I corresponds to the formation of calcite 1 with crack-seal texture followed by the formation of fibrous radiated chalcedony 1 aggregates. The episode II is divided in three stages in which sulfides and sulfosalts were formed. In stage 1 base metal sulfides were precipitated: chalcopryrite, galena and sphalerite, in contact with chalcedony 2, in this stage calcite 2-3 and 4 and barite



are also present. In stage 2, the early sulfides were replaced by Cu-As-Sb sulfosalts (tennantite-tetrahedrite). In stage 3, previous sulfides and sulfosalts were replaced by silver bearing minerals (freibergite, stromeyerite, pyrargyrite, acanthite) and native silver. In episode III quartz and calcite 5 and 6 filled holes and veinlets.

According to the ore mineralogy, there was an increase of the sulfidation state from stage 1 to stage 2. Then, from stage 2 to stage 3, this trend is inverted, the sulfidation state decreases along with temperature.

Key words: Navidad Project, Valle Esperanza, epithermal, intermediate sulfidation, Cañadón Asfalto Formation, hydrothermal alteration, clay minerals, silver, copper.

AGRADECIMIENTOS

La realización de este trabajo final de licenciatura no habría sido posible sin la compañía y apoyo de muchas personas. Aquí van mis agradecimientos:

En primer lugar, quiero agradecer a la Universidad Nacional del Comahue, libre y gratuita, que nos ha dado la oportunidad de hacer la carrera de Geología en uno de los mejores lugares para estudiarla: la Cuenca Neuquina.

A mis directoras: las Dras. Agnes Impiccini y Marta Franchini, por haber dirigido este trabajo y haberme brindado los conocimientos y herramientas para su realización. A Agnes por haberme ofrecido la posibilidad de este trabajo y por todo su apoyo durante todo momento, tanto en lo personal como en lo académico. A Marta brindarme siempre todo su conocimiento y por darme la posibilidad de integrarme en un equipo de trabajo excelente.

A los integrantes del jurado: las Dras. Josefina Pons y Telma Musso y la Lic. María Lis Fernández, por sus valiosas correcciones y por todo su apoyo y buena onda en esta última etapa.

A las integrantes del Centro de Investigación de minerales arcillosos (CIMAR): Agnes Impiccini, Telma Musso y Gisela Pettinari, por haberme facilitado las instalaciones para trabajar, por haberme enseñado la metodología del estudio con DRX y por todos los mates y charlas compartidos.

A las integrantes del Centro Patagónico de estudios metalogenéticos (CPEM): Marta Franchini, Josefina, Lis Fernández, Ana Rainoldi y Verónica Bouhier, por haberme enseñado todo sobre la metalogénesis, por haber compartido muchos momentos y por su ayuda en todo momento. En particular, a Ana por su ayuda con los estudios de catodoluminiscencia en la Universidad Nacional del Sur y a Verónica por su ayuda con los estudios con DRX y SEM-EDX en el Laboratorio Hydrasa de la Universidad de Poitiers.

A los integrantes de la Cátedra de Mineralogía: Josefina, Telma, Lis, Maximiliano, Juan y Sebastián, por haberme iniciado en la docencia y por haberme dado un lugar dentro de un equipo de trabajo, en el que además del trabajo compartimos buenos momentos y anécdotas.

A los integrantes de la Cátedra de Yacimientos Minerales: Marta, Lis y Martín, por haberme enseñado una metodología de trabajo muy detallista y precisa, por haberme dado

una formación académica y profesional excelente y por los buenos momentos compartidos, tanto en las clases como en los viajes.

A todos y cada uno de los docentes de la carrera de Geología, porque cada uno de ellos nos mostró una posibilidad diferente e interesante y aportó una parte importante en la construcción de la persona profesional en la que nos convertiremos.

A mis amigos geológicos: Raisha, Juan, Guille, Seba, Bren, Franco, Day, Nati, Yani, Lucho, Janet, Caro, Silvio, Agustín, y a todos los compañeros con los que tuve el gusto de compartir durante la carrera. En especial a Raisha por ser mi mejor amiga y estar siempre presente, y por inspirarme a enfrentar todos los desafíos con mucho coraje. A Juan por haber compartido todas las cursadas, la ayudantía y los días en el laboratorio, trabajando siempre codo a codo y compartiendo los mejores momentos. A Bren por ser una de las primeras amigas que hice en la carrera y por haber compartido tantos años, siempre con su buena onda.

Y, por último, el agradecimiento más importante, a mi familia. A mi mamá por ser también mi amiga y enseñarme a ser una persona positiva y siempre mirar para adelante. A mi papá por haberme transmitido su amor por la geofísica y la docencia y por enseñarme a ir por mis objetivos con toda la dedicación. A mi hermano por compartir muchos de los gustos y por mostrarme siempre puntos de vista diferentes que enriquecen a mi visión de las cosas.

A todos, muchas gracias!!



ÍNDICE

RESUMEN	II
ABSTRACT	III
AGRADECIMIENTOS	IV
CAPÍTULO 1	
1.1 Introducción.....	1
1.2 Antecedentes científicos.....	3
1.3 Objetivos del Trabajo Final de Licenciatura	5
1.4 Metodología empleada	6
CAPÍTULO 2	
2.1 Generalidades teóricas sobre los depósitos epidermales	8
2.2 Clasificación de los depósitos epidermales	8
2.3 Depósitos epidermales de sulfuración intermedia.....	11
CAPÍTULO 3	
3.1 Geología regional	12
3.2 Geología del Distrito Navidad	
3.2.1 Litología	16
3.2.2 Estructura.....	17
CAPÍTULO 4: Rocas volcánicas que hospedan la mineralización	
4.1 Las rocas volcánicas de la Formación Cañadón Asfalto	19
4.2 Resultados.....	20
CAPÍTULO 5: Alteración hidrotermal	
5.1 Resultados.....	25
5.2 Discusión	35
5.3 Conclusiones.....	37
CAPÍTULO 6: Características de la mineralización	
6.1 Resultados.....	38
6.1.1 Minerales de ganga.....	39
6.1.2 Minerales de mena.....	44
6.2 Discusión	49



6.2 Conclusiones.....	51
CAPÍTULO 7:	
7.1 Conclusiones.....	54
Referencias bibliográficas.....	57
Anexos.....	65

CAPÍTULO 1

1.1 INTRODUCCIÓN

El proyecto Navidad ($42^{\circ}2'S - 68^{\circ}8'O$) se ubica en el suroeste de la provincia geológica del Macizo Norpatagónico o Macizo de Somún Cura (Ramos, 1999) (Fig. 1.1A), entre las localidades de Gastre y Gan Gan, provincia de Chubut (Fig. 1.1B). Es un yacimiento de Ag-Pb (Zn-Cu) de clase mundial (Singer, 1995) con reservas de 155,2 Mt y leyes promedio de 137 g/t de Ag y 1,44 % de Pb (Pan American Silver, 2017). La mineralización se hospeda en rocas volcánicas y sedimentarias de la Formación Cañadón Asfalto depositada en la Cuenca Cañadón Asfalto. En esta cuenca, durante el Jurásico Medio, la interacción entre tectónica, volcanismo y sedimentación fue propicia para el desarrollo de un sistema hidrotermal somero (Lothka et al., 2005; Williams, 2010; Pratt, 2010; Bouhier, 2017).

Las texturas crustiforme-coloforme y en cocarda observadas en los minerales de ganga (carbonatos y baritina) y de mena del distrito Navidad permiten clasificarlo como un sistema epitermal (Montgomery, 2003; Sillitoe, 2007; Williams, 2010). Dada la abundancia de metales base, carbonatos y baritina, se lo incluye entre los depósitos epitermales de sulfuración intermedia (Hedenquist et al, 2000; Einaudi et al., 2003).



Referencias

- Proyecto Minero / Mina
- Localidad
- Límite provincial
- Camino
- Ruta Provincial

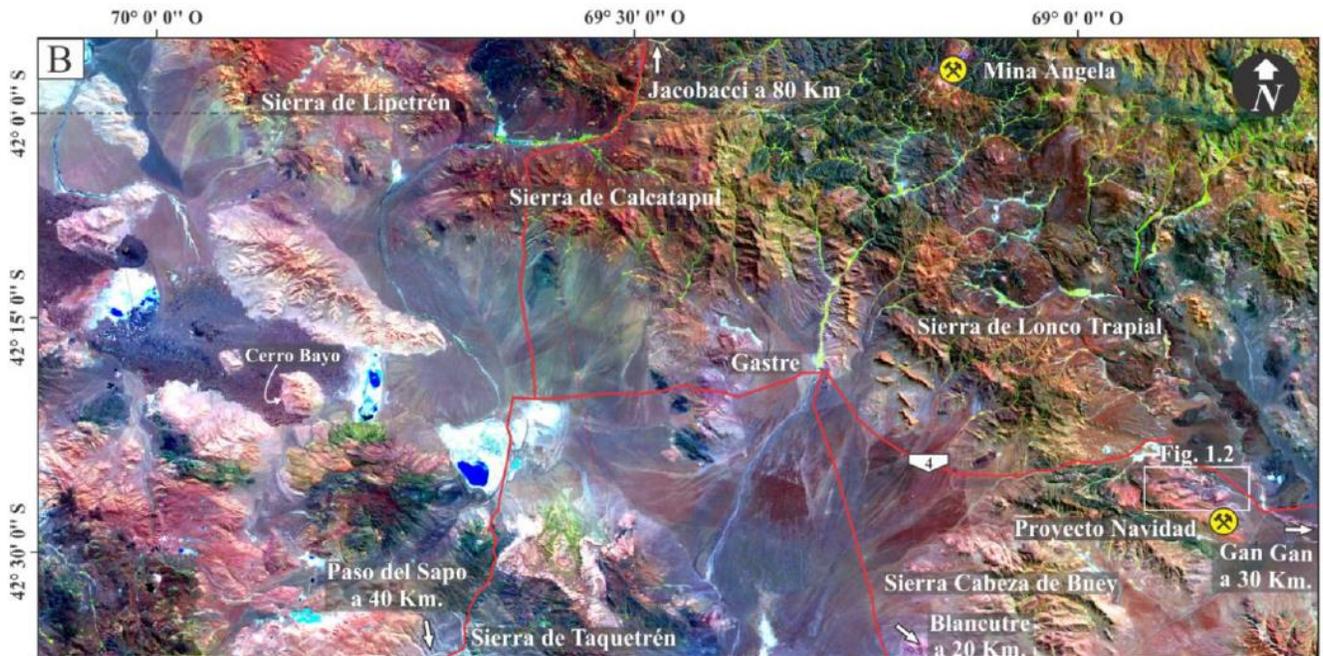
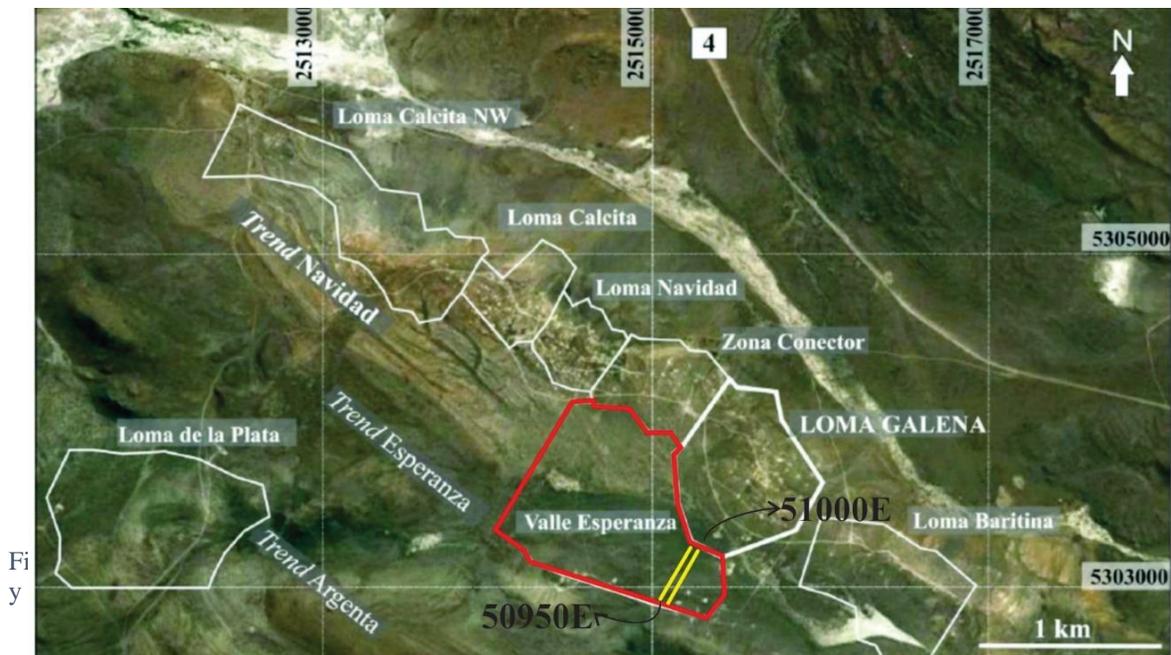


Figura 1.1 a) Ubicación del Macizo Norpatagónico (modificado de Bouhier 2017 y referencias allí citadas). b) Ubicación del Proyecto Navidad y localidades aledañas (extraído de Bouhier, 2017).

El proyecto consta de ocho depósitos dispuestos a lo largo de tres corredores estructurales subparalelos, de rumbo NO-SE, denominados *trend* Navidad, *trend* Esperanza y *trend* Argenta (Pratt, 2010; Williams, 2010) (Fig. 1.2). Valle Esperanza, uno de los ocho depósitos, se localiza en el *trend* Esperanza y contiene recursos de más de 12 Mt con leyes promedio de 172 g/t de Ag y de 2.1 kg/t de Pb (Williams, 2010).



Fi
y

1.2 ANTECEDENTES CIENTÍFICOS

Los primeros estudios sobre la metalogénesis del distrito Navidad fueron realizados por Montgomery (2003) en el marco de una tesis de maestría. Este autor estudia muestras de superficie de los depósitos Loma Navidad, Loma Galena y Loma Baritina. En su trabajo clasifica el estilo de mineralización en Navidad como un sistema híbrido con características de sistemas epitermales de sulfuración intermedia, de depósitos de cobre hospedados en rocas sedimentarias y de depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (VMS).

Lothka et al. (2005) plantean que el Distrito Navidad difiere de los sistemas epitermales de baja sulfuración típicos de la Patagonia por la ausencia de oro y el gran volumen de roca mineralizada. Dichos autores clasifican a la mineralización como sin-volcánica y sin-sedimentaria, por lo que le adjudican también algunas características de los depósitos VMS.

Sillitoe (2007) clasifica a Navidad como un depósito de tipo epitermal de sulfuración intermedia, a pesar de la geometría estrato-ligada de los cuerpos mineralizados. Considera las fallas normales con rumbo NE que definen a los trends Navidad, Esperanza y Argenta como sitios de ascenso de los fluidos. Según este autor los principales conductos de fluidos están evidenciados por brechas freáticas rodeadas de stockworks epigenéticos. Además, describe una zonación de los metales. Las concentraciones de Zn y As aparecen distales respecto de las concentraciones de Ag, Pb y Cu.

Williams (2010) clasifica a los diferentes estilos de mineralización del Distrito como proximal, transicional y distal. La distinción entre proximal y distal se basa en la mineralogía de la mena, la intensidad y mineralogía de la alteración, la intensidad de brechamiento y las relaciones Ag/Pb. Valle Esperanza y Loma de la Plata tienen un estilo de mineralización distal, con relaciones Ag/Pb altas (81,9 para Valle Esperanza y 187,8 para Loma de la Plata) y escaso brechamiento hidrotermal, presentan un fuerte control litológico de la mineralización y la alteración hidrotermal en estos depósitos es menor (Williams, 2010). Loma Galena y Loma Navidad son depósitos proximales y Loma Baritina, Loma Calcita y Loma Calcita NW son transicionales.

Pratt (2010) realiza un mapeo estructural y litoestratigráfico en 6 de los 8 depósitos del proyecto para la empresa minera Pan American Silver. Dicho autor propone un modelo

estructural de tipo extensional con hemi-grabens, discordancias angulares y fallas lítricas que separan los bloques mineralizados. Para este autor el fallamiento extensional es sin-sedimentación y contemporáneo con la mineralización, es decir los depósitos forman parte de un sistema sin-genético. En este sistema, los canales por donde ascendieron los fluidos hidrotermales están representados por diques de brechas y venas que cortan a las rocas volcánicas.

Las rocas volcánicas que hospedan la mineralización son de composición máfica a intermedia y presentan facies de autobrecha, hialoclastita y peperita (Bouhier et al., 2017). Estas rocas fueron reagrupadas en tres unidades (Unidad Volcánica A, Unidad Volcánica B y Unidad Volcánica C) (Bouhier et al., 2017).

Bouhier (2017) realiza un estudio de detalle de la mineralización y alteración hidrotermal del depósito Loma Galena. Propone un modelo de mineralización formado por dos pulsos mineralizantes, un primer pulso de fluidos hidrotermales ricos en cloruros que introduce (Fe)-Ag-Pb-Zn en todas las unidades y un pulso de fluidos hidrotermales posterior, con circulación más acotada, que introduce Cu con Ag. Además, sugiere que los sulfuros fueron precipitados por un proceso de mezcla de fluidos hidrotermales de diferentes composiciones, esto es indicado por la presencia de texturas coloformes y framboides en pirita y marcasita, por la presencia de Ag en todos los sulfuros presentes, y por la alternancia de pirita y marcasita en las bandas coloformes y esferulitas, resultado de variaciones de pH. La Ag se encuentra contenida en todos los sulfuros y sulfosales de Loma Galena, pero las mayores concentraciones están en las bandas coloformes de pirita y marcasita.

Según los datos de inclusiones fluidas e isotópicas obtenidos por Bouhier (2017), los fluidos hidrotermales previos a la mineralización tenían salinidades de ~ 16,4% en peso NaCl eq. (medidas en carbonatos), temperaturas (Th) < 208°C y composiciones isotópicas ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ 7,4‰ a 11,6 ‰ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -6,4 a -2,3‰) que indican aporte magmático. Estos fluidos, al interactuar con las rocas de caja, formaron calcita + adularia ± albita ± clorita ± siderita ± cuarzo en Loma Galena. Las firmas isotópicas de azufre ($\delta^{34}\text{S}$ de -15,4 a 12,9 ‰) indican fuentes de azufre mixtas, una fuente sedimentaria originada por reducción biogénica del sulfato de las evaporitas y otra de origen hidrotermal (Bouhier, 2017). Los datos obtenidos en los minerales de ganga posteriores a la mineralización (calcedonia ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ -

0,2 a 2 ‰), baritina (Th: 169°-111°C), calcita ($\delta^{13}\text{C}$ -3,5 a -1,7‰; Th95°-58°C; 0-4% en peso NaCl_{eq.}) sugieren la mezcla de fluidos hidrotermales con aguas ricas en CO₂ calentadas por vapor, que formaron filosilicatos con una zonación vertical (illita, illita-esmectita, clorita-esmectita, tosudita, esmectita, caolinita, glauconita) (Bouhier, 2017).

1.3 OBJETIVOS DEL TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA

Objetivo general

El objetivo del trabajo final de licenciatura es conocer la relación espacial y temporal entre las anomalías geoquímicas, la alteración hidrotermal de las rocas de caja y la mineralización en Valle Esperanza, depósito del proyecto Navidad que presenta un estilo de mineralización distal (Williams, 2010).

Objetivos específicos

- Realizar el estudio petrográfico de las rocas menos alteradas que hospedan la mineralización para caracterizar los minerales magmáticos y su composición litológica.
- Realizar el estudio mineralógico detallado de las rocas alteradas en contacto con zonas mineralizadas y estériles y su distribución en dos secciones SSO-NNE que atraviesan el depósito.
- Analizar la composición geoquímica y abundancia relativa de los minerales hidrotermales identificados en los halos de alteración y sus relaciones paragenéticas.
- Analizar la distribución geoquímica de los metales en el depósito y el grado de correlación entre los metales (Ag, Pb, Zn, Cu).
- Determinar las características mineralógicas, texturales y químicas de los minerales de mena y de los minerales de ganga que los acompañan.
- Integrar los datos de la alteración, mineralización y geoquímica y elaborar un modelo genético cualitativo.

1.4 METODOLOGÍA EMPLEADA

Se recopilaron y analizaron los antecedentes bibliográficos de la geología regional del Macizo Norpatagónico, del vulcanismo jurásico y de la geología del proyecto Navidad. Se recopiló la información geoquímica de los sondajes, las planillas de logeo y las secciones geológicas del depósito de la empresa Minera Argenta- Pan American Silver S.A.

Para este trabajo se seleccionaron 25 muestras de testigos corona de 3 sondeos provistos por la empresa (NV 11-1568, NV 11-1570 y NV 11-1595) ubicados en las secciones 51000E y 50950E para realizar descripciones de detalle (Fig. 1.2). Las muestras fueron estudiadas primero a escala macroscópica con lupa binocular. Se eligieron sectores de las muestras donde se efectuaron 18 cortes y pulidos petro-calcográficos en el laboratorio de petrotomía de la Universidad Nacional de San Luis.

Los cortes delgados fueron estudiados con luz reflejada y transmitida con microscopio petrográfico NIKON-Eclipse LV100POL del Departamento de Geología y Petróleo de la Universidad Nacional del Comahue. Se tuvo especial cuidado en la descripción de las asociaciones minerales en equilibrio, relaciones de corte entre venillas y reaperturas de venillas que permiten identificar los pulsos de alteración y mineralización.

Para identificar los diferentes pulsos de minerales de ganga se seleccionaron 2 muestras con carbonatos para ser analizadas con un equipo de catodoluminiscencia CL8200 Mk5-2 EDX acoplado a un microscopio Nikon eclipse, del laboratorio de luminiscencia del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur.

Con los datos geoquímicos de los sondajes proporcionados por la empresa Pan American Silver se efectuaron las correlaciones de los metales en profundidad. Se aplicó el coeficiente de Pearson para conocer el grado de correlación entre los metales analizados (Ag, Cu, Pb y Zn). Se establecieron rangos y se definieron correlaciones bajas ($r = 0.1-0.4$), moderadas ($r = 0.4-0.6$), altas ($r = 0.6-0.9$) y perfectas ($r = 0.9-1$). En el análisis de los datos se descartaron los valores que superan la media+2DS (media sumada a dos veces el desvío estándar) y se los reemplazó por el valor obtenido en +2DS.

Para el estudio de la alteración hidrotermal, se seleccionaron 6 muestras en las cuales se identificó la mineralogía de los filosilicatos y la fracción arcilla empleando difracción de

rayos X. Metodológicamente se siguieron las recomendaciones de Moore y Reynolds (1997), los trozos de rocas fueron desagregados, cuarteados y molidos 2 g pasante tamiz 200 para el análisis de roca total.

Las muestras seleccionadas para analizar la fracción $<2 \mu\text{m}$ fueron desagregadas, homoionizadas con Sr^{+2} y se prepararon dispersiones diluidas de muestra (30g/l), tratadas con hexametafosfato de sodio, agitación mecánica y ultrasonido. La separación de la fracción $<2 \mu\text{m}$ se realizó de acuerdo a tiempos estandarizados de centrifugado y depositados como una delgada película sobre un portaobjeto de vidrio. Luego se secaron a temperatura ambiente (seca al aire), se sometieron a vapores de etilenglicol durante 72 horas a 60°C y se calcinaron a 550°C .

Las determinaciones se realizaron sobre muestra total y en la fracción arcilla ($<2 \mu\text{m}$), las cuales fueron analizadas desde 3° a $65^\circ 2\theta$, a $3^\circ 2\theta / \text{min}$ y desde 2° a 40° a $2^\circ 2\theta / \text{min}$ respectivamente, con radiación Cu-K y corridas a 40 kV y 20 mA. Las difracciones de DRX fueron evaluadas utilizando los softwares propios de Rigaku, además de los programas MDI JADE® y PDF-4 Minerals®. Para este estudio se utilizó un difractómetro Rigaku DMAX-2D del laboratorio CIMAR, de la Universidad Nacional del Comahue.

Dos muestras fueron analizadas en el Laboratorio Hydrasa de la Universidad de Poitiers (Francia) con el difractómetro Philips Bruker D8 Advance. La fracción arcilla $<4 \mu\text{m}$ fue extraída por sedimentación para agregados orientados y en algunos casos en preparados desorientados y fueron analizados en el rango de $2\text{-}30^\circ 2\theta$, con radiación $\text{CuK}\alpha_{1+2}$, a 40 kV y 40 mA y recolectadas por un detector linxeye. Además, las muestras fueron estudiadas con el Microscopio electrónico de Barrido MEB JEOL® 5600 acoplado con un detector de espectroscopia de energía dispersiva de rayos X (EDX) Bruker. Se analizaron las relaciones paragenéticas y la composición química de los minerales de alteración.

CAPÍTULO 2

2.1 GENERALIDADES DE LOS DEPÓSITOS EPITERMALES

Los depósitos epitermales tienen gran importancia tanto económica como científica por ser portadores principales de oro y plata, además de otros elementos como Zn, Pb, Cu, Cd, As, Sb, Bi, Se, Te, Ga, Ge, In, Tl, Mo y Sn.

El ambiente epitermal fue definido por primera vez por Lindgreen (1922) como el que se forma a poca profundidad (1000 m máximo) y un rango de temperaturas entre 50 y 200°C. En la actualidad se sabe que los depósitos con texturas y asociaciones minerales características del ambiente epitermal se forman a temperaturas entre 160 y 270°C y profundidades menores a los 1000 m, con algunas excepciones (Hedenquist et al., 1996; Sillitoe, 1999).

Lindgreen (1933) concluyó que el depósito de los yacimientos epitermales ocurre porque, en sitios muy localizados, los fluidos ascendentes cambian rápidamente su composición dentro de un kilómetro o muy cerca de la superficie. Actualmente se sabe que los principales mecanismos físicos responsable de la precipitación de metales son la ebullición y la mezcla de fluidos (Giggenbach y Stewart, 1982). Cabe destacar que, al decir mezcla de fluidos dentro del ambiente epitermal, esto se entiende como una mezcla entre aguas meteóricas descendentes y fluidos hidrotermales ascendentes, sea cual sea el origen de estos últimos (Hedenquist y Lowenstern, 1994; Simmons, 1995).

2.2 CLASIFICACIÓN DE LOS DEPÓSITOS EPITERMALES

Los depósitos epitermales se pueden clasificar como de alta sulfuración y de baja sulfuración (Hedenquist, 1987), en base al estado de oxidación-reducción del azufre en los fluidos de sistemas geotermales actuales. El término de “alta sulfuración” se acuñó para denominar fluidos de carácter oxidado y ácido, típicos de fuentes termales ácida o próximas a volcanes (Fig. 2.1). Los depósitos de alta sulfuración contienen asociaciones ricas en

sulfuros, típicamente pirita-enargita, pirita-luzonita, pirita-famatinita y pirita-covellina (Fig. 2.2; Einaudi et al., 2003).

El término “baja sulfuración” se utilizó para denominar fluidos reducidos de pH aproximadamente neutro como sucede en sistemas geotermales distales a la fuente de calor principal (Fig. 2.1). Los depósitos de baja sulfuración contienen el par pirita-arsenopirita (Fig. 2.2; Einaudi et al., 2003) dentro de venas bandeadas de cuarzo, calcedonia y adularia con calcita subordinada (Sillitoe y Hedenquist, 2003).

Posteriormente, se introdujo el término de “sulfuración intermedia” (Einaudi et al., 2003; Sillitoe y Hedenquist, 2003), éstos poseen estados de sulfuración intermedios y presentan típicamente calcopirita, tennantita-tetrahedrita y esfalerita pobre en hierro (Fig. 2.2; Einaudi et al., 2003). Los depósitos del subtipo sulfuración intermedia son estructuralmente muy similares a los de baja sulfuración, de hecho, inicialmente fueron considerados como de baja sulfuración (Hedenquist et al., 2000), ya que ambos conforman

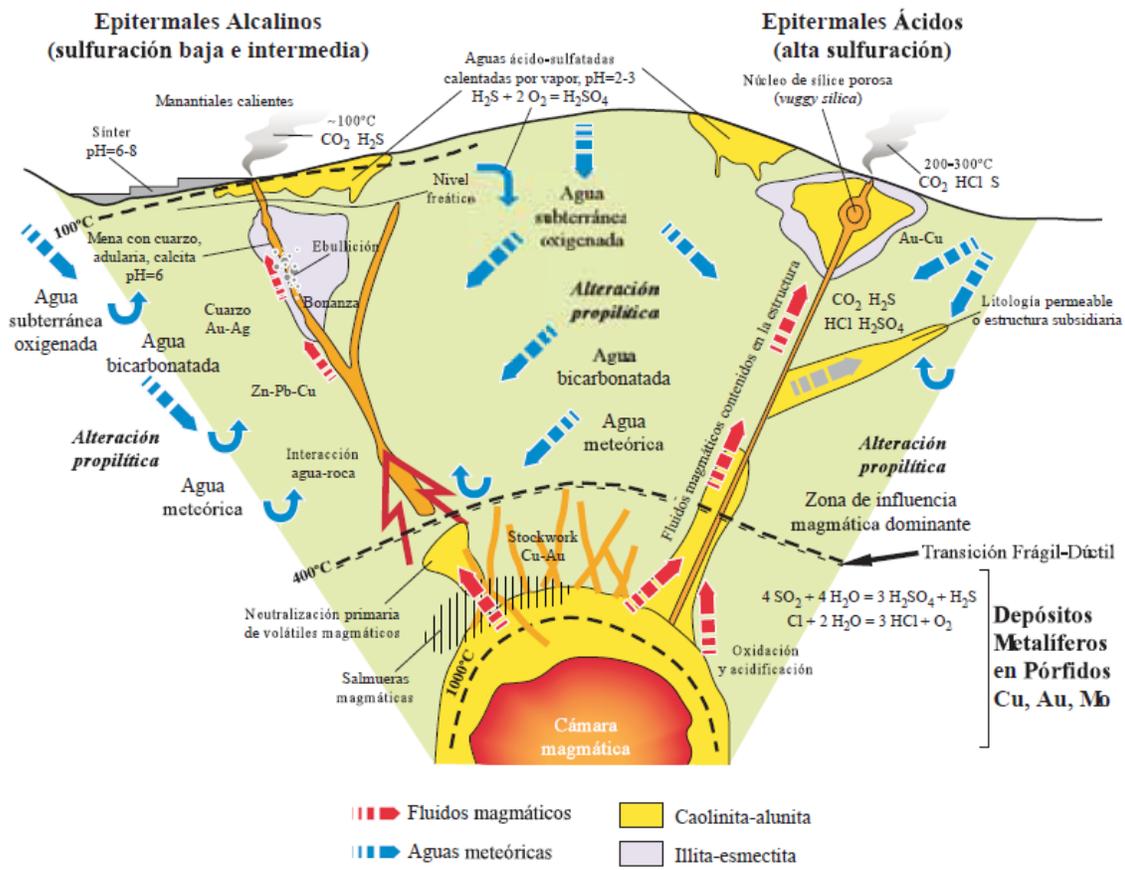


Figura 2.1 Modelo esquemático (no a escala) de los distintos tipos de depósitos epitermales, donde se muestran las estructuras, procesos, tipos de alteración, volátiles liberados, temperaturas, pH, tipos de fluidos y reacciones involucradas para cada uno. Tomado de Camprubí y Albinson, 2006 y referencias allí citadas.

el conjunto de epitermales alcalinos (Sillitoe, 1977), aunque las características geoquímicas de los fluidos mineralizantes asociados y de las mineralizaciones metálicas en sulfuración intermedia guardan una mayor afinidad con los depósitos de alta sulfuración (Einaudi et al., 2003; Sillitoe y Hedenquist, 2003). Los depósitos de sulfuración intermedia poseen estados de sulfuración entre los tipos alto y bajo, típicamente con estabilidad de calcopirita, tennantita-tetrahedrita y esfalerita pobre en Fe, pero sin presencia de arsenopirita y pirrotina apreciable (Fig. 2.2; Einaudi et al., 2003).

Se ha establecido un marco de referencia para el estado de sulfuración en función de la temperatura y la fugacidad de S_2 gas (Fig. 2.2; Einaudi *et al.*, 2003). Los límites entre condiciones de sulfuración muy baja, baja, intermedia, alta y muy alta, según Einaudi et al. (2003), vienen determinados por los campos de estabilidad de diversas especies de sulfuros. Se debe aclarar que, en el paso del ambiente de los depósitos en pórfidos al de los epitermales, e incluso durante la formación de un solo depósito epitermal, pueden producirse transiciones entre un estado de sulfuración a otro, debido a disminución de temperatura, ebullición, interacción agua-roca, entre otros (Einaudi et al., 2003).

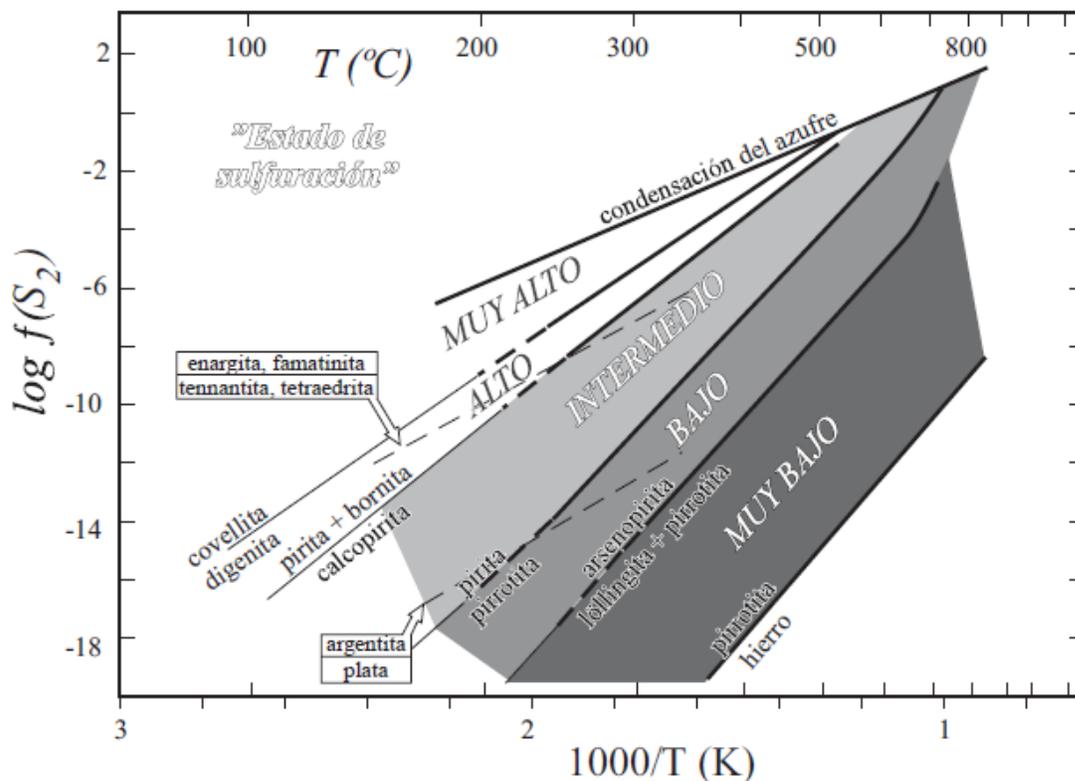


Figura 2.2 Diagrama de temperatura vs. fugacidad de azufre para los distintos estados de sulfuración relativos de los fluidos hidrotermales, definidos según los campos de estabilidad de minerales clave. Tomado de Camprubí y Albinson, 2006; Einaudi et al., 2003.

2.3 DEPÓSITOS EPITERMALES DE SULFURACIÓN INTERMEDIA

De acuerdo con Sillitoe y Hedenquist (2003), los depósitos de sulfuración intermedia (SI) se encuentran en un amplio rango de rocas de arco, andesíticas a dacíticas, pero comúnmente no muestran una conexión cercana con depósitos de pórfidos de Cu, como es el caso de los depósitos de alta sulfuración. La mayoría de los depósitos epitermales de Au y Ag de sulfuración intermedia aparecen en arcos de rocas andesítico-dacíticas calcoalcalinos, aunque las rocas más félsicas actúan como encajonantes localmente. Sillitoe (1999) menciona que algunos de estos depósitos, típicamente los más pequeños, presentan asociadas litocapas con alteración argílica avanzada, con o sin asociación a depósitos de alta sulfuración. En lo que respecta a los fluidos que forman a los depósitos epitermales de SI, la composición de los fluidos a partir de los cuales se formaron es también intermedia entre magmáticos y meteóricos (Albinson et al. 2001; Einaudi et al., 2003; Sillitoe y Hedenquist, 2003).

Según Albinson et al. (2001) los depósitos de sulfuración intermedia muestran un gran rango en su contenido metálico y características, desde Au/Ag y Ag-Au (relación Ag/Au ~50) con contenidos inferiores al 0.05%wt combinado de metales base, hasta depósitos de Ag como metal base. Las vetas de cuarzo son típicamente cristalinas e incluyen silicatos y carbonatos de Mn, así como cantidades arriba del 10% de sulfuros (Sillitoe,1993). Aunque aparece un amplio rango de sulfuros y sulfosales, éstos son dominados volumétricamente por esfalerita con bajo contenido de Fe, galena, tetraedrita-tennantita y calcopirita, todos consistentes con un estado de sulfuración intermedia (Fig. 2.2; Sillitoe y Hedenquist, 2003).

CAPÍTULO 3

3.1 GEOLOGÍA REGIONAL

El proyecto Navidad está ubicado en el sector oeste del Macizo Norpatagónico (Fig. 2.1), cuya geología está descrita en las Hojas Geológicas 4369-I Gastre y 4369-II GanGan (Ardolino, 1999; Ardolino et al., 2011). El basamento está representado por las formaciones Calcatapul (Proserpio, 1978) y Mamil Choique (Ravazzoli y Sesana, 1977; Proserpio, 1978 y Dalla Salda et al., 1994). La Formación Calcatapul consiste en rocas metavolcánicas, filitas y metaconglomerados del Paleozoico Tardío (Proserpio, 1978; Von Gosen y Loske, 2004; Pankhurst et al., 2006; Zaffarana, 2011) y aflora en el sector oeste de la Sierra de Calcatapul (Fig. 3.2). La Formación Mamil Choique está compuesta por granodioritas, granitos y tonalitas (Cerrodo y López de Luchi, 1998; López de Luchi y Cerredo, 2008) de edad permotriásica y aflora en la Sierra de Mamil Choique (Fig. 3.2; Ravazzoli y Sesana, 1977).

Durante el Triásico-Jurásico un evento de subducción a lo largo del margen suroeste de Gondwana (Rapela et al., 1991; Rapela y Pankhurst, 1992 y Pankhurst et al., 1998) es responsable del emplazamiento del Batolito de la Patagonia Central (Rapela y Kay, 1988; Rapela et al., 1991; Rapela y Pankhurst, 1992) que consiste en una serie magmática calcoalcalina de composición félsica a mesosilícica (Fig 3.1). El Batolito de la Patagonia Central se divide en la Superunidad Gastre (edad Rb/Sr de 220 ± 3 Ma, Rapela et al., 1992; edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita de 213 ± 5 Ma, Zaffarana et al., 2014) y la Superunidad Lipetrén (edades Rb/Sr modificada de $206,4 \pm 5,3$ Ma y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 206 ± 4 Ma, Zaffarana et al., 2014).

La Cuenca Cañadón Asfalto, con orientación NNO-SSE (Fig. 3.1), se originó durante el Jurásico Inferior (Cortiñas, 1996; Figari y Courtade, 1993; Figari et al., 1996, 2015; Figari, 2005; Silva Nieto et al., 2007). Es una cuenca tipo *pull-apart* resultado de procesos extensionales a transtensionales sincrónicos con la apertura del Mar de Wedell (Mpodozis y Ramos, 2008). El relleno de la Cuenca Cañadón Asfalto evidencia una gran variabilidad de ambientes sedimentarios desde lacustre, de laguna somera a fluvial, con intercalaciones volcánicas (Lizuain y Silva Nieto, 1996; Cabaleri y Armella, 1999; Cabaleri et al., 2010 y

Gallego et al., 2015). El registro sedimentario temprano está representado por las formaciones Las Leoneras, Lonco Trapial y Cañadón Asfalto de edades Hettangiense-Sinemuriano a Bajociano Tardío (Figari et al., 2015). La Formación Las Leoneras (Fig. 3.2; Nakayama, 1973) fue depositada en un ambiente fluvio-deltaico con intercalaciones de

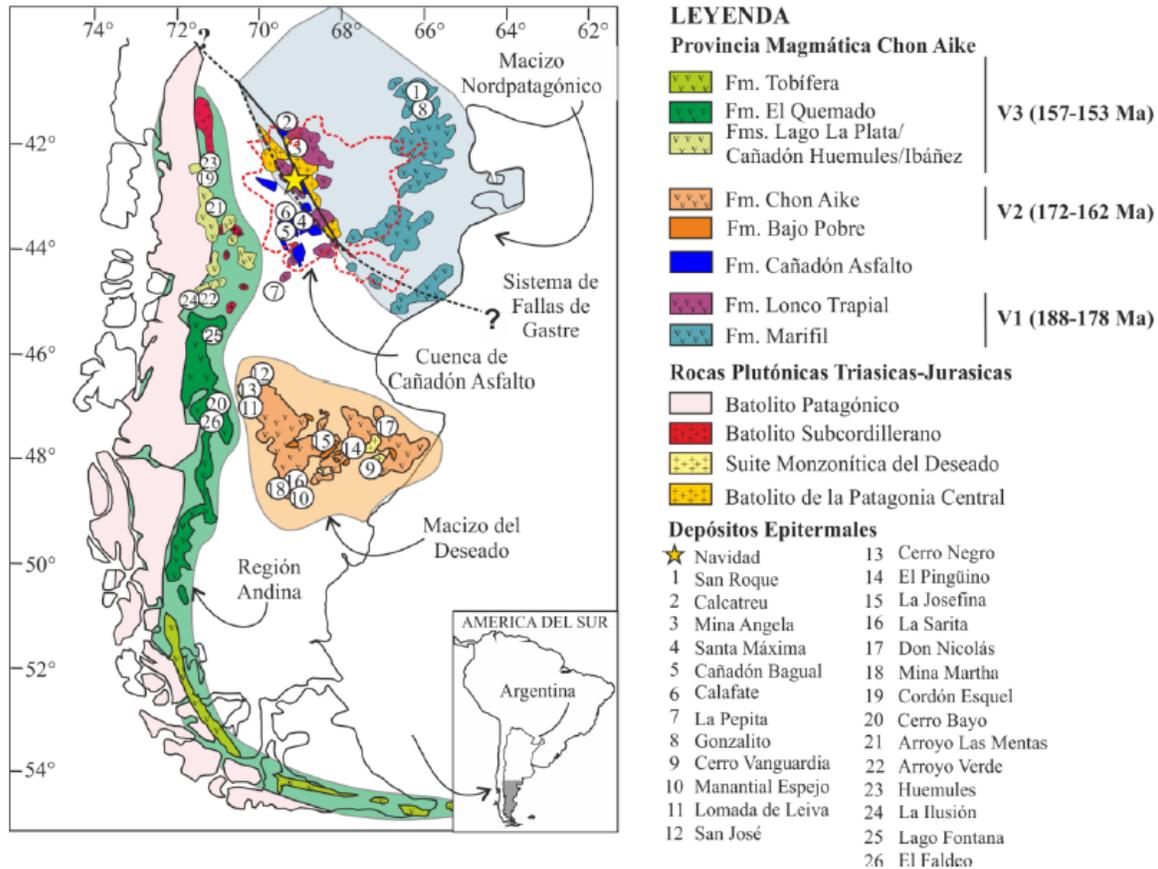


Figura 3.1 Mapa regional de la Patagonia que muestra la ubicación del Macizo Nordpatagónico y la distribución de las principales unidades ígneas del Triásico-Jurásico-Cretácico. También muestra la ubicación del Proyecto Navidad. Modificado de Ramos, 1999; Fernández et al., 2008, Poblete et al., 2014 y Bouhier 2017.

depósitos tóbxicos y calcáreos (Cúneo et al., 2013). La Formación Lonco Trapial (Fig. 3.2; Lizuain y Silva Nieto, 1996) sobryace a la Formación Las Leoneras y consiste en rocas volcánicas, volcaniclásticas y epiclásticas contemporáneas con las volcanitas félsicas a intermedias de las Formaciones Marifil (Aragón et al., 1996) y Garamilla (Fig. 3.2; Benedini y Gregori, 2013).

La Formación Cañadón Asfalto (Fig. 3.2; Stipanovic et al., 1968) consiste en una secuencia volcansedimentaria depositada en un ambiente lacustre-fluvial. Está constituida por calizas y depósitos epiclásticos que se intercalan con rocas volcánicas de composición

intermedia a máfica (Lizuain y Silva Nieto, 1996; Figari, 2005). Una secuencia de rocas sedimentarias fluviales y lacustres, que pertenecen a la Formación Cañadón Calcáreo (Proserpio, 1978), se superpone a la Formación Cañadón Asfalto en discordancia angular (Figari et al., 2015). Las formaciones volcánicas Lonco Trapial, Marifil y Cañadón Asfalto pertenecen a la Provincia Magmática Chon Aike (Fig. 3.1; Pankhurst, 1998).

El voluminoso vulcanismo de la Provincia Chon Aike se produjo a lo largo del margen proto-Pacífico de Gondwana desde el Jurásico Temprano al Jurásico Tardío. Está representado por tres episodios principales: un episodio V1 (188-178 Ma) al noroeste de la Patagonia y sur de la Península Antártica, un episodio V2 (172-162 Ma) en el sur de la Patagonia y al norte de la Península Antártica y un episodio V3 (157-153 Ma) acaecido en la Cordillera de los Andes (Fig. 3.1; Féraud et al., 1999; Pankhurst et al., 2000). El episodio V1 se interpreta como producto de fundidos de paragneisses y de cámaras magmáticas de corteza superior que generaron la erupción de rocas volcánicas con afinidades de intraplaca (Pankhurst et al., 2000; Riley et al., 2001). El episodio V2 se atribuye a la fusión de la corteza superior debido a la propagación de la pluma del manto vinculada a los basaltos de Karoo (Pankhurst et al., 2000; Riley et al., 2001). El episodio V3 es considerado como producto de arcos volcánicos vinculados a procesos de subducción a lo largo del margen occidental de Patagonia. Las rocas ígneas de este episodio muestran influencias geoquímicas de margen activo (Pankhurst et al., 2000; Riley et al., 2001).

Durante el Cretácico se deposita el Grupo Chubut (Barremiano a Campaniano; Codignotto et al., 1978; Passalia et al., 2015) en discordancia angular con los depósitos jurásicos de la cuenca (Fig. 3.2). Esto es resultado de un nuevo episodio de extensión que produjo el fracturamiento, basculamiento y la rotación de bloques junto con la reactivación de fallas preexistentes (Figari y Courtade, 1993). Las facies de relleno de este evento corresponden a espesos ciclos fluviales progradantes.

El registro jurásico y cretácico inferior está cubierto por los depósitos continentales de edad cretácica superior a paleoceno de las formaciones Paso del Sapo y Lefipán (Fig. 3.2; Lesta y Ferello, 1972). La Formación Paso del Sapo corresponde a depósitos de un sistema lacustre asociado a deltas que evolucionó a estuarios dominados por mareas (Spalletti y Dalla Salda., 1996; Ruiz, 2006). La Formación Lefipán está representada por rocas epiclásticas y

carbonáticas fosilíferas de ambientes deltaicos, estuarinos restringidos y abiertos de plataforma (Olivero y Medina, 1994; Spalletti y Dalla Salda, 1996). Estas unidades fueron

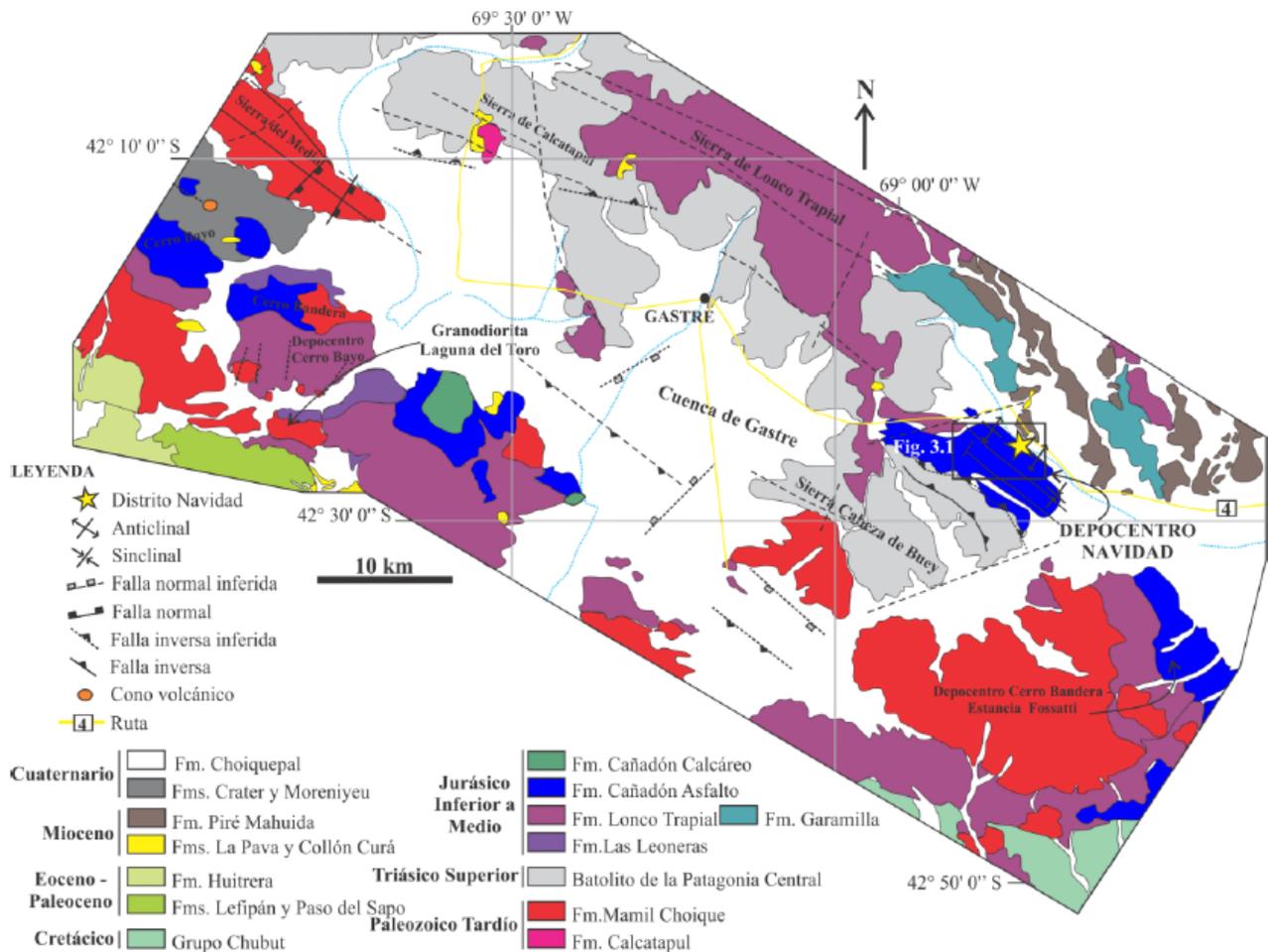


Figura 3.2 Geología del sector oeste del Macizo Norpatagónico. Modificado de Ardolino, 1999; Ardolino et al., 2011 y Zaffarana et al., 2014 y Bouhier, 2017.

cubiertas por una sucesión volcánica eocena que corresponde a la Formación Huitrera (Fig. 3.2; Ravazzoli y Sesana, 1977; Rapela et al., 1984). Esta unidad se formó durante un período de migración del volcanismo hacia el este (Rapela et al., 1988).

Las rocas más jóvenes de la región se encuentran dentro de la Cuenca intermontana de Gastre (Fig. 3.2), estructurada durante el Mioceno Medio (Bilmes, 2012). El relleno continental neógeno está representado por las formaciones La Pava (Nullo, 1979), Collón Curá (Yrigoyen, 1969) y Río Negro (Volkheimer, 1973) (Fig 3.2). Los depósitos cuaternarios más antiguos pertenecen a la Formación Choiquepal, de ambiente continental de piedemonte (Fig. 3.2; Volkheimer, 1964) del Pleistoceno Medio a Superior. Los flujos basálticos del

Pleistoceno Inferior-Medio (Mena et al., 2005) se agrupan en las formaciones Moreniyeu (Proserpio, 1978) y Cráter (Ravazzoli y Sesana, 1977) (Fig. 3.2). Estas unidades están parcialmente cubiertas por depósitos aluviales y fluviales del Holoceno (Bilmes et al., 2013).

3.2 GEOLOGÍA DEL DISTRITO NAVIDAD

3.2.1 Litología

La geología del distrito Navidad (Fig. 3.3) fue estudiada con detalle por Williams (2010), Lothka (2010), Pratt (2010), Savignano et al. (2016), Márquez et al. (2016) y Bouhier (2017). El distrito es uno de los depocentros de la Cuenca de Cañadón Asfalto. Las rocas más antiguas del sector pertenecen a las tonalitas y granitos paleozoicos de la Formación Mamil Choique y a los granitoides triásicos del Batolito de la Patagonia Central (Fig. 3.2). Estas unidades definen los límites de la cuenca ya que actúan como altos topográficos, sobre los que se apoyan, en discordancia, las formaciones Las Leoneras y Lonco Trapial (Fig. 3.3). Consisten en sedimentitas y volcanitas depositadas en el estadio inicial del *rift* (Fig. 3.4).

En el sector occidental del depocentro Navidad, el relleno se inicia con secuencias de conglomerados y areniscas arcósicas depositadas en ambientes de abanico aluvial y delta lacustre. Hacia el centro y NE del depocentro estas facies pasan a fangolitas ricas en materia orgánica, limolitas, conglomerados y areniscas intercalados con finas capas de depósitos volcánicos de caída y finas coladas de andesita. Las sedimentitas y volcanitas se agrupan en la unidad Cañadón Asfalto Inferior (Pratt, 2010).

La sucesión sedimentaria se intercala con tres unidades volcánicas de composición intermedia a máfica. Estas no presentan continuidad lateral y se clasifican como: Unidad Volcánica A, Unidad Volcánica B y Unidad Volcánica C (Bouhier, 2017). Estas unidades afloran a lo largo de los corredores estructurales Navidad, Argenta y Esperanza (Fig. 3.3).

Las facies de *sag* (Fig. 3.4) están representadas por sedimentitas de la unidad Cañadón Asfalto Superior (Pratt, 2010). La unidad muestra una gran variabilidad lateral y de espesores. El registro comienza con conglomerados, litoarenitas gruesas y niveles tobáceos seguido de fangolitas calcáreas laminadas con materia orgánica. En la secuencia se intercalan

niveles de carbón, areniscas, tobas y evaporitas y culmina con calizas pisolíticas y estromatolíticas.

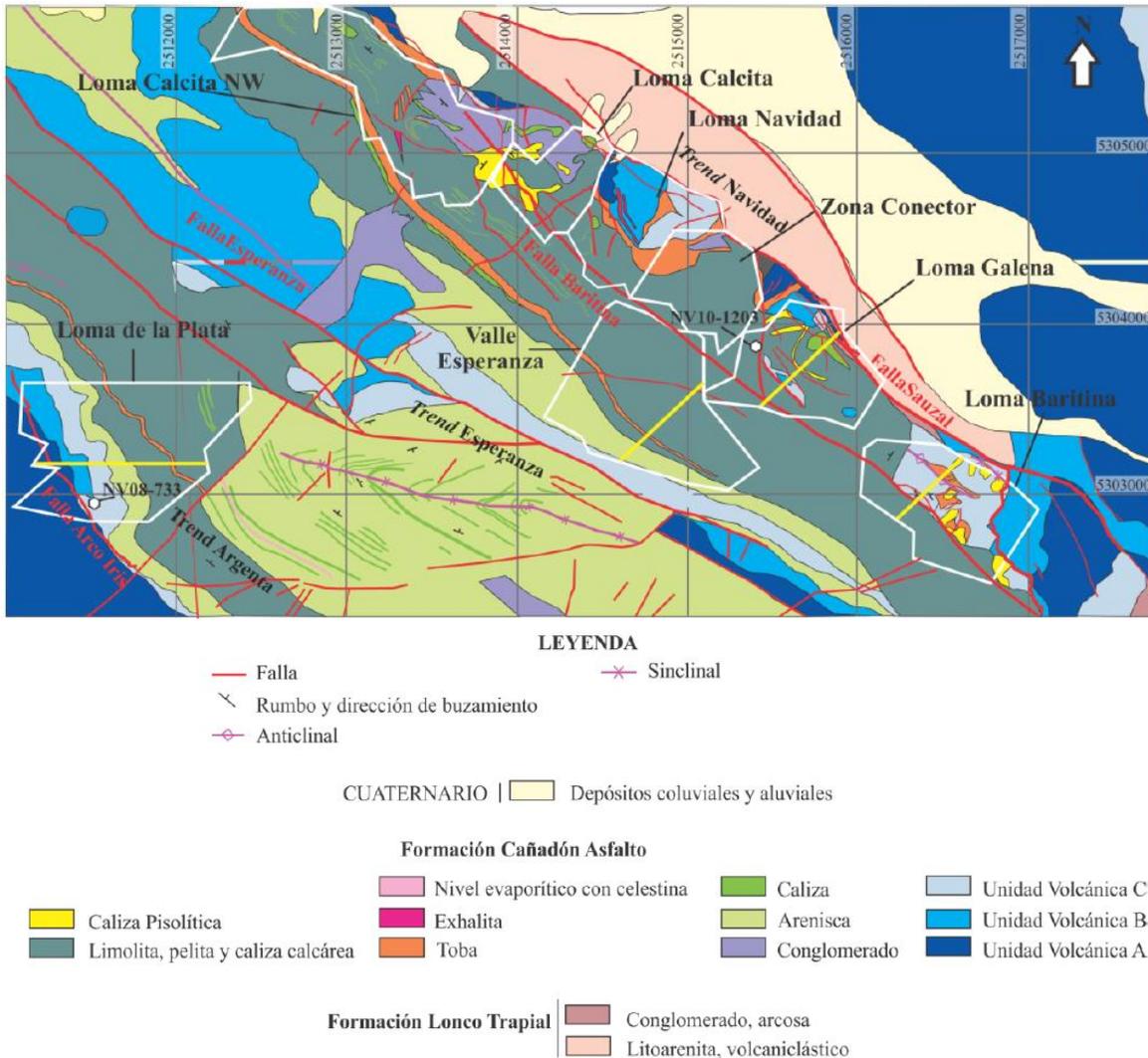


Figura 3.3 Mapa geológico detallado de la zona de estudio que incluye las unidades litológicas y las estructuras principales. Extraído de Bouhier, 2017; modificado de Pratt, 2010.

3.2.2 Estructura

En el distrito Navidad las fallas principales tienen rumbo NO-SE, son paralelas y forman parte del sistema de fallas de Gastre de escala regional (Fig. 3.1 y 3.2. Williams, 2010). Existen cuatro estructuras principales de rumbo NO-SE de gran importancia porque truncan la mineralización. Estas son las fallas Arco Iris, Esperanza, Sauzal y Baritina. La falla Arco Iris trunca la mineralización del depósito Loma de la Plata al norte del *trend*

Argenta, las yuxtapone contra unidades volcánicas estériles (Fig. 3.3; Williams, 2010). La falla Esperanza es una estructura sub-vertical que forma parte de un corredor estructural complejo que trunca el depósito Valle Esperanza hacia el suroeste (Fig. 3.3). La falla Sauzal trunca la mineralización a lo largo del *trend* Navidad (Fig. 3.3; Williams, 2010), se dispone paralela al mismo y buza con bajo ángulo hacia el SO, se cree que estuvo activa durante la sedimentación (Pratt, 2010). La falla Baritina estuvo posiblemente activa durante la sedimentación (Fig. 3.3; Pratt, 2010).

La Formación Cañadón Asfalto está afectada por dos juegos de fallas con rumbo predominante NO-SE y NE-SO (Fig. 3.3) que evidencian una tectónica extensional sin-sedimentaria y sin-diagenética, documentada por variaciones en los espesores de las unidades sedimentarias, interrupción de niveles aún no litificados completamente y rellenos de carbonatos en estructuras dilatantes (Savignano et al., 2016).

La estratificación de las sedimentitas de la Formación Cañadón Asfalto se dispone de manera sub-horizontal con buzamientos de bajo ángulo excepto en Valle Esperanza, donde registran plegamientos a partir de la distribución de los polos de la estratificación (Savignano et al., 2016). Estos pliegues (anticlinal y sinclinal Loma Esperanza) son el resultado del acortamiento de la sucesión sedimentaria durante la inversión tectónica acaecida en este sector del antepaís durante el Cretácico Tardío-Paleógeno (Folguera y Ramos, 2011; Bilmes et al., 2013; Gianni et al., 2015a, 2015b; Echaurren et al., 2016 y Savignano et al., 2016).

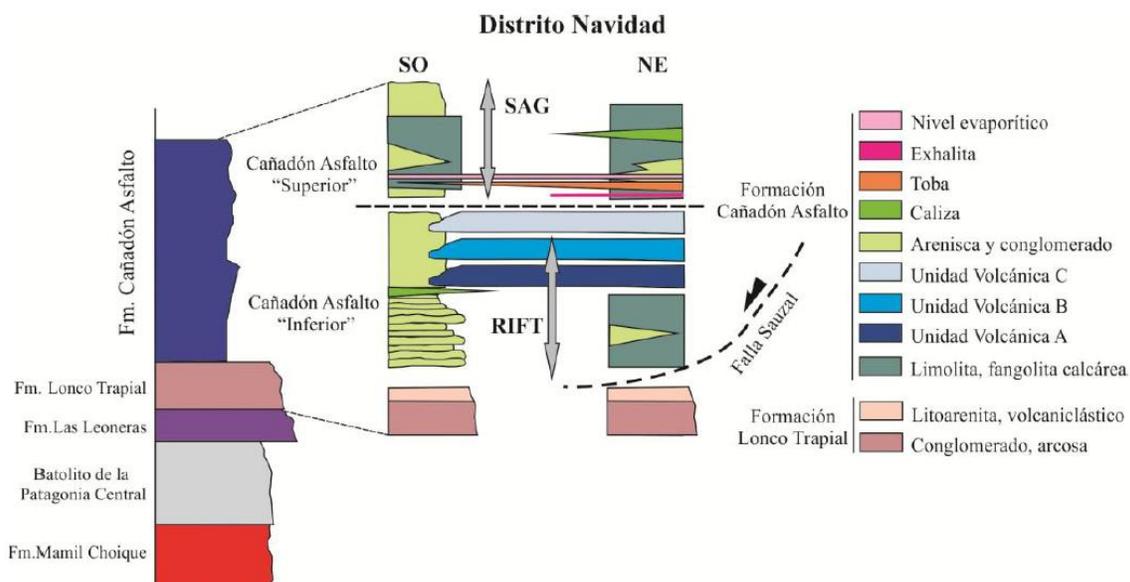


Figura 3.4 Columna estratigráfica del distrito Navidad. Modificado de Pratt, 2010 y Bouhier, 2017.

CAPÍTULO 4

4.1 LAS ROCAS VOLCÁNICAS DE LA FORMACIÓN CAÑADÓN ASFALTO

Las unidades volcánicas de la Formación Cañadón Asfalto hospedan la mayor parte de la mineralización polimetálica del distrito Navidad. En base a sus relaciones estratigráficas y sus características litológicas, éstas se agrupan en tres unidades: Unidad Volcánica A (UVA), Unidad Volcánica B (UVB) y Unidad Volcánica C (UVC) (Bouhier et al., 2017). La UVA fue asignada en principio a las formaciones Las Leoneras y Lonco Trapial (Williams, 2010). Luego fue descripta como parte de la Formación Cañadón Asfalto junto con las UVB y UVC (Pratt, 2010). Las tres unidades volcánicas se intercalan con las rocas sedimentarias asignadas a la unidad Cañadón Asfalto Inferior (Pratt, 2010).

Bouhier et al. (2017) analizan las características petrográficas, geoquímicas, isotópicas y geocronológicas de las volcanitas de las tres unidades. A continuación, se presenta una síntesis de sus resultados.

Las tres unidades volcánicas forman cuerpos laminares con textura coherente, en su mayoría concordante con los niveles sedimentarios intercalados (Fig. 4.1). Algunas coladas están rodeadas por autobrechas que señalan condiciones de depositación sub-aéreas (Mc Phie et al., 1993; Riggs y Carrasco-Núñez, 2004). Las coladas depositadas en contacto con cuerpos de agua y/o que interactuaron con sedimentos húmedos sin consolidar tienen bordes hialoclastítico y peperítico, generados por la fragmentación intensa por sobre-enfriamiento de la lava (Stewart y McPhie, 2003). El brechamiento autoclástico de magmas en presencia de agua es considerado un indicador del vulcanismo contemporáneo con la sedimentación (Skilling et al., 2002).

Las tres unidades volcánicas extruyeron entre los episodios volcánicos V1 y V2 de la Provincia Magmática Chon Aike (Fig. 3.1; Pankhurst et al., 2000; Bouhier et al., 2017). Las edades U-Pb de $173,9 \pm 1,9$ Ma (UVC) y $170,8 \pm 3$ Ma (UVB) sugieren que la actividad volcánica se produjo luego del vulcanismo V1 del Macizo Norpatagónico y coincide parcialmente con el comienzo del vulcanismo V2 en el Macizo del Deseado, según las edades

obtenidas para la Formación Bajo Pobre ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa de 177 ± 4 , Guido et al., 2006; Rb/Sr en roca total de 173 ± 8 , Tessone et al., 1999).

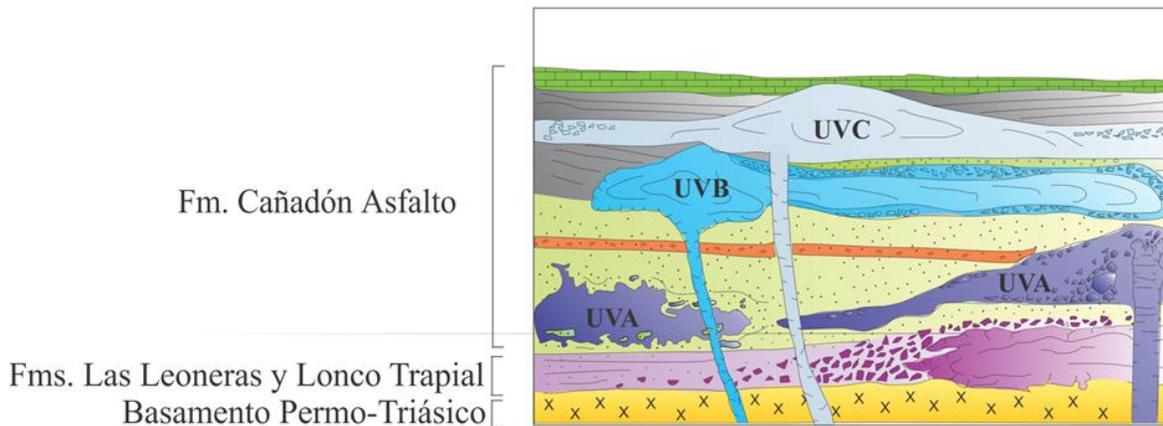


Figura 4.1 Esquema representativo del relleno volcánico-sedimentario de la Cuenca de Cañadón Asfalto. Modificado de Bouhier et al., (2017).

Las composiciones de las volcanitas varían de basalto andesita con alto-k a andesita para UVA, dacita alto-K para UVB y andesita alto-K para UVC. Las rocas analizadas de las tres unidades muestran enriquecimiento de Rb, Ba y Th respecto a los elementos HFS (Ta, Nb) y a las tierras raras livianas (Pearce, 1996), firmas geoquímicas similares a los basaltos de arco volcánico (Bouhier et al., 2017). Estas características geoquímicas de arco han sido atribuidas a la asimilación de rocas corticales por los magmas mantélicos jurásicos teniendo en cuenta la presencia de enclaves máficos en la UVB, xenocristales de cuarzo en UVA y UVB y xenocristales de zircón, así como también las firmas isotópicas de Sr, Nd y Pb (Bouhier et al., 2017).

4.2 RESULTADOS

En las figuras 4.2 y 4.3 se muestran las secciones 50950E y 51000E, respectivamente, y las columnas estratigráficas elaboradas según la información provista por la empresa Minera Argenta-Pan American Silver S.A. y la descripción macroscópica y microscópica de las muestras. En las secciones se observa que las unidades litológicas se encuentran plegadas y forman un sinclinal. Los sondeos interceptan a las unidades volcánicas B (UVB) y C (UVC), según la clasificación de Bouhier et al. (2017).

Los tramos estudiados de los sondeos NV11-1570, NV11-1568 y NV11-1595 de las secciones 51000E y 50950E corresponden a la Unidad Volcánica C, que aloja gran parte de la mineralización en Valle Esperanza (Fig. 3.2 y 3.3). Esta unidad está separada de la UVB por sedimentitas de espesor variable en Valle Esperanza y aflora de forma discontinua a lo largo del *trend* Navidad. En los *trends* Esperanza y Argenta los afloramientos tienen rumbo NO-SE (Fig. 3.3; Bouhier, 2017).

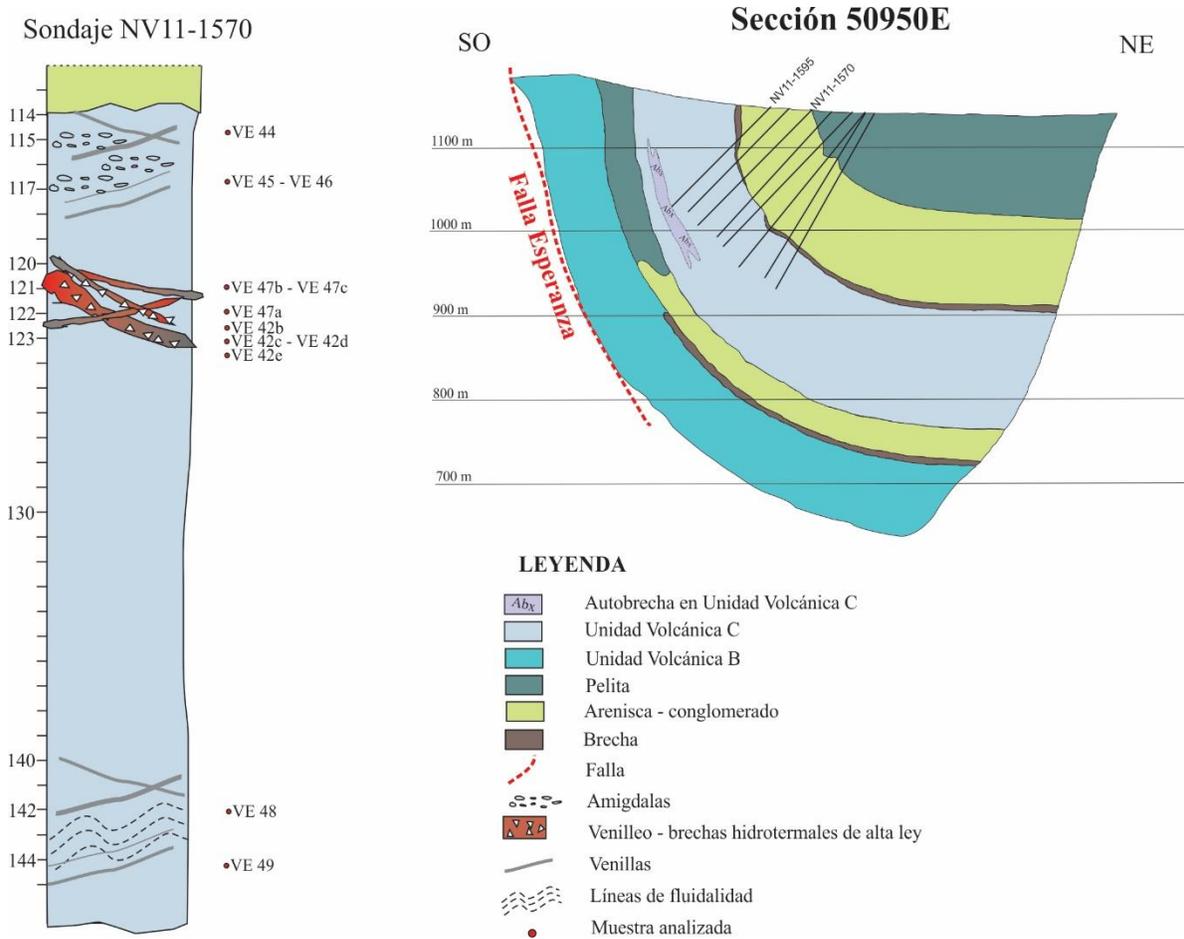


Figura 4.2 Sección 50950E(SO-NE) del depósito Valle Esperanza y distintas litologías interceptadas por el sondeo NV11-1570. Información obtenida de Minera Argentina (2011) y este trabajo.

Las rocas volcánicas estudiadas presentan una composición modal y textura homogénea en los tramos estudiados. Se observa un nivel superior con amígdalas alineadas y alargadas localmente (Fig. 4.2 y 4.3), rellenas con minerales secundarios (celadonita, calcita, calcedonia o clorita-esmectita) y tamaños entre 0,2 a 5 cm (Fig. 4.4a). En los niveles inferiores las volcanitas presentan foliación por flujo (Fig. 4.2 y 4.4b); los planos de foliación están rellenos con minerales hidrotermales (calcita, calcedonia) (Fig. 4.4f).

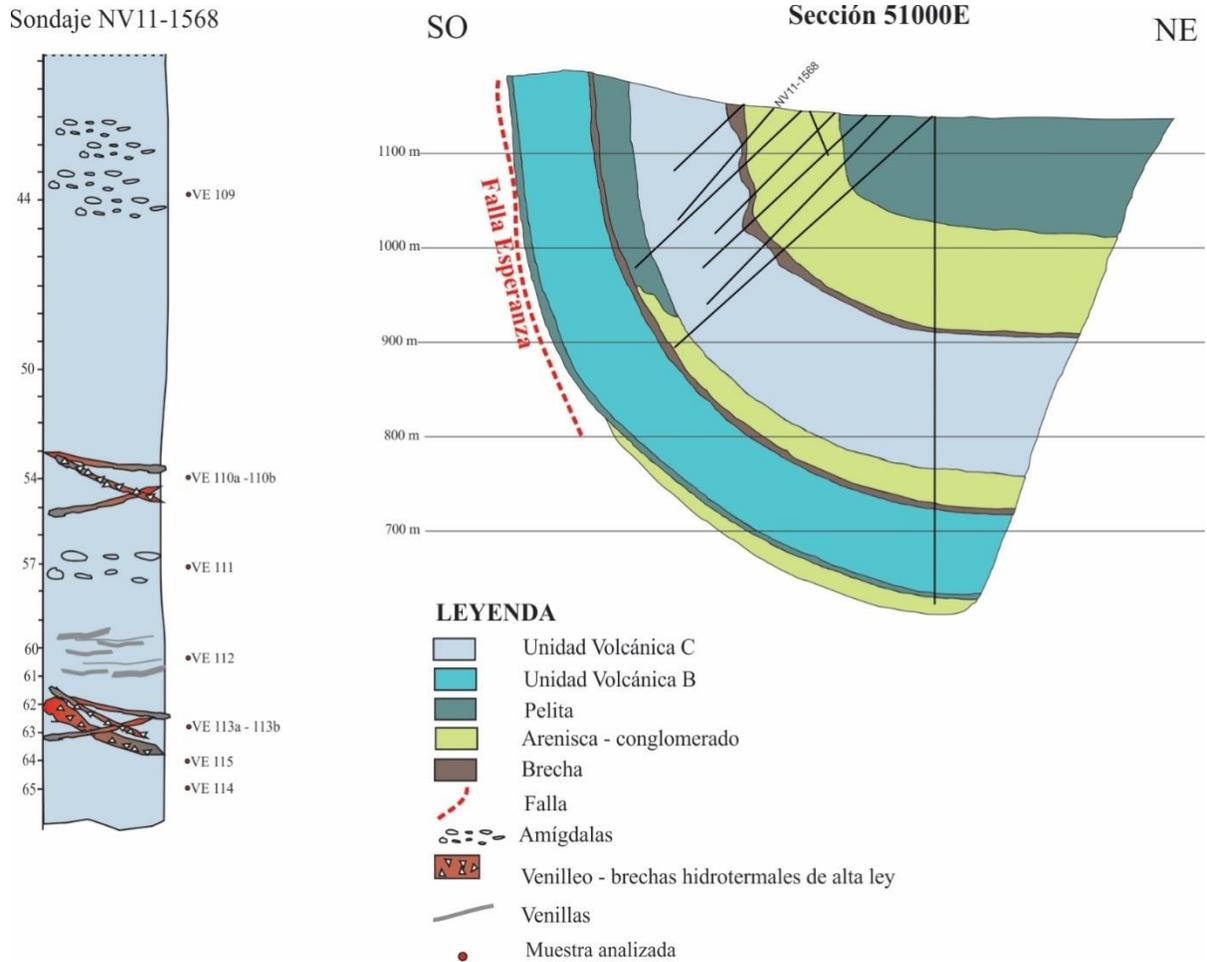
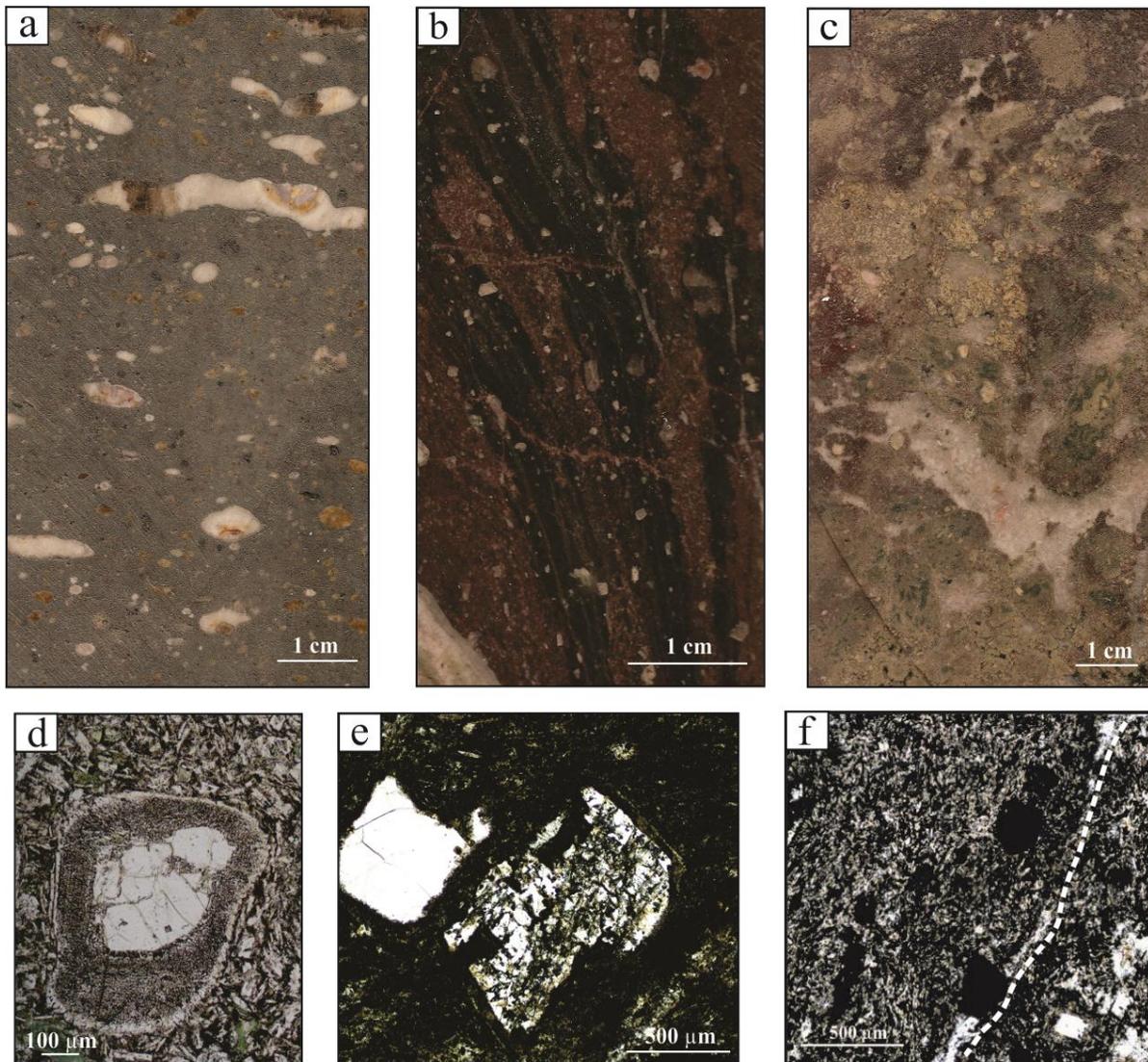


Figura 4.3. Sección 51000E(SO-NE) del depósito Valle Esperanza y distintas litologías interceptadas por el sondeo NV11-1568. Información obtenida de Minera Argentina (2011) y este trabajo.

La base de la unidad consiste en una facies de autobrecha monomítica (Fig. 4.4c) con brechamiento hidrotermal superpuesto. La facies de autobrecha indica que las coladas extruyeron en condiciones sub-aéreas (Mc Phieet al., 1993; Riggs y Carrasco-Núñez, 2004). Según el conteo modal por estimación visual (Le Maitre, 2002) son de composición andesítica, lo cual coincide con la clasificación basada en su composición química (Bouhier et al., 2017). Los análisis químicos de los microlitos de plagioclasas de la pasta indican composiciones intermedias (An 44,6-53,8 %) de andesina a labradorita (Anexo 1), plagioclasas dominantes en las rocas de composición andesítica.

Son rocas coherentes con textura porfírica, de tamaño de grano medio (2 a 4 mm) y compuesta por fenocristales de plagioclasas, mafitos y cuarzo. Los fenocristales de plagioclasa están fracturados (0,52 a 4 mm, 10-15% en vol.), presentan bordes de reacción

(Fig. 4.4d) y microtextura cribada (Fig. 4.4e). Los fenocristales y micro-fenocristales ($\sim 0,15$ mm) de silicatos ferromagnesianos (1 a 2 % en vol.) están reemplazados por óxidos de Fe-Ti (Fig. 4.4f). Como mineral accesorio se observa magnetita relíctica (<1 % en vol.) reemplazada por óxidos secundarios (Fig. 4.4i). El cuarzo forma xenocristales ($\sim 1\%$ en vol., 0,7 a 2 mm) con engolfamientos y bordes de reacción (Fig. 4.4e y h) que indican asimilación y/o mezcla de magmas. La pasta presenta textura traquítica a pilotáxica en sectores y está compuesta por microlitos de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti (75 a 90% en vol.) (Fig. 4.4d, f y g).



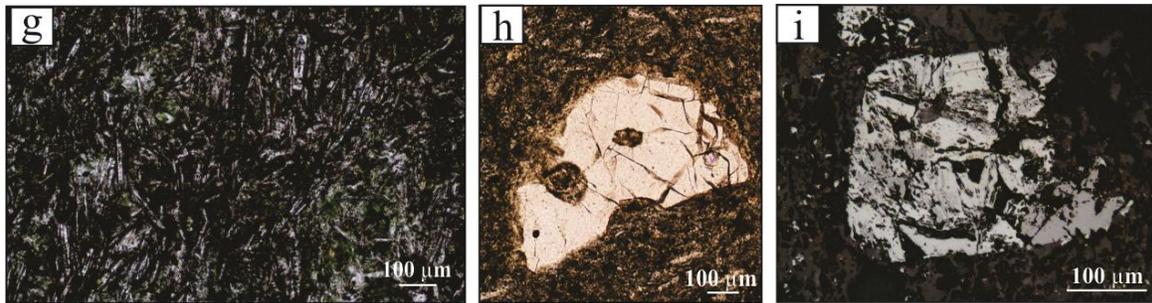


Figura 4.4 Fotografías y microfotografías de las rocas volcánicas de Valle Esperanza. a) Volcanita con amígdalas elongadas rellenas con minerales secundarios, muestra VE-46, 117m. b) Volcanita con foliación de flujo, muestra VE-49, 144m. c) Facies de autobrecha y brechamiento hidrotermal superpuesto con cemento de calcita, muestra VE-127, 194m. d) Fenocristal de plagioclasa con borde de reacción, en una pasta con textura pilotáxica, muestra VE-44, 115,15m. e) Fenocristal de plagioclasa con microtextura tipo cribada, xenocristal de cuarzo con borde de reacción, muestra VE-49, 144 m. f) Fenocristales y microfenocristales de minerales ferromagnesianos reemplazados por óxidos en pasta con textura traquítica. La línea punteada indica plano de foliación de flujo relleno con calcita, muestra VE-49, 144 m. g) Pasta con textura traquítica, muestra VE-112, 61 m. h) Xenocristal de cuarzo con borde de reacción y engolfamientos, muestra VE-42b, 122,5 m. i) Microfotografía con luz reflejada de magnetita relíctica con reemplazo por hematita, muestra VE-48, 142 m.

CAPÍTULO 5

5.1 RESULTADOS

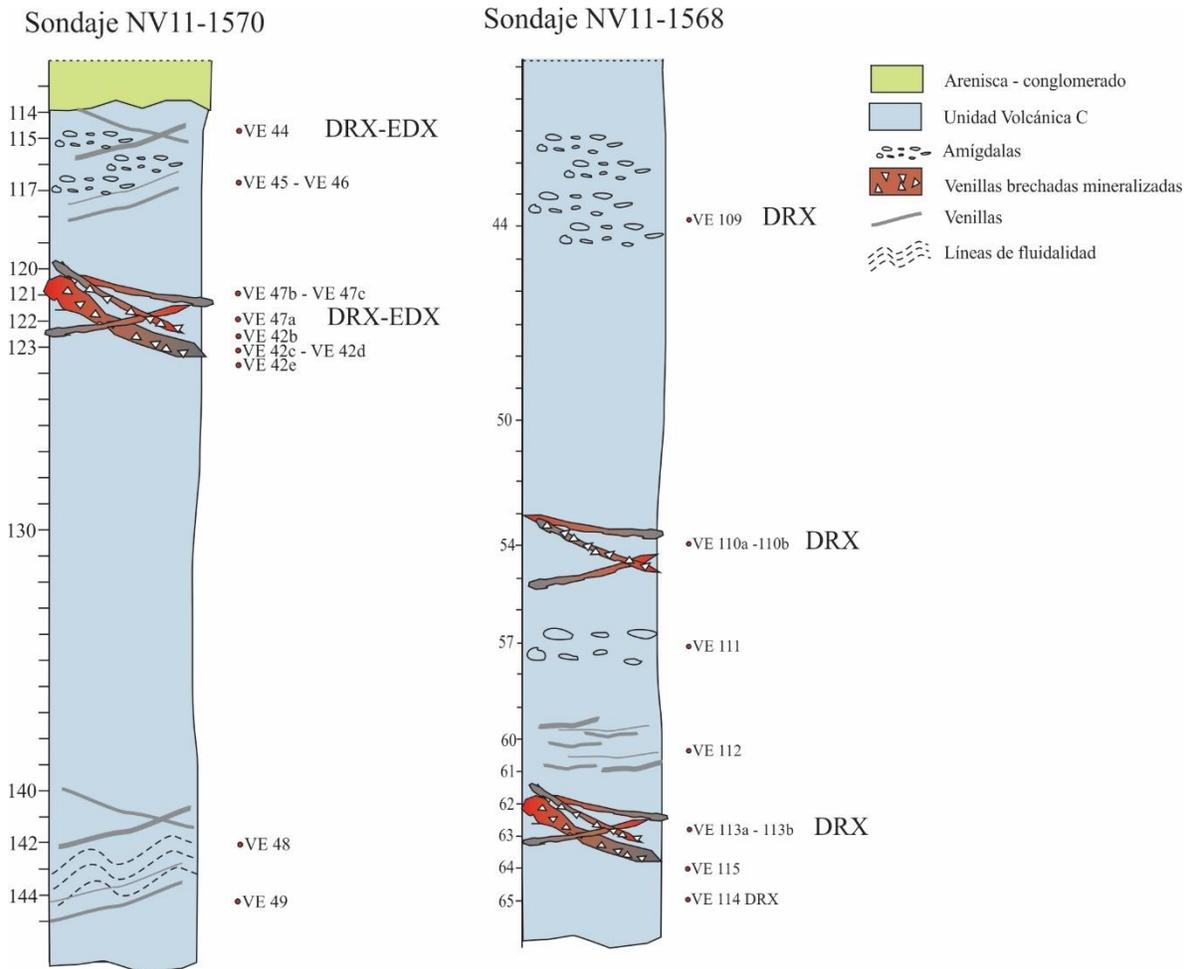


Figura 5.1 Columnas estratigráficas de los sondajes NV11-1570 y NV11-1568 donde se muestra las muestras que fueron analizadas con difracción de rayos X (DRX) y con detector de espectroscopía de energía dispersiva de rayos X (EDX).

Los minerales hidrotermales fueron estudiados con difracción de rayos X, detector de espectroscopía de energía dispersiva de rayos y microscopía óptica (Fig. 5.1). Los minerales identificados en las volcanitas alteradas de Valle Esperanza son: adularia, calcita, clorita, caolinita, calcedonia, minerales del grupo de la celadonita, clorita-esmectita, illita y esmectita. Los resultados obtenidos por difracción de rayos X en la Universidad Nacional del Comahue se presentan en el Anexo 2. Los difractogramas obtenidos para cada muestra se encuentran en los Anexos 3.1 a 3.6.

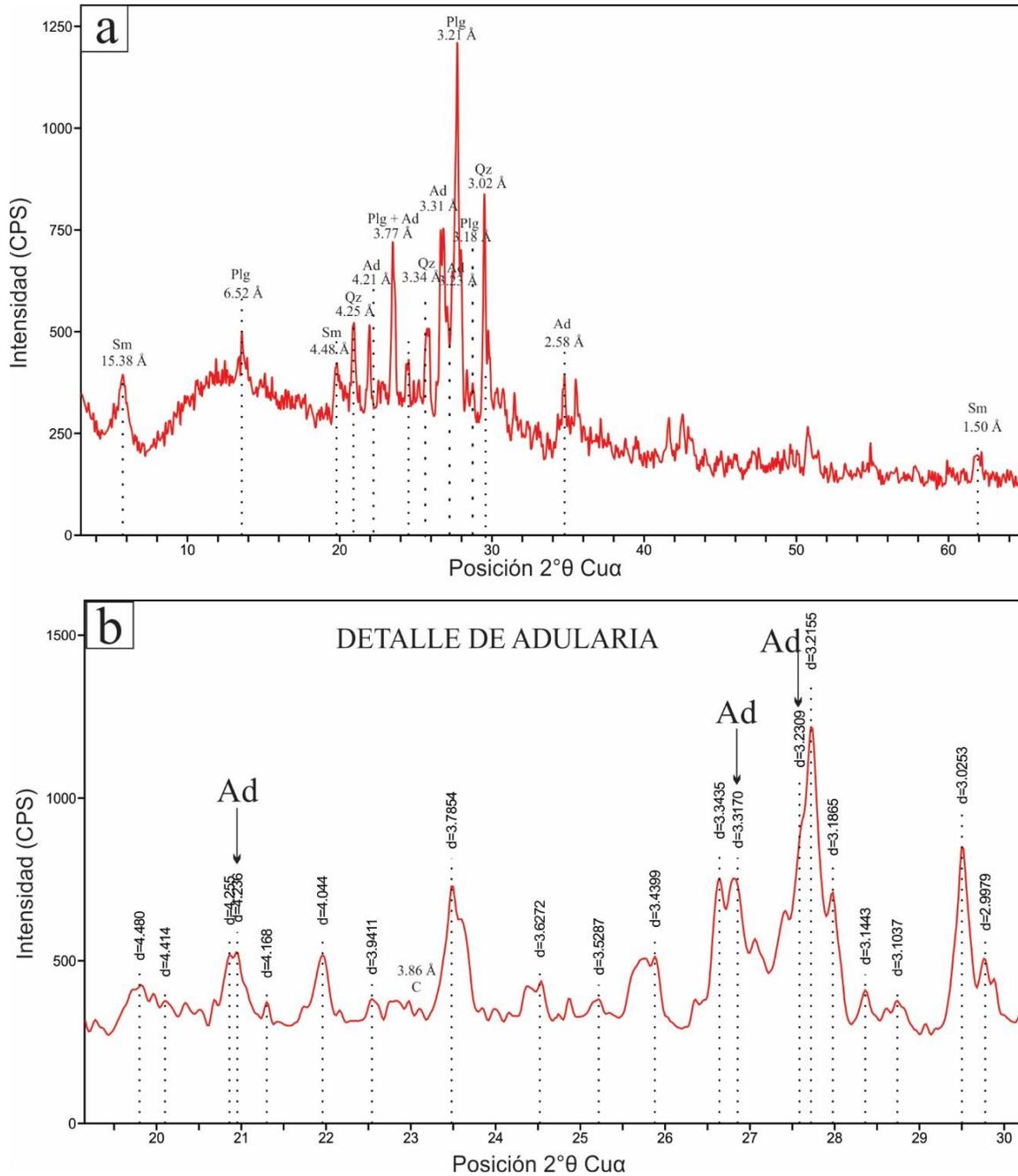


Figura 5.2 a) Difractograma de rayos X obtenido en muestra total para la muestra VE-114 (64,8 m) donde se observan las señales características de los minerales adularia y esmectita de origen hidrotermal y plagioclasas calco-sódicas y cuarzo. b) Ampliación del difractograma de rayos X donde se señalan los picos de reflexión característicos para la adularia. (Ad: adularia, Plg: plagioclasa, Qz: cuarzo y Sm: esmectita).

La adularia fue identificada por difracción de rayos X (Fig. 5.2a) en una de las muestras analizadas (Anexo 3.3). La presencia de adularia se confirma por una señal fuerte en 3,31 Å y en 3,21 Å y una señal media en 4,21 Å (Fig. 5.2b). Reemplaza a las plagioclasas primarias de las volcanitas.

La clorita fue observada en microscopía óptica y en difracción de rayos X por la reflexión característica en $13,178\text{Å}$ en el difractograma de muestra seca al aire (Fig. 5.3). Se observa un leve cambio en el pico de $7,124\text{Å}$, en muestra seca al aire, a $7,114\text{Å}$, en muestra glicolada que indicaría la presencia de un reemplazo a esmectita (Fig. 5.3). La clorita reemplaza a los minerales de la pasta (Fig. 5.4a y b) y, en algunos casos, a los fenocristales de plagioclasa donde rellena microvenillas (Fig. 5.4b). También se encuentra en las salbandas de las venillas donde es brechada por los minerales de ganga (Fig. 5.4c). Además, rellena amígdalas en las vulcanitas (Fig. 5.4a y d).

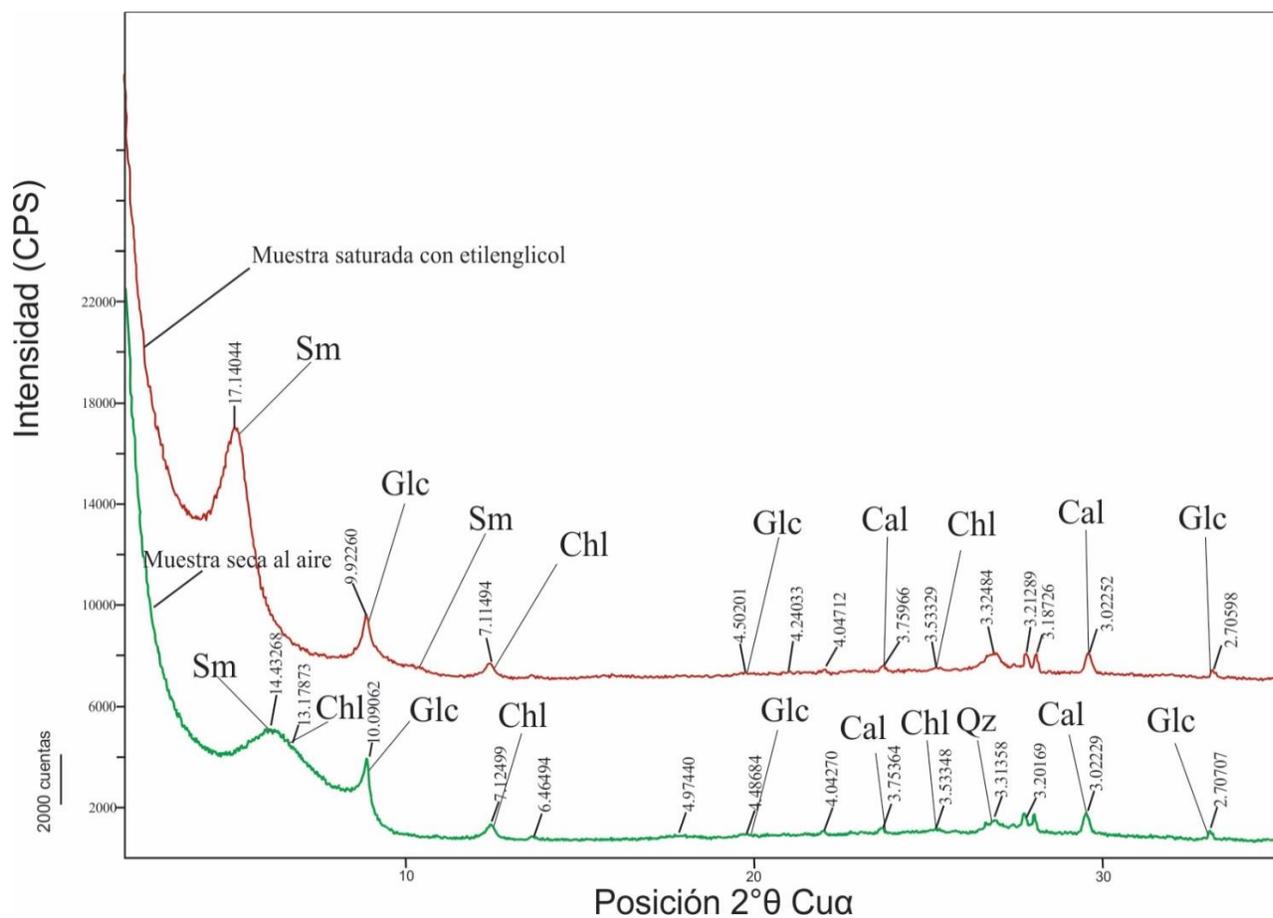


Figura 5.3 Difractograma de la fracción arcilla ($<2\ \mu\text{m}$) obtenido para la muestra VE-45 (117 m). Se observa la presencia de esmectita que muestra desplazamiento de la reflexión de $14,43\text{Å}$ (en la muestra seca al aire) a $17,14\text{Å}$ (en la muestra glicolada). Los picos en $10,09\text{Å}$, $4,49\text{Å}$ y $2,70\text{Å}$ en muestra seca al aire corresponden a glauconita. Los picos en $3,75\text{Å}$ y $3,02\text{Å}$ en muestra seca al aire y glicolada respectivamente, corresponden a calcita. Los picos en $13,178\text{Å}$ en muestra seca al aire y en muestra glicolada corresponden a clorita. El leve cambio en el pico de $7,124\text{Å}$ (en muestra seca al aire) a $7,114\text{Å}$ (en muestra glicolada) indicaría la presencia de un reemplazo a esmectita. (Cal: calcita. Chl: calcedonia. Glc: glauconita. Oz: cuarzo. Sm: esmectita).

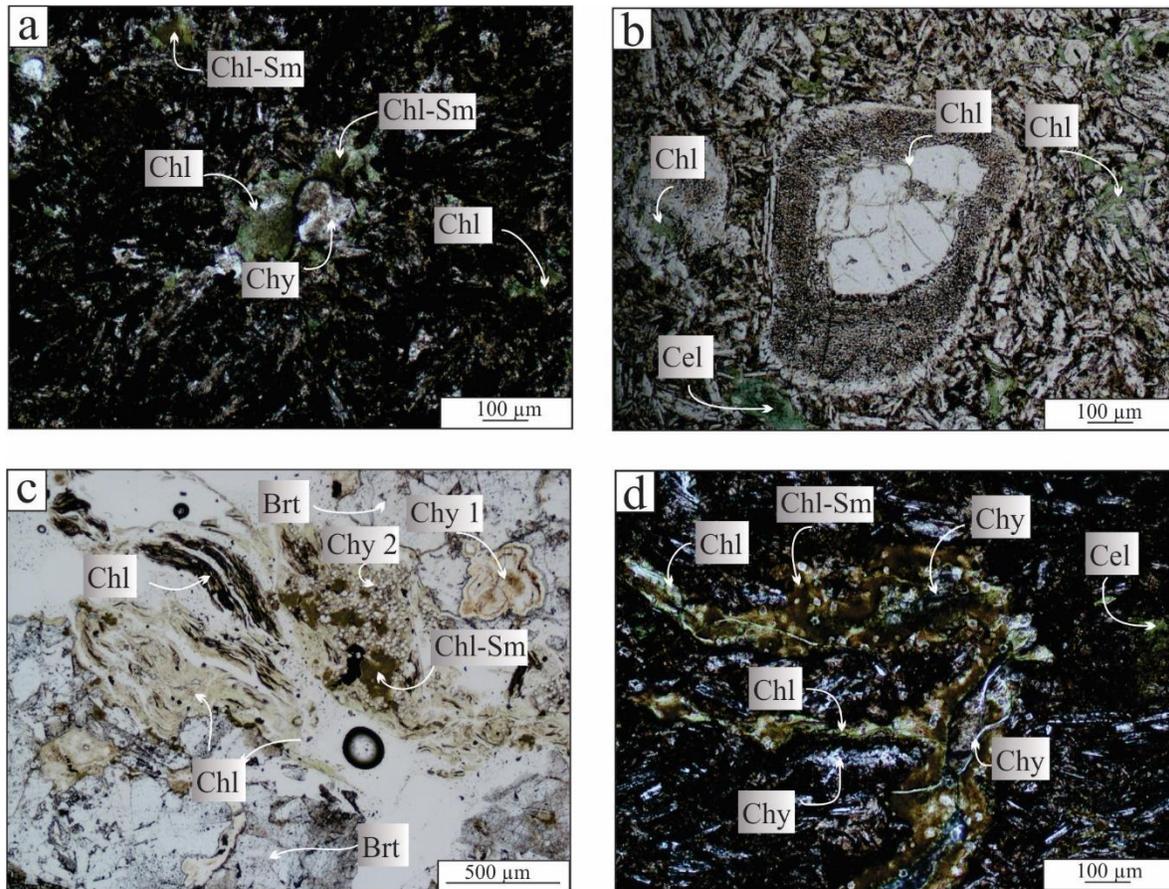


Figura 5.4 Microfotografías con luz transmitida de clorita en las volcanitas de Valle Esperanza. a) Clorita reemplaza minerales de la pasta, la amígdala está rellena con clorita (en el borde), clorita-esmectita y calcedonia, muestra VE-48, 142 m. b) Fenocristal de plagioclasa con borde de reacción y reemplazo selectivo y micro-venillas de clorita, clorita y glauconita reemplazan minerales de la pasta, muestra VE-44, 115,5 m. c) Clorita y clorita-esmectita brechadas por los minerales de ganga (baritina, calcedonia), muestra VE-42e, 123,6 m. d) Amígdala rellena con clorita (en los bordes), clorita-esmectita y calcedonia, calcedonia también en microvenillas que cortan las amígdalas, glauconita reemplaza minerales de la pasta, muestra VE-42e, 123,6 m. (Brt: baritina, Cel: grupo de la celadonita, Chl: clorita, Chl-Sm: clorita-esmectita y Chy: calcedonia).

Los minerales del grupo de la celadonita fueron identificados en microscopía óptica y con difracción de rayos X (Fig. 5.3). Presentan una estructura cristalina similar a la de illita e illita-emectita. Las composiciones químicas obtenidas con el detector de espectroscopía de energía dispersiva de rayos X (EDX) (muestra VE-45; Anexo 4) se volcaron en los diagramas de proyección ternaria $4\text{Si}-\text{M}^+-\text{R}_2^+$ propuestos por Foster (1969) y Weaver y Pollard (1973), donde se comparan con las composiciones químicas establecidas por estos autores para glauconita y celadonita (Fig. 5.5a y b). También se utilizó el trabajo de Duplay y Buatier (1990) donde se determinan zonas de composición química para glauconita y celadonita en un diagrama de proyección ternaria celadonita/muscovita/pirofilita (Fig. 5.5c). De esta

manera se verificó que los filosilicatos analizados tienen composiciones químicas que corresponden a glauconita (Fig. 5.5), según el campo definido por Duplay y Buatier (1990).

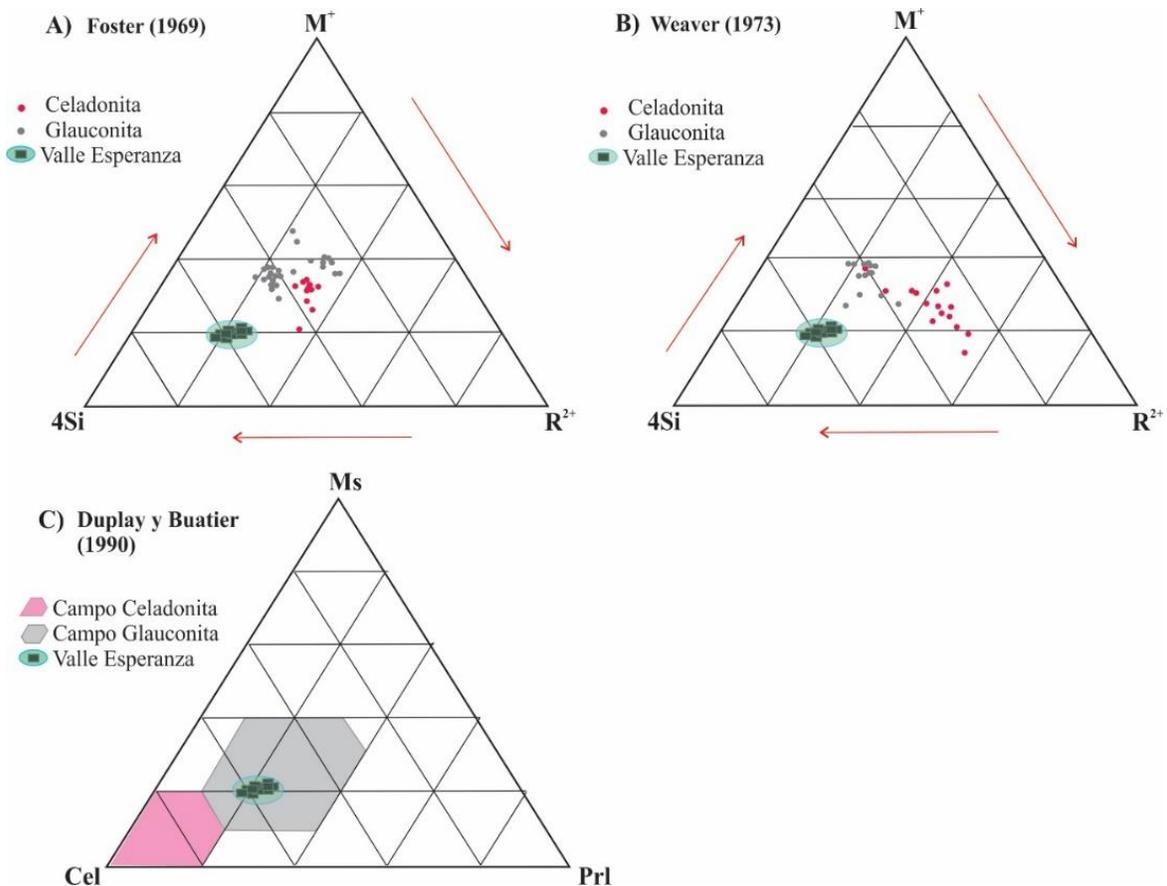


Figura 5.5 a) y b) Proyección ternaria 4Si-M⁺-R²⁺ para las glauconita-celadonitas. El área en color verde representa las composiciones obtenidas en muestra VE-45 (117 m) de Valle Esperanza. Los valores para glauconita y celadonita fueron extraídos de a) Foster (1969) y b) Weaver (1973). c) Proyección ternaria Celadonita (Cel)-Muscovita (Ms)-Pirofilita (Prl). Las muestras de Valle Esperanza se ubican en el área de glauconita según el diagrama de Duplay y Buatier (1990).

Al microscopio, los minerales del grupo de la celadonita rellenan amígdalas de las volcanitas (Fig. 5.6a y b), reemplazan microlitos de la pasta y fenocristales de plagioclasa (Fig. 5.6c) y localmente brechan la vulcanita (Fig. 5.6d). En las amígdalas se observa una variación en el color de dichos minerales de un verde más claro a un verde más oscuro (Fig. 5.6a), que se correlaciona con una variación en la composición química (Anexo 4). En sectores se observa que los minerales del grupo de la celadonita son posteriores a la clorita.

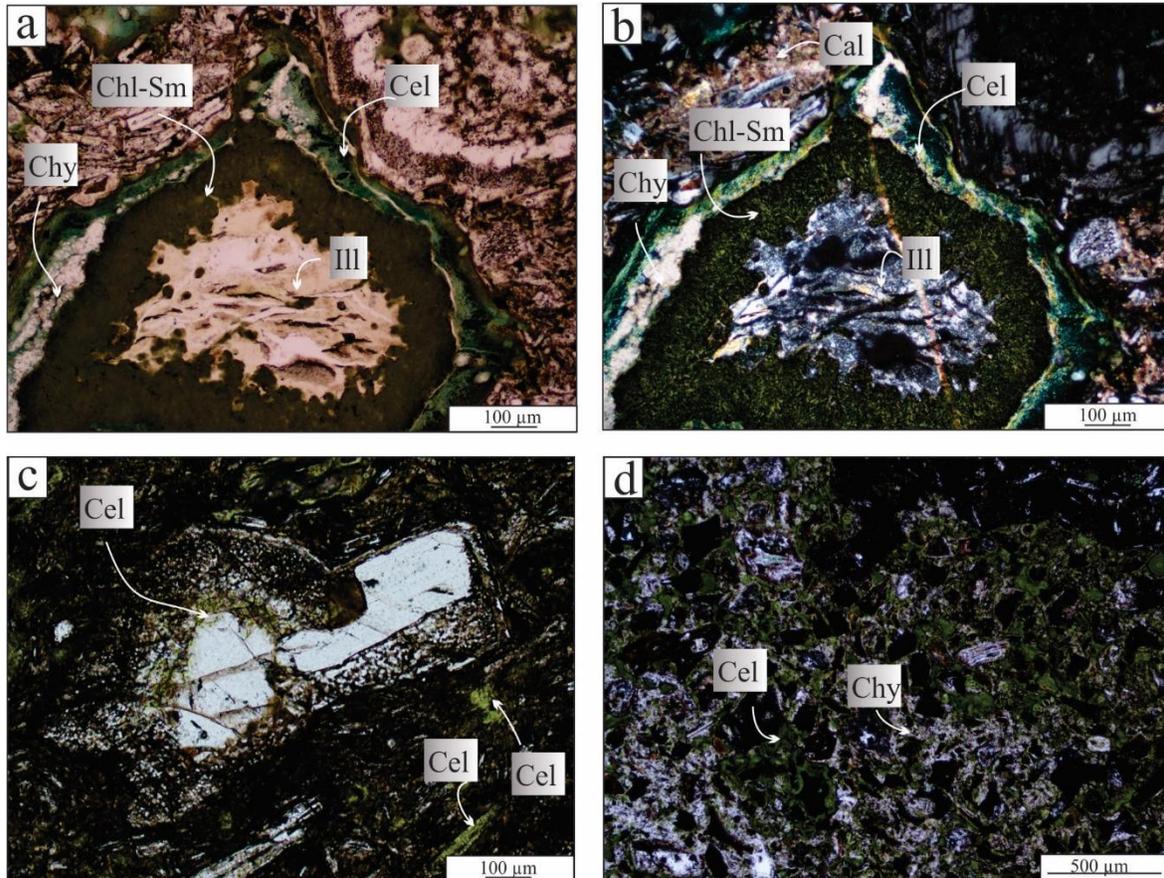


Figura 5.6. Microfotografías con luz transmitida de los minerales del grupo de la celadonita en las volcanitas de Valle Esperanza. a) y b) Amígdala rellena por glauconita (con variación de color), calcedonia fina, clorita-esmectita e illita, muestra VE-45, 117 m. (a: sin y b: con polarizador intercalado). c) Glauconita reemplaza la pasta, los microlitos y los fenocristales de plagioclasas, muestra VE-44, 115,5 m. d) Grupo de la celadonita brecha a volcanita (clastos oxidados) que, a su vez, está brechada por calcedonia fina. (Cal: calcita, Chy: calcedonia, Chl-Sm: clorita-esmectita, Cel: grupo de la celadonita).

Las composiciones químicas de los filosilicatos identificados en Valle Esperanza se volcaron en un diagrama ternario según las coordenadas $MR^3-2R^3-3R^2$ (Fig. 5.7). Para este diagrama el valor de Si es considerado un elemento en exceso y los extremos representan $MR^3 = Na + K + 2Ca$; $2R^3 = ((Al+Fe^{3+})-MR^3)/2$ y $3R^2 = (Mg+Mn+Fe^{2+})/3$ (Fig. 5.7; Velde, 1985). En este diagrama se comparan los resultados de los análisis químicos obtenidos con los rangos de las composiciones químicas de los filosilicatos biotita, feldespato alcalino, clorita, muscovita, illita, caolinita, esmectita, glauconita-celadonita, illita-esmectita, clorita-esmectita, montmorillonita y beidelita, según la recopilación de Velde (1985) y Newman y Brown (1987). La mayor parte de los datos de composición química representados de las glauconitas de la muestra VE-45 (117 m) caen por encima de la línea glauconita-celadonita y sólo cinco caen en el campo de la illita (Fig. 5.7).

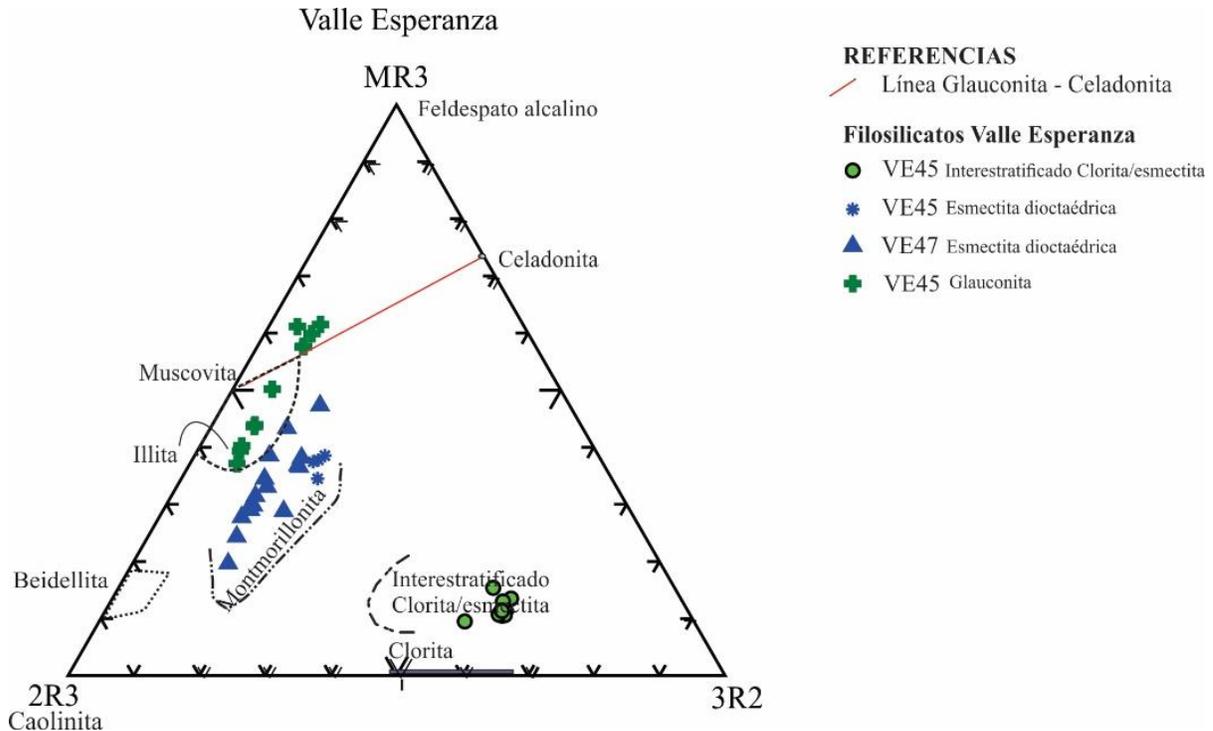


Figura 5.7 Diagrama triangular MR3-2R3-3R2 con la composición de los filosilicatos determinados en Valle Esperanza. (Modificado de Velde, 1985).

La calcedonia fina rellena venillas y amígdalas (Fig. 5.8a y b). En algunas amígdalas se identificó calcedonia “zebraica” y cuarzo (Fig. 5.8a). Además, reemplaza la pasta de las rocas volcánicas y, localmente, la brecha (Fig. 5.8c y d). En las microbrechas y en las amígdalas se observa que la calcedonia es posterior a la glauconita (Fig. 5.6a y d).

La calcita es el mineral hidrotermal de mayor distribución ya que está presente en todas las muestras estudiadas, en algunos casos comprende hasta un 57% en vol. de la muestra analizada. Reemplaza la pasta y los fenocristales de las volcanitas (Fig. 5.8b y Fig. 5.9a) y rellena amígdalas (Fig. 5.9b) y venillas (Fig. 5.8b). Se observa que la calcita es posterior a la calcedonia fina en las brechas (Fig. 5.8d) y las venillas de calcita cortan a las de calcedonia (Fig. 5.8b). El reemplazo de los fenocristales de plagioclasa es parcial (reemplazo selectivo), forma parches y rellena microfracturas (Fig. 5.9a). La calcita se identificó en difracción de rayos X de la fracción arcilla (<2 μm) con los picos en 3,75 Å y 3,02 Å (Fig. 5.3).

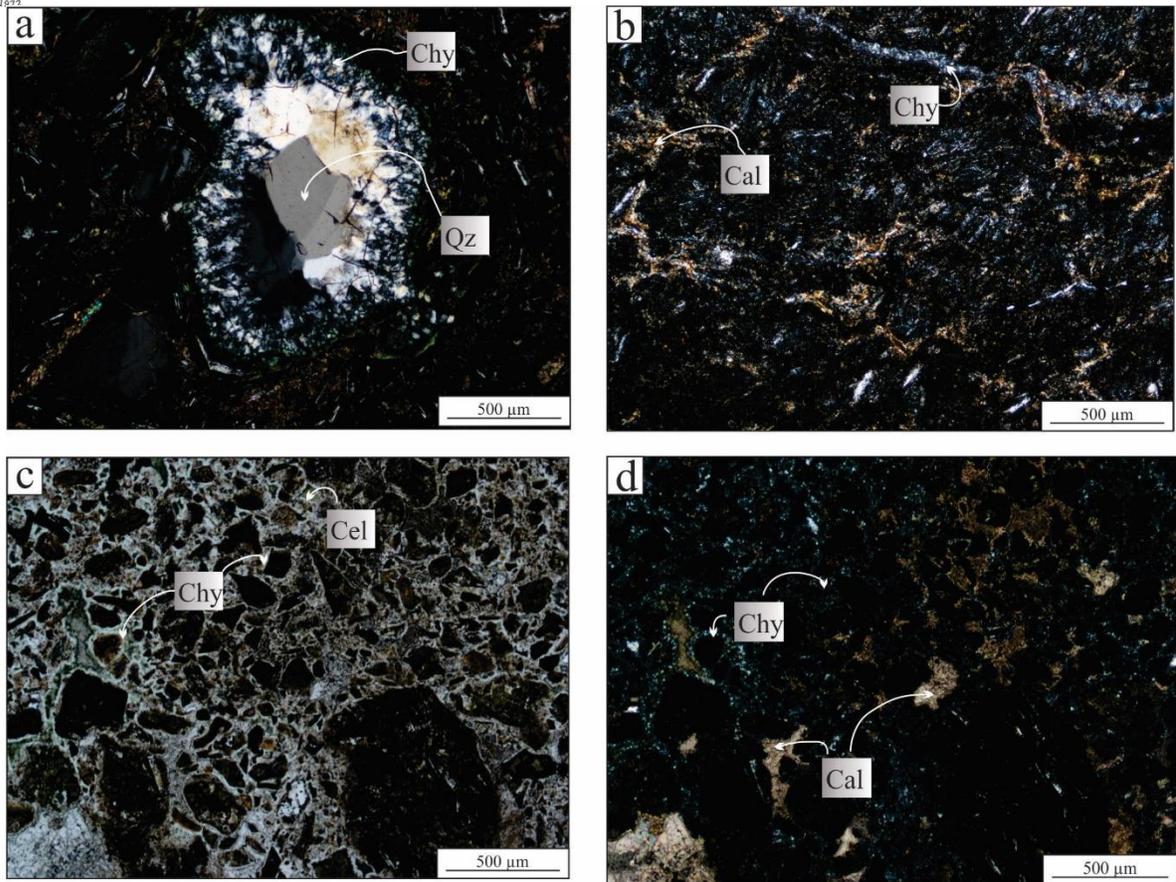


Figura 5.8 Microfotografías con luz transmitida de la calcedonia en las volcanitas de Valle Esperanza. a) Amígdala rellena con calcedonia zebraica y cuarzo, muestra VE-45, 117 m. b) Micro-venillas de calcedonia fina y de calcita, muestra VE-47a, 121,8 m. c) y d) Volcanitabrechada con cemento de calcedonia fina, calcita rellena los huecos, muestra VE-44, 115,5 m. (c: sin y d: con polarizador intercalado). (Cal: calcita, Chy: calcedonia, Cel: grupo de la celadonita).

En las muestras de Valle Esperanza se identificó el interestratificado clorita-esmectita. Los minerales de arcilla interestratificados son filosilicatos complejos, donde alternan dos o más tipos de láminas distintas (mica, clorita, esmectita, vermiculita) en una secuencia de apilamiento vertical, o en un mismo cristal (Moore y Reynolds, 1997).

La clorita-esmectita fue observada en microscopía óptica y confirmada mediante análisis con detector de espectroscopía de energía dispersiva de rayos X (EDX) en la muestra VE-45 (117 m); las composiciones químicas se muestran en la tabla 5. En el diagrama de Velde (1985) estos datos caen en el campo del interestratificado clorita-esmectita, ubicado por encima del campo de la clorita (Fig.5.7).

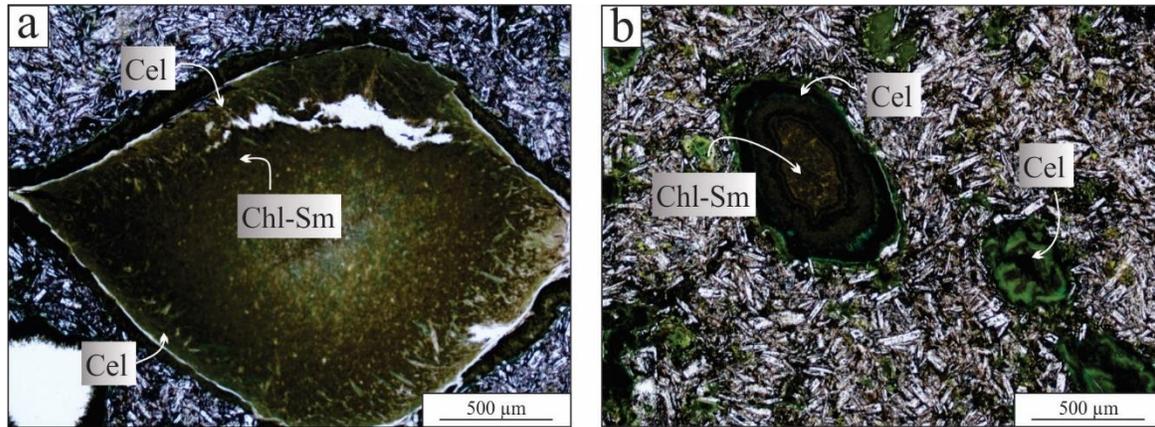


Figura 5.10 Microfotografías de clorita-esmectita en las volcanitas de Valle Esperanza. a) Amígdala con relleno de glauconita enrejada y clorita-esmectita, muestra VE-44, 115,7 m. b) Amígdalas rellenas con glauconita en bordes y clorita-esmectita, muestra VE-45, 117 m.

El interestratificado clorita-esmectita rellena las amígdalas de las volcanitas (Fig. 5.6 a y b, Fig. 5.10a y b) y es posterior a la glauconita y a la calcedonia (Fig. 5.6 a y Fig. 5.11a).

La illita, al tener una estructura cristalina similar a la glauconita, fue difícil de distinguir en los difractogramas de rayos X. En microscopía óptica se pudo observar que rellena las amígdalas de las volcanitas y es posterior a clorita-esmectita (Fig. 5.6a y b).

La esmectita es el mineral arcilloso más abundante en las muestras estudiadas, en algunos casos la fracción arcilla ($<2 \mu\text{m}$) está compuesta por 100% de esmectita (Anexo 2). Reemplaza la pasta y los fenocristales de plagioclasa. Se identificó en los difractogramas por la reflexión basal (001) entre 15,38 y 15,60 Å en muestras secas al aire. Con la saturación con etilenglicol el espaciado interlaminar incrementa y las reflexiones basales (001) se observan entre los 17,00 y 17,49 Å. Luego de la calcinación a 550°C, la estructura colapsa a 10 Å (Fig. 5.11). De acuerdo a la posición de la reflexión (060) en los difractogramas de las muestras de polvo total las esmectitas son dioctaédricas (Tabla 1; Brindley, 1980), con reflexiones que varían entre 1,496 a 1,500.

Las composiciones químicas de las esmectitas obtenidas mediante análisis químicos para las muestras VE-47 (121,8 m) y VE-45 (117) se muestran en los Anexos 6.1 y 6.2 respectivamente. En el diagrama de Velde (1985) todos los datos caen en el campo de la montmorillonita (Fig. 5.7), lo que confirma el carácter dioctaédrico de estas esmectitas.

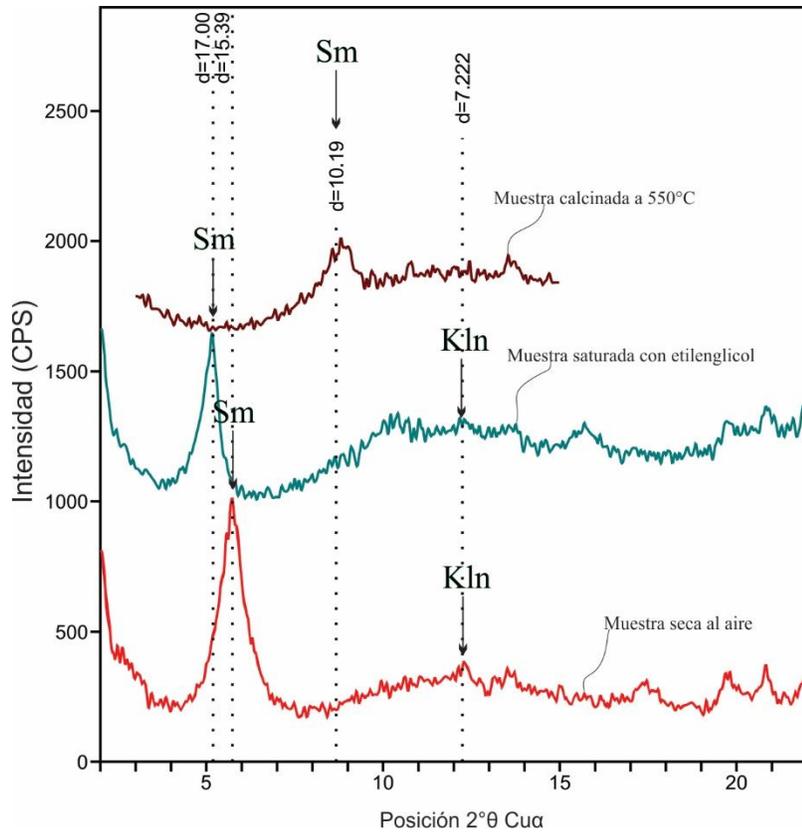


Figura 5.11 Difractograma de la fracción arcilla ($< 2 \mu\text{m}$) de la muestra VE-47. Esmectita con desplazamiento de la reflexión $15,39 \text{ \AA}$ en la muestra seca al aire a $17,00 \text{ \AA}$ en la muestra glicolada, que colapsa a 10 \AA en muestra calcinada a 550°C . Caolinita con reflexión en $7,22 \text{ \AA}$ en muestra seca al aire y muestra glicolada. (Sm: esmectita, Kln: caolinita).

La caolinita fue reconocida por difracción de rayos X en dos muestras (Anexo 2). Se identifica por su pico de reflexión en $7,22 \text{ \AA}$, tanto en muestra seca al aire como luego de la saturación con etilenglicol, que desaparece luego de la calcinación a 550°C (Fig. 5.11). La estimación cualitativa indica un contenido de 24 % en VE-45 (117 m) y 15 % en VE-47 (122 m), ambas muestras presentan también glauconita/illita y esmectita. No es clara la relación paragenética de este mineral con los demás filosilicatos determinados en Valle Esperanza.

El grado de cristalinidad de la caolinita se manifiesta en las variaciones del FWHM medido para la reflexión 001 (2θ) y fueron medidas en las muestras que presentaban este filosilicato. Las caolinitas que presentan índice de cristalinidad bajos tienen picos de difracción más anchos y con menor definición. Los mayores índices de cristalinidad se corresponden con menores valores de FWHM. A mayor índice de cristalinidad el apilamiento

de las láminas de caolinita es mayor y las partículas son mayores, mejor formadas y con mejores ordenamientos (Brindley, 1980). En general, en las muestras analizadas de Valle Esperanza no se ven grandes variaciones ya que entre el valor más bajo ($0,23^\circ$) y el mayor ($0,24^\circ$) (Anexo 2) no hay una diferencia importante, pero se alejan de los valores estandarizados de $0,10^\circ$ – $0,15^\circ$ para una caolinita bien cristalizada (Brindley, 1980).

Mineral /Muestra	d (060)
Esmectita dioctaédrica	1,49 -1,50
Esmectita trioctaédrica	1,52 - 1,54
VE-109	1,496
VE-110	1,496
VE-113b	1,496
VE-114	1,500
VE-45	1,496
VE-47	1,496

Tabla 1 Valores de (060) para esmectitas dioctaédricas y trioctaédricas. Los valores de referencia fueron tomados de Brindley (1980).

5.2 DISCUSIÓN

Los factores que más influencia tienen en la formación de los minerales hidrotermales son la temperatura y el pH (Corbet y Leach, 1998). Por ello el reconocimiento de los minerales de alteración permite inferir las características de los fluidos hidrotermales que alteran las rocas.

En las volcanitas analizadas de Valle Esperanza la adularia y la clorita son minerales hidrotermales relícticos que han sido reemplazados por nuevos minerales formados a menor temperatura. Los minerales hidrotermales que mayor distribución presentan son la esmectita, la calcita y la calcedonia.

Los minerales adularia, clorita, calcita y cuarzo se forman de la interacción de la roca de caja con fluidos hidrotermales con cloruros y de pH neutro a débilmente alcalino (6-7; Hedenquist et al., 1998, Hedenquist et al., 2000 y Simpson et al., 2001.). La adularia es estable a temperaturas entre 300 y 150°C (Hedenquist et al., 2000). La clorita es estable entre los 300 y 200°C (Reyes, 1990 y Hedenquist et al., 2000) mientras que la calcita es estable en un rango de temperatura amplio (Corbet y Leach, 1998; Hedenquist et al., 2000). La

abundancia de calcita en las muestras analizadas indica que los fluidos contenían concentraciones altas de CO₂ acuoso (Simpson y Mauk, 2007). Las aguas ricas en CO₂ están próximas a la saturación de calcita, un ligero calentamiento provoca la precipitación de ella (Simmons y Christenson, 1994). La calcedonia tiene temperaturas de formación entre 190 y 100°C (White y Hedenquist, 1990) e indican fluidos ascendentes sobresaturados en sílice (Hedenquist et al., 2000).

Los filosilicatos illita, clorita-esmectita y esmectita se forman a partir de fluidos con pH neutro (Reyes, 1990 y Hedenquist et al., 2000). La illita es estable a temperaturas mayores a 220°C y la esmectita a temperaturas menores a 150°C (Steiner, 1968, 1977 y Reyes, 1990). La caolinita se forma a temperaturas menores a 200°C (Corbet y Leach, 1998) y a partir de fluidos de pH bajo (Reyes, 1990).

Las aguas subterráneas ricas en CO₂ calentadas por vapor y ligeramente ácidas tienen su origen donde el vapor se condensa debajo del nivel freático (Hedenquist, 1990) y pueden generar halos de illita, arcillas interstratificadas y esmectita en los depósitos epidermales (Hedenquist et al., 2000).

La clorita-esmectita y esmectita en las muestras estudiadas de Valle Esperanza debieron formarse de la interacción de las aguas ricas en CO₂ calentadas por vapor con las rocas alteradas a adularia, clorita y calcita.

La celadonita tiene una temperatura de formación que va de los 40° a los 250°C (Alt, 1999; Odin et al., 1988).

En Valle Esperanza la caolinita no está bien cristalizada y no es clara su relación con los demás filosilicatos, se cree que podría tener un origen supergénico y ser resultado de aguas descendentes ácidas.

En el depósito Loma Galena se observa una zonación de los filosilicatos que refleja gradientes térmicos y distintos grados de mezcla del fluido hidrotermal ascendente con las aguas bicarbonatadas calentadas por vapor descendentes (Bouhier, 2017). En Valle Esperanza no fue posible distinguir esta zonación debido a que la esmectita es más abundante y se encuentra en todos los niveles analizados. Sólo se identificaron relictos de minerales

hidrotermales (adularia, clorita) formados a mayor temperatura por fluidos ascendentes ricos en cloruros.

5.3 CONCLUSIONES

Las relaciones paragenéticas de los minerales hidrotermales identificados permiten inferir que su origen se debe a fluidos hidrotermales con cloruros, de pH neutro, oxidados y de mayor temperatura que luego se mezclaron con aguas ricas en CO₂ calentadas por vapor, algo más ácidas y frías, como sucede también en Loma Galena (Bouhier, 2017). Adularia y clorita debieron formarse por la interacción de las rocas de caja con fluidos clorurados, de pH neutro y calientes. Los argilominerales y calcita pudieron formarse de la mezcla de fluidos hidrotermales con aguas ricas en CO₂ más frías y ácidas que desestabilizaron los minerales hidrotermales previos. La calcedonia indica pulsos nuevos de ascenso de fluidos saturados en sílice.

En la figura 5.12 se presenta la secuencia paragenética de los minerales hidrotermales identificados en las volcanitas del depósito Valle Esperanza. Esta secuencia se basa en las relaciones de corte que existe entre los minerales hidrotermales, cuando estas no son claras se sugiere una posición en la secuencia paragenética teniendo en cuenta las condiciones de estabilidad del mineral.

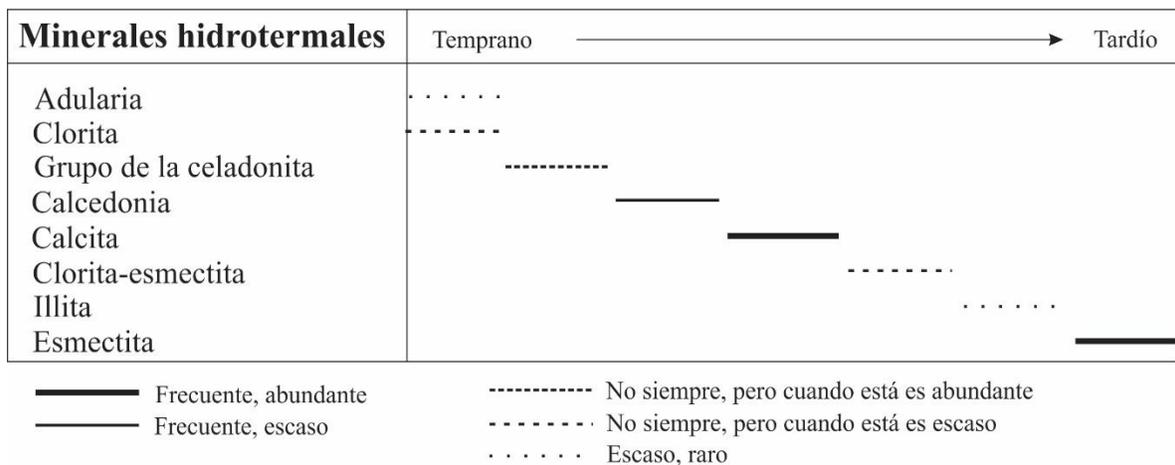


Figura 5.12 Diagrama paragenético de los minerales hidrotermales de Valle Esperanza.

CAPÍTULO 6

6.1 RESULTADOS

En el depósito Valle Esperanza la mineralización polimetálica está hospedada en las rocas volcánicas, dentro de las cuales se identificaron, mediante el análisis de los datos geoquímicos, tramos con mayor porcentaje de metales (Fig. 6.1). En ellos, los sulfuros y sulfosales de Ag y Cu están alojados en venas y venillas brechadas de origen hidrotermal (Fig. 6.2a). En el tramo superior las venillas presentan baja ley de metales, tienen textura crustiforme y espesores de 1 a 2 cm (Fig. 6.2b). En los sectores inferiores las venillas son estériles, presentan también textura crustiforme y tienen espesores de 1 a 1,5 cm (Fig. 6.2c).

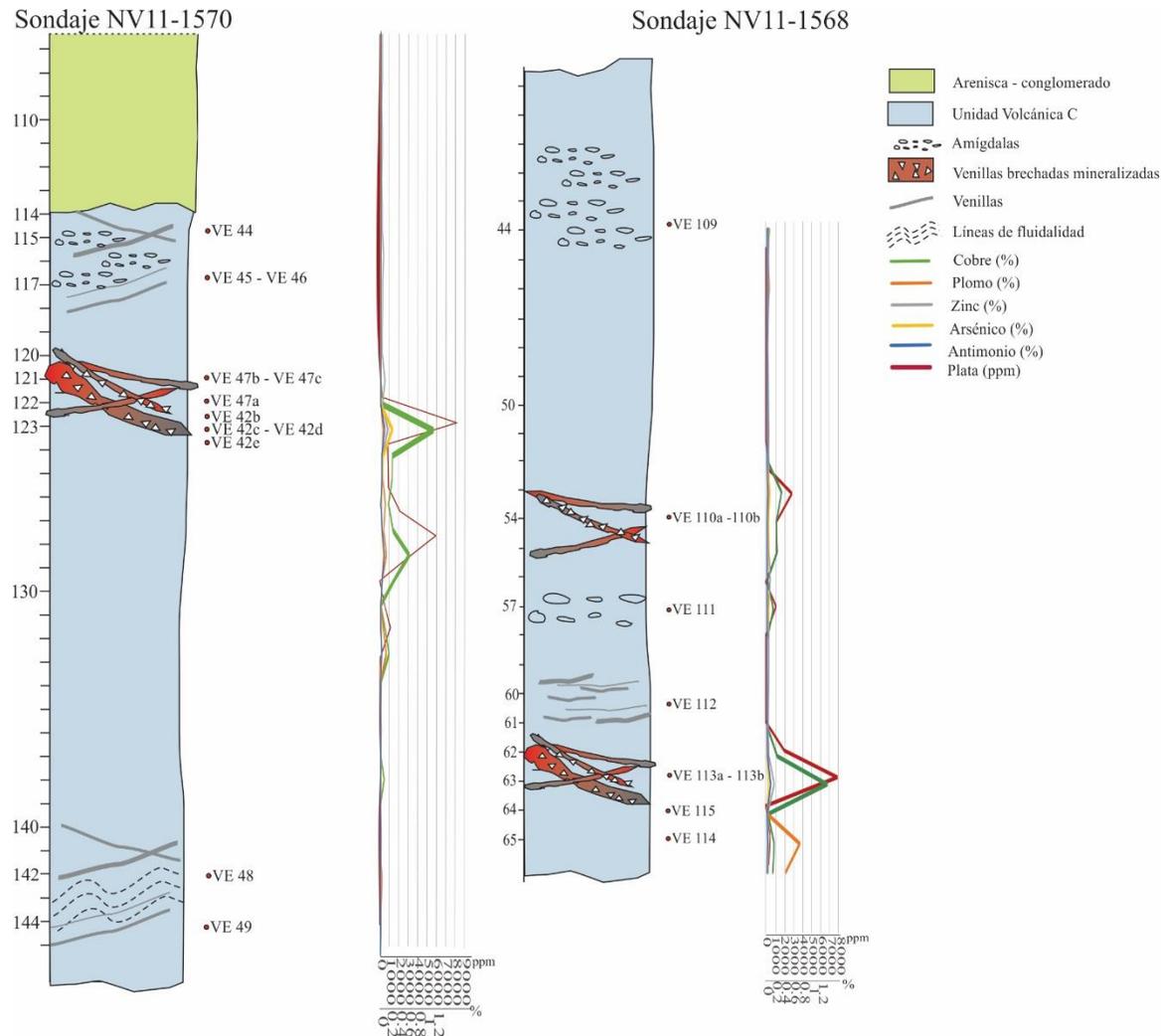


Figura 6.1 Columnas litológicas y yacencia de la mineralización en los sondajes NV11-1570 y NV11-1595 con la variación del contenido de metales con la profundidad. Cu, Pb, Zn, As y Sb en % en peso, Ag en ppm.

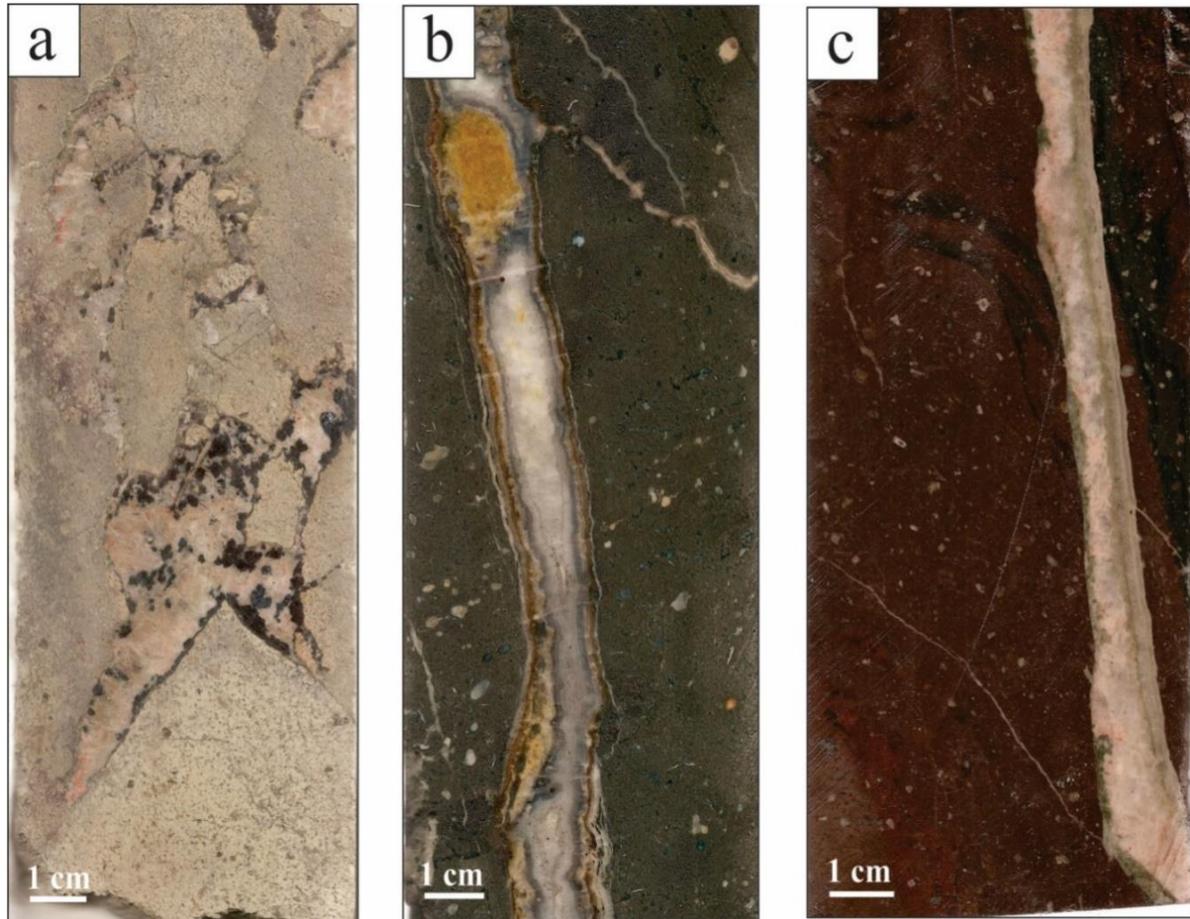


Figura 6.2 Fotografía de las volcanitas con venillas del sondaje NV11-1570. a) Vena brechada con alta ley de metales, muestra VE-42c, 122 m. b) Venilla con textura crustiforme y baja ley de metales, muestra VE-45, 117 m. c) Venilla sin sulfuros, muestra VE-48, 142 m.

6.1.1 Minerales de ganga

Los minerales de ganga en Valle Esperanza son calcita, calcedonia, baritina y cuarzo. Se identificaron seis generaciones de calcita: calcita 1 pre-mineralización, calcitas 2, 3 y 4 sin-mineralización y calcitas 5 y 6 post-mineralización.

La calcita 1 rellena venillas finas (~ 1,2 mm) y presenta textura *crack-seal* (Fig. 6.3; 6.4a; Durney y Ramsay, 1973). Con catodoluminiscencia muestra una zonación oscilatoria de luminiscencia naranja con intensidad moderada y bandas más delgadas de luminiscencia oscura (Fig. 6.4b).

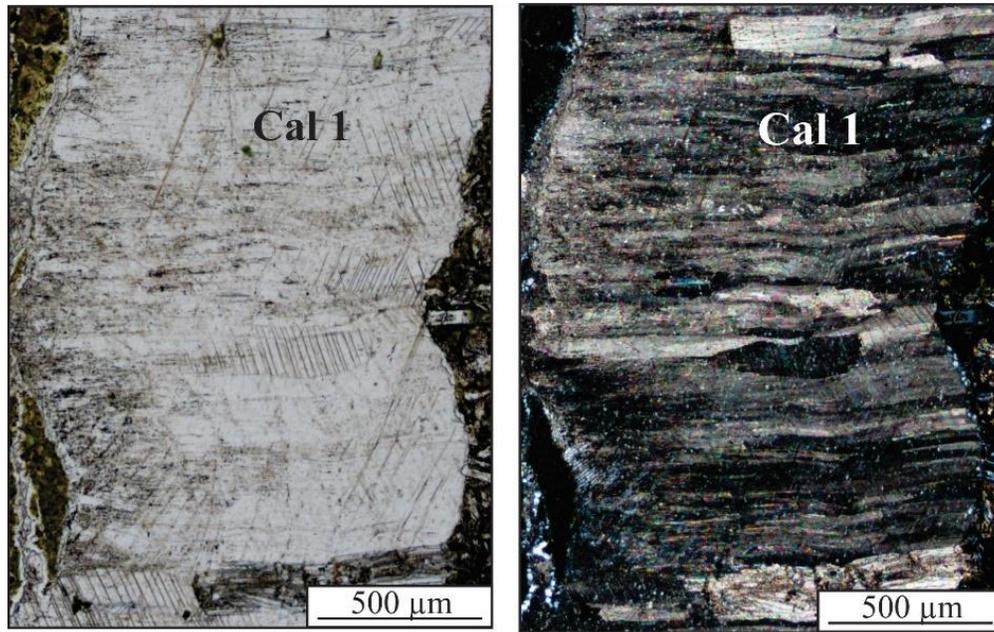


Figura 6.3 Microfotografías con luz transmitida de la calcita 1 con textura *crack-seal* sin polarizador intercalado (izquierda) y con polarizador intercalado (derecha), muestra VE-45, 117 m. (Cal: calcita).

La calcita 2 forma parches en la salbanda de las venillas brechadas y venillas crustiformes mineralizadas, también se presenta como clastos dentro de las mismas. Tiene tamaños de 120 a 800 μm y abundantes inclusiones sólidas (óxidos y otras no identificadas) y fluidas (Fig. 6.5a).

Los bordes cristalinos de calcita 2 son irregulares debido a los efectos de la disolución y, en contacto y sobre estos límites difusos, hay una calcita de grano muy fino (calcita 3) (Fig. 6.4a y 6.5a). La calcita 2 muestra luminiscencia color naranja e intensidad muy alta y la calcita 3 presenta luminiscencia color rojo con intensidad baja (Fig. 6.5b y c).

La calcita 4 tiene forma euhedral, zonación y tamaño de 0,5 a 300 μm (Fig. 6.4a y 6.5b), localmente brecha y rellena huecos de las calcitas 2-3 (Fig. 6.4c). Esta calcita es, en general, no luminiscente (Fig. 6.4b), pero tiene delgadas bandas con luminiscencia color naranja de intensidad variable entre moderada e intensa que coincide con las caras de crecimiento de los cristales (Fig. 6.4d).

La calcita 5 está en cristales euhedrales de tamaños entre 900 a 1500 μm , rellena las oquedades de todas las venillas (Fig. 6.6a y Fig. 6.9b) y no presenta luminiscencia (Fig. 6.6b).

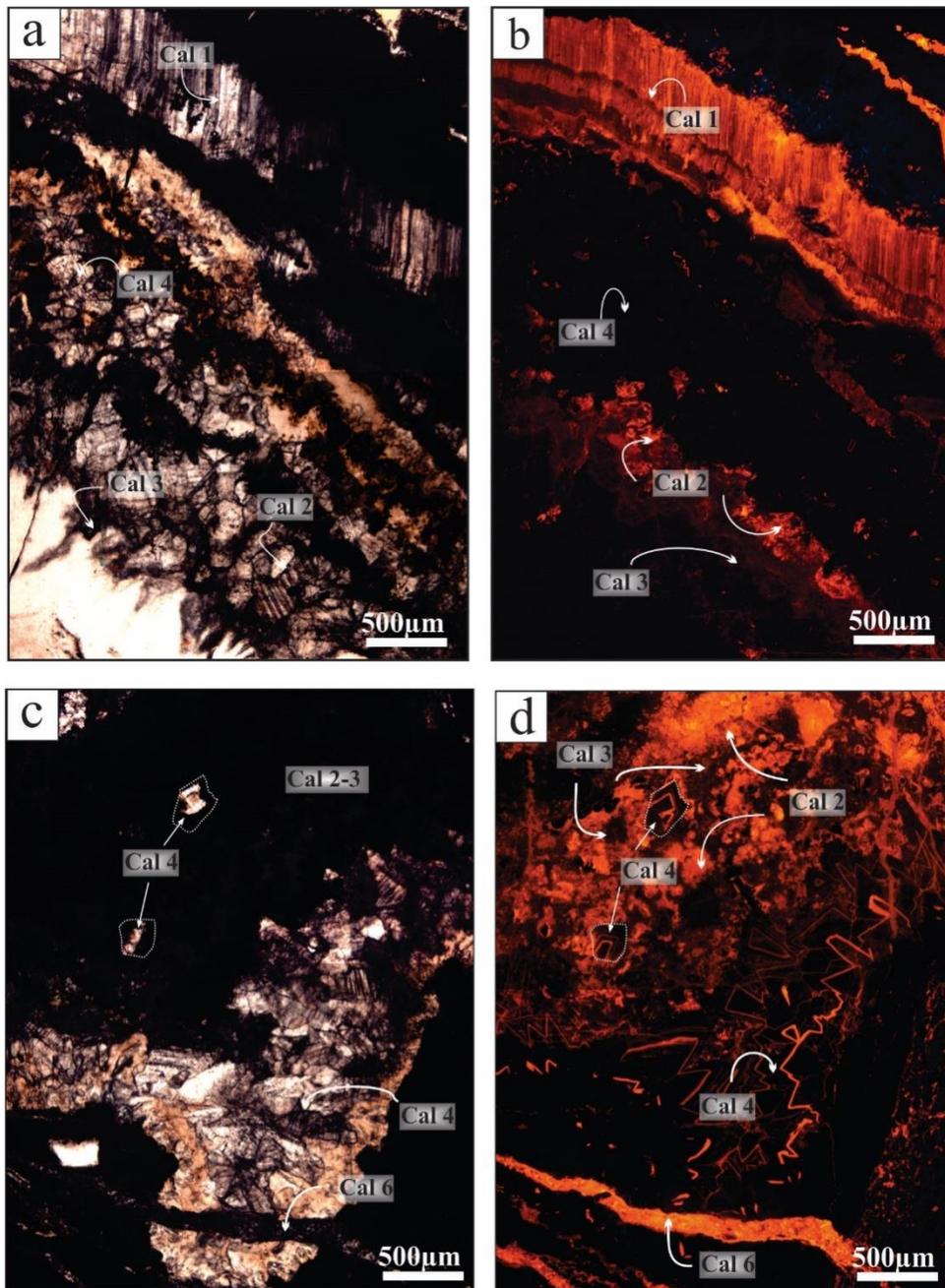


Figura 6.4 Microfotografías de las venillas con luz transmitida (a y c) y catodoluminiscencia (b y d) de muestra VE-45, 117 m. a) Microvenilla de calcita 1 con textura *crack-seal*, calcitas 2-3 como clasto dentro de venilla. Calcita 4 euhedral y cristales zonados. b) Calcita 1 con luminiscencia naranja y zonación oscilatoria, calcita 2 con luminiscencia naranja e intensidad alta, calcita 3 con luminiscencia roja e intensidad baja, calcita 4 no luminiscente. Microvenillas de calcita 6 con luminiscencia naranja e intensidad muy alta. c) Calcita 4 incorpora fragmentos de calcita 2-3 y rellena huecos. Microvenillas de calcita 6 cortan la secuencia. d) Calcita 2 con luminiscencia naranja e intensidad alta, en bordes está calcita 3 con luminiscencia roja e intensidad baja. Calcita 4 no luminiscente con delgados niveles de luminiscencia naranja e intensidad variable, estos niveles coinciden con caras de crecimiento de cristales.

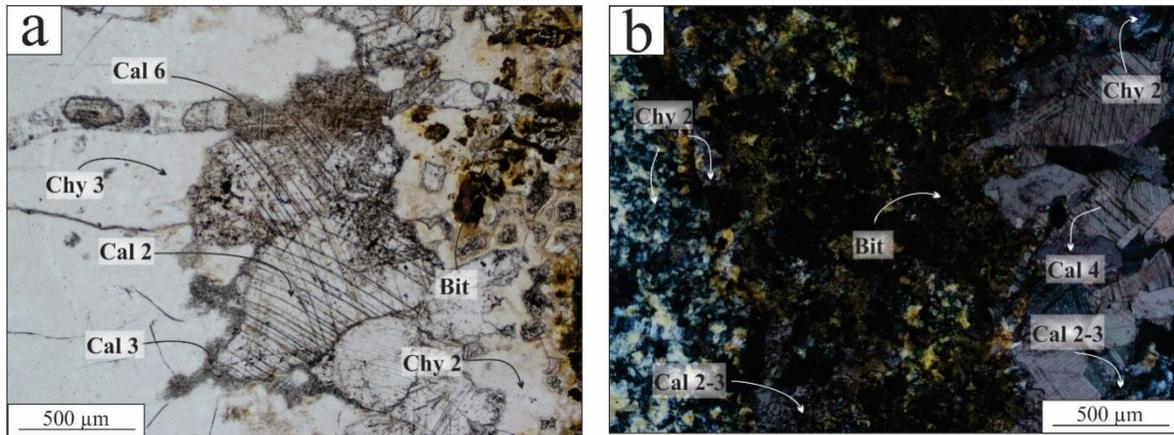


Figura 6.5 Microfotografías con luz transmitida de los minerales de ganga en las venillas. a) Calcita 2 con bordes de calcita 3 como clasto dentro de calcedonias 2 y 3. Calcedonia 2 en contacto con bitumen. Microvenilla de calcita 6 que corta la venilla. Muestra VE-45, 117 m. b) Calcita 2-3 como clasto en calcedonia 2 y en calcita 4. Calcita 4 con cristales euhedrales zonados, brechada por calcedonia 2. Calcedonia 2 en contacto con bitumen. Luz reflejada con polarizador intercalado. Muestra VE-45, 117 m. (Bit: bitumen, Cal: calcita y Chy: calcedonia).

La calcita 6 rellena microvenillas de $\sim 0,2$ mm de espesor que cortan a las venillas principales (Fig. 6.4c y 6.5a). Presenta luminiscencia color naranja con intensidad muy alta (Fig. 6.4d y Fig. 6.6b).

Se identificaron tres generaciones de calcedonia: una calcedonia pre-mineralización (calcedonia 1) y dos calcedonias sin-mineralización (calcedonia 2 y 3). La calcedonia 1 forma agregados microfibrosos radiados (textura zebraica) con tamaños de 143 a 715 μm y color marrón (con luz transmitida) (Fig. 6.7a y b).

La calcedonia 2 tiene hábitos granular fino (Fig. 6.8a y c) y musgoso en sectores (Fig. 6.9b; Dong et al., 1995). Localmente incorpora bitumen (Fig. 6.5a y 6.8a). La calcedonia 2 brecha a calcita 2-3, a calcita 4 y a calcedonia 1 (Fig. 6.8a y b). La mayor parte de la mineralización está en contacto con la calcedonia 2 (Fig. 6.8d).

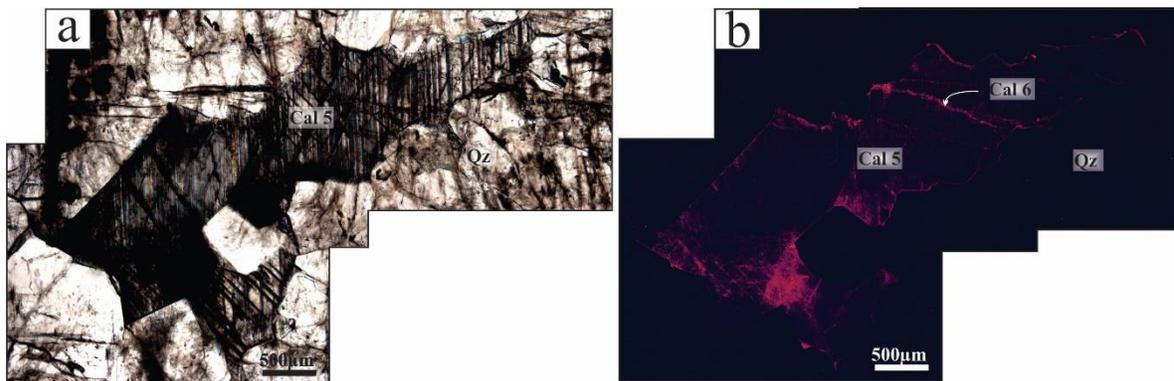


Figura 6.6 Microfotografía de venilla con luz transmitida (a) y con catodoluminiscencia (b). a) Calcita 5 euhedral rellena oquedades de cuarzo. b) Calcita 5 (sin luminiscencia) atravesada por microvenillas de calcita 6 (luminiscentes). Muestra VE-45, 117 m.

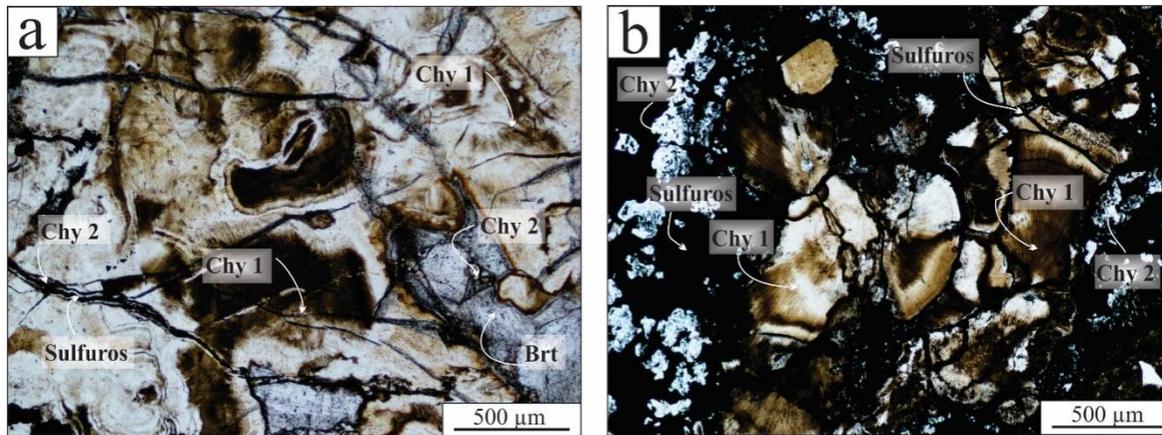


Figura 6.7 Microfotografías con luz transmitida sin polarizador intercalado. a) Agregados fibrosos radiados de calcedonia 1 atravesados por microvenillas con borde de calcedonia 2 y sulfuros. Huecos ocupados por baritina, muestra VE-47a, 121,8 m. b) Agregados fibrosos radiados de calcedonia 1 brechados por calcedonia 2 con sulfuros, muestra VE-42b, 122,5 m. (Chy: calcedonia, Brt: baritina).

La calcedonia 3 se presenta en agregados fibrosos dispuesto en bandas crustiformes-coloformes (Fig. 6.9a, Dong et al., 1995). Incorpora algunos clastos de sulfuros previos y en sectores está en contacto con calcopirita esferulítica (calcopirita 3).

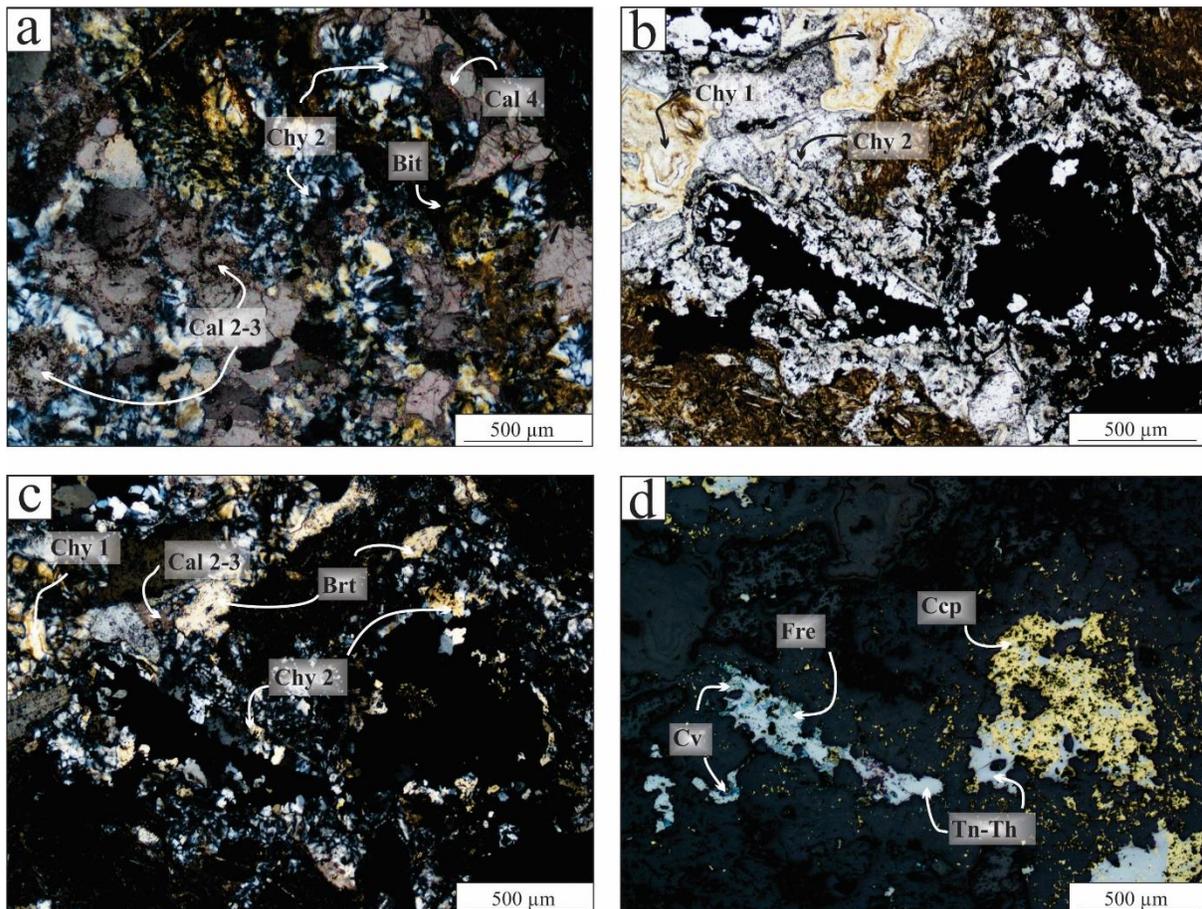


Figura 6.8 Microfotografías de las venillas. a) Calcedonia 2 incorpora bitumen y brecha a calcitas 2-3 y 4, muestra VE-44, 115,5 m. (Luz transmitida con polarizador intercalado). b, c y d) Calcedonia 2 con sulfuros y sulfosales (calcopirita, tennantita-tetraedrita, freibergita y covelina) brecha a calcedonia 1, calcita 2-3 y baritina. Microfotografías con luz transmitida (b), con polarizador intercalado (c) y con luz reflejada (d). Muestra VE-42e, 123,6 m. (Bit: bitumen, Brt: baritina, Cal: calcita, Chy: calcedonia, Ccp: calcopirita, Cv: covelina, Fre: freibergita y Tn-Th: tennantita-tetraedrita).

La baritina tiene hábito prismático con cristales de hasta 2200 μm de largo e incluye algunos agregados de calcedonia 1 (Fig. 6.9b); está presente en las venillas brechadas. Los cristales tienen bordes corroídos y están rodeados por calcedonia 2 con sulfuros y sulfosales (Fig. 6.94b).

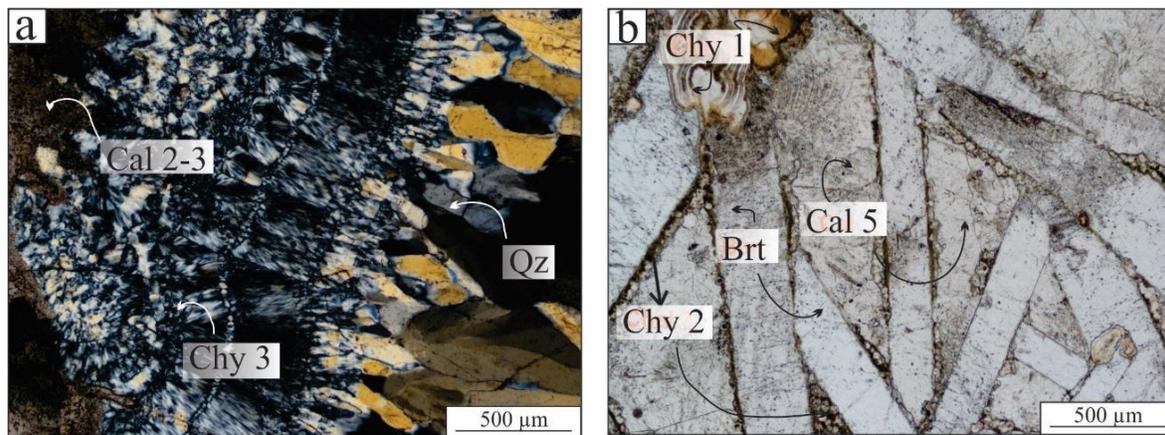


Figura 6.9 Microfotografías de las venillas con luz transmitida con polarizador intercalado (a) y sin polarizador (b). a) Calcedonia 3 fibrosa crustiforme-coloforme incorpora clastos de calcita 2-3, en los bordes de las bandas hay cuarzo con textura flamboyante que pasa a cuarzo plumoso, muestra VE-45, 117 m. b) Cristales prismáticos incorporan clastos de calcedonia 1, los bordes de los cristales están corroídos y hay calcedonia 2 con textura musgosa. La calcita 5 rellena las oquedades de las venillas, muestra VE-47a, 121,8 m. (Brt: baritina, Cal: calcita, Chy: calcedonia y Qz: cuarzo).

El cuarzo se presenta como producto de la recristalización de calcedonia 2 en los bordes de baritina y muestra textura flamboyante (Fig. 6.9a y 6.10a; Dong et al., 1995). También reemplaza a baritina (Fig. 6.10b), en sectores el reemplazo es total (Fig. 6.10c). En los bordes de las bandas de calcedonia 3 hay cuarzo flamboyante que grada a cuarzo plumoso (Fig. 6.10d; Dong et al., 1995).

6.1.2 Minerales de mena

Los sulfuros y sulfosales consisten en calcopirita, galena, esfalerita, tennantita-tetraedrita ($\text{Cu}_6[\text{Cu}_4(\text{Fe},\text{Zn})_2]\text{As}_4\text{S}_{13}$ a $\text{Cu}_6[\text{Cu}_4(\text{Fe},\text{Zn})_2]\text{Sb}_4\text{S}_{13}$), freibergita ($\text{Ag}_6[\text{Cu}_4\text{Fe}_2]\text{Sb}_4\text{S}_{13-x}$; o bien $\text{Ag}_{4+2x}\text{Cu}_{2-2x}[(\text{Cu},\text{Ag})_4(\text{Fe},\text{Zn})_2]\text{Sb}_4\text{S}_{12}\text{S}_{1-x}$), acantita (Ag_2S), pirargirita (Ag_3SbS_3),

estromeyerita (AgCuS) y plata nativa. Se reconocieron tres generaciones de calcopirita según su textura y relación con los minerales de ganga: a) calcopirita 1 de grano fino (13 a 33 μm) asociada a calcitas turbias (calcitas 2-3) que se encuentra en los halos de las venillas brechadas y de las crustiformes (Fig. 6.11a, b) calcopirita 2 alojada en las venillas brechadas en contacto con calcedonia 2; en general se presenta como agregados anhedral (Fig. 6.11b y c) y c) calcopirita 3 esferulítica (10 a 40 μm) (Fig. 6.11d) se encuentra localmente en las venillas con bandeamiento crustiforme (muestra VE-45) en contacto con calcedonia 3 crustiforme. En las venillas brechadas, la calcopirita 2 está en contacto con galena y esfalerita que tienen morfologías subhedral a anhedral, respectivamente (Fig. 6.11b y c). La esfalerita es traslúcida y de color marrón claro en el microscopio de transmisión, por ello se infiere que su contenido de Fe es bajo.

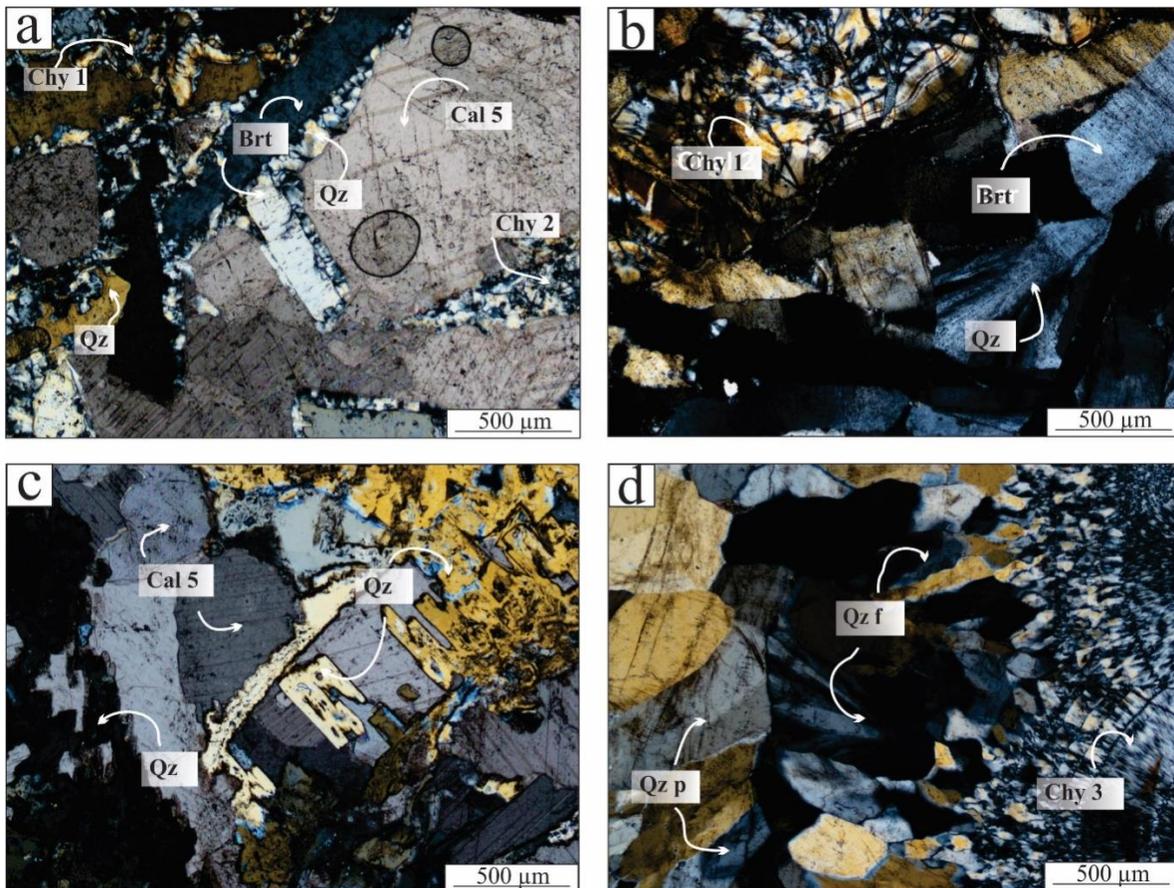


Figura 6.10 Microfotografías de las venillas con luz transmitida y polarizador intercalado. a) Calcedonia 1 como clasto en baritinas, cuarzo reemplaza a calcedonia 2 que brecha y rodea a calcedonia 1 y baritina. Calcita 5 rellena huecos de la venilla, muestra VE-42e, 123,6 m. b) Calcedonia 1 como clasto, baritina parcialmente reemplazada por cuarzo, muestra VE-45, 117 m. c) Cuarzo según baritina, calcita 5 rellena oquedades, muestra VE-49, 144 m. d) Calcedonia 3 fibrosa forma bandas coliformes-crustiformes, en los bordes de las bandas hay cuarzo flamboyante y cuarzo plumoso, muestra VE-44, 115,5 m.

Las sulfosales de la serie tennantita-tetraedrita reemplazan a calcopirita 2 y a galena en los sectores con mayor mineralización (Fig. 6.11c). Localmente presentan textura tipo mirmequítica (Fig. 6.12a) con freibergita (tetraedrita rica en Ag) que, a su vez, está reemplazada en sus bordes por covellina (Fig. 6.12b).

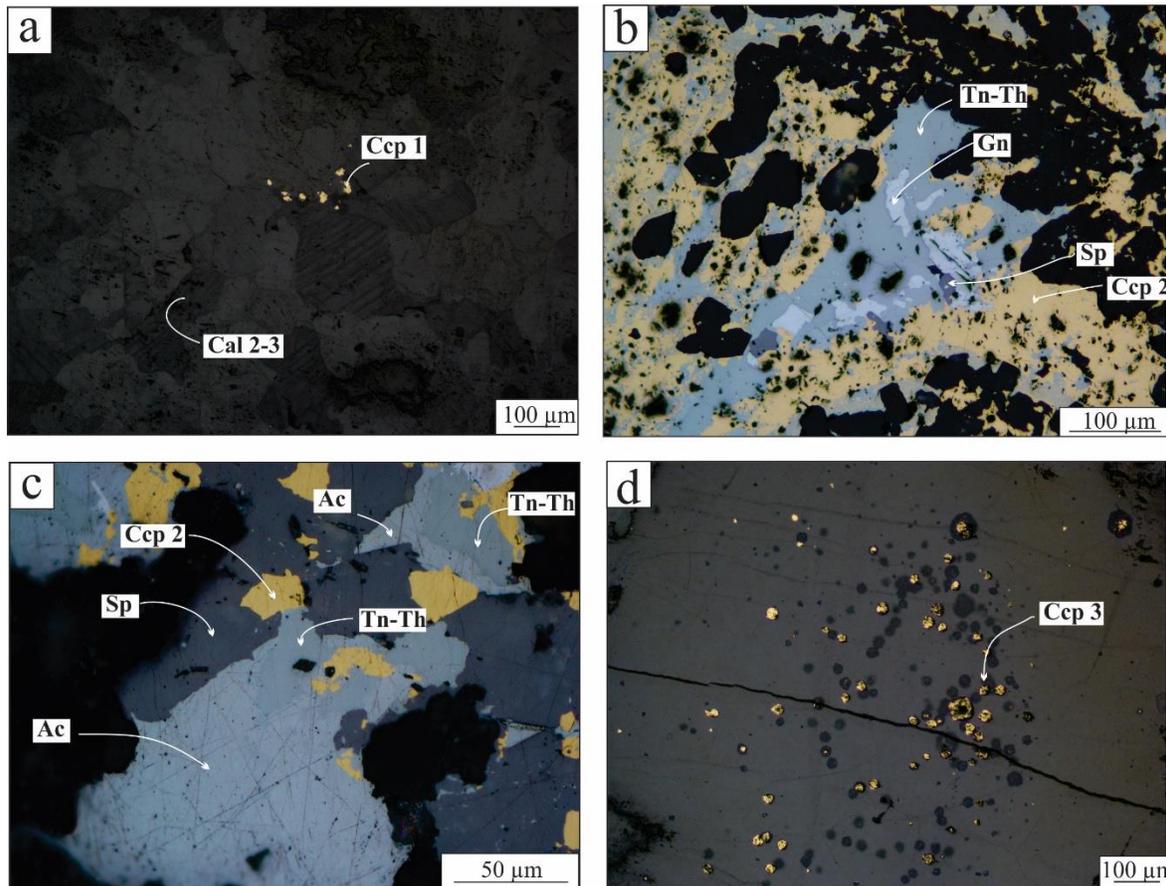


Figura 6.11 Microfotografías con luz reflejada de los sulfuros de metales base. a) Calcopirita 1 diseminada en calcita 1, muestra VE-45, 117 m. b) Calcopirita 2 anhedral con galena y esfalerita reemplazadas por tennantita-tetraedrita, muestra VE-47b, 121 m. c) Esfalerita relíctica y calcopirita 2 reemplazada por tennantita-tetraedrita. Acanthita reemplaza tennantita-tetraedrita y calcopirita, muestra VE-47b, 121 m. d) Calcopirita 3 tipo esferulítica, muestra VE-45, 117 m. (Ac: acanthita, Ccp: calcopirita, Fre: freibergita, Gn: galena, Sp: esfalerita y Tn-Th: tennantita-tetraedrita).

La acanthita, con forma anhedral, rodea y reemplaza a tennantita-tetraedrita, en algunos casos con textura tipo coronítica (Fig. 6.12b). También reemplaza a calcopirita 2 (Fig. 6.13a). En sectores se observa pirargirita en cristales anhedrales que reemplaza a calcopirita 2 (Fig. 6.13b).

La estromeyerita presenta hábito granular y reemplaza a calcopirita 2 (Fig. 6.14a y b) y a tennantita-tetraedrita (Fig. 6.14c). Granos anhedrales de plata nativa (0,02 a 0,3 mm)

están en contacto con freibergita (Fig. 6.14d) y estromeyerita (Fig. 6.14e) y suelen presentar un borde de óxidos cuando están en contacto con calcopirita 2 (Fig. 6.14d); también rellenan huecos en calcopirita (Fig. 6.12a). En sectores se observa una segunda generación de plata nativa que rodea a la anterior (Fig. 6.14f).

La calcopirita 2 y los minerales portadores de Ag se encuentran en contacto con calcedonia 2 (Fig. 6.8c y d).

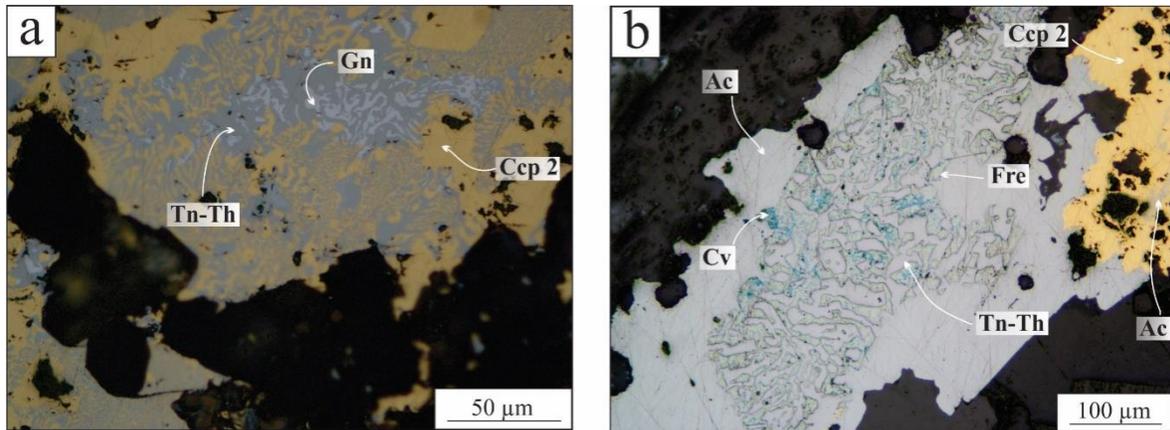


Figura 6.12 Microfotografías con luz reflejada de los sulfuros y sulfosales de Cu y Ag. a) Calcopirita y galena reemplazas por tennantita-tetraedrita y textura mirmequítica en galena, muestra VE-47b, 121 m. b) Calcopirita reemplazada por tennantita-tetraedrita que tiene exolución de freibergita. Acanthita reemplaza los bordes de tennantita-tetraedrita, Covellina reemplaza de forma selectiva los cristales de freibergita, muestra VE-47b, 121 m. (Ac: acanthita, Ccp: calcopirita, Cv: covellina, Fre: freibergita, Gn: galena y Tn-Th: tennantita-tetraedrita).

Los coeficientes de Pearson, calculados a partir de los datos geoquímicos de la sección 50950E (Anexo 7.1), indican que la Ag tiene una correlación positiva alta con $As > Cu > Sb$ y una correlación baja con $S > Zn > Pb > Cd$. El As muestra una correlación positiva alta con $Sb > Cu > Cd$ y una correlación baja con $S > Zn > Pb > Co$. El Cu presenta una correlación

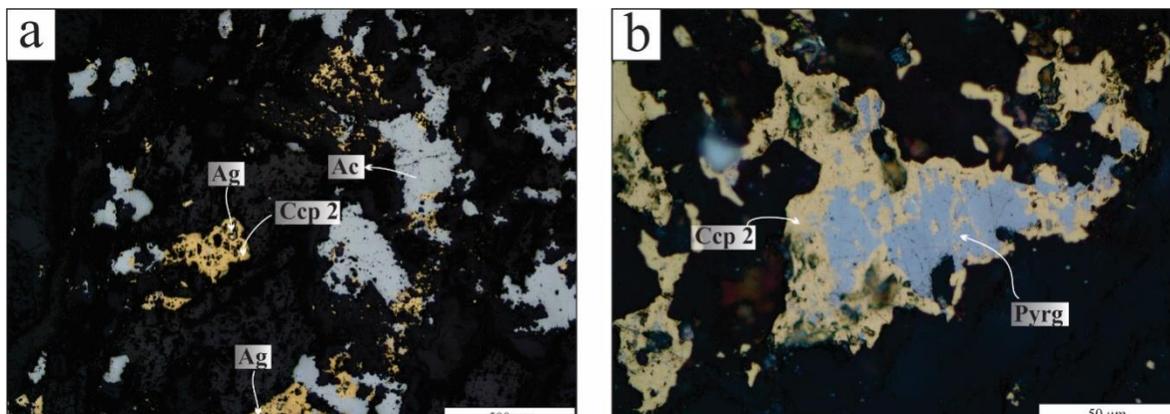


Figura 6.13 Microfotografías con luz reflejada de sulfuros y sulfosales de plata. a) Acanthita reemplaza a calcopirita, plata nativa ocupa huecos en calcopirita, muestra VE-47a, 121,8 m. b) Pirargirita reemplaza a calcopirita, muestra VE-113, 62 m. (Ac: acanthita, Ag: plata nativa, Ccp: calcopirita y Pyrg: pirargirita).

positiva alta con $As > Sb > S$, moderada con Pb y una correlación baja con Zn . El Pb tiene una correlación moderada con S y baja con $Sb > Zn$.

En la sección 51000E los coeficientes de Pearson (Anexo 7.2) muestran que la Ag tiene una correlación positiva alta con $Cu > Sb$ y baja con $S > As > Co > Pb$. El As presenta una correlación positiva moderada con $Zn > S$ y baja con $Cd > Sb > Cu$. El Cu muestra una correlación positiva moderada con $S > Sb > Pb$. El Pb tiene una correlación baja con $S > Sb$.

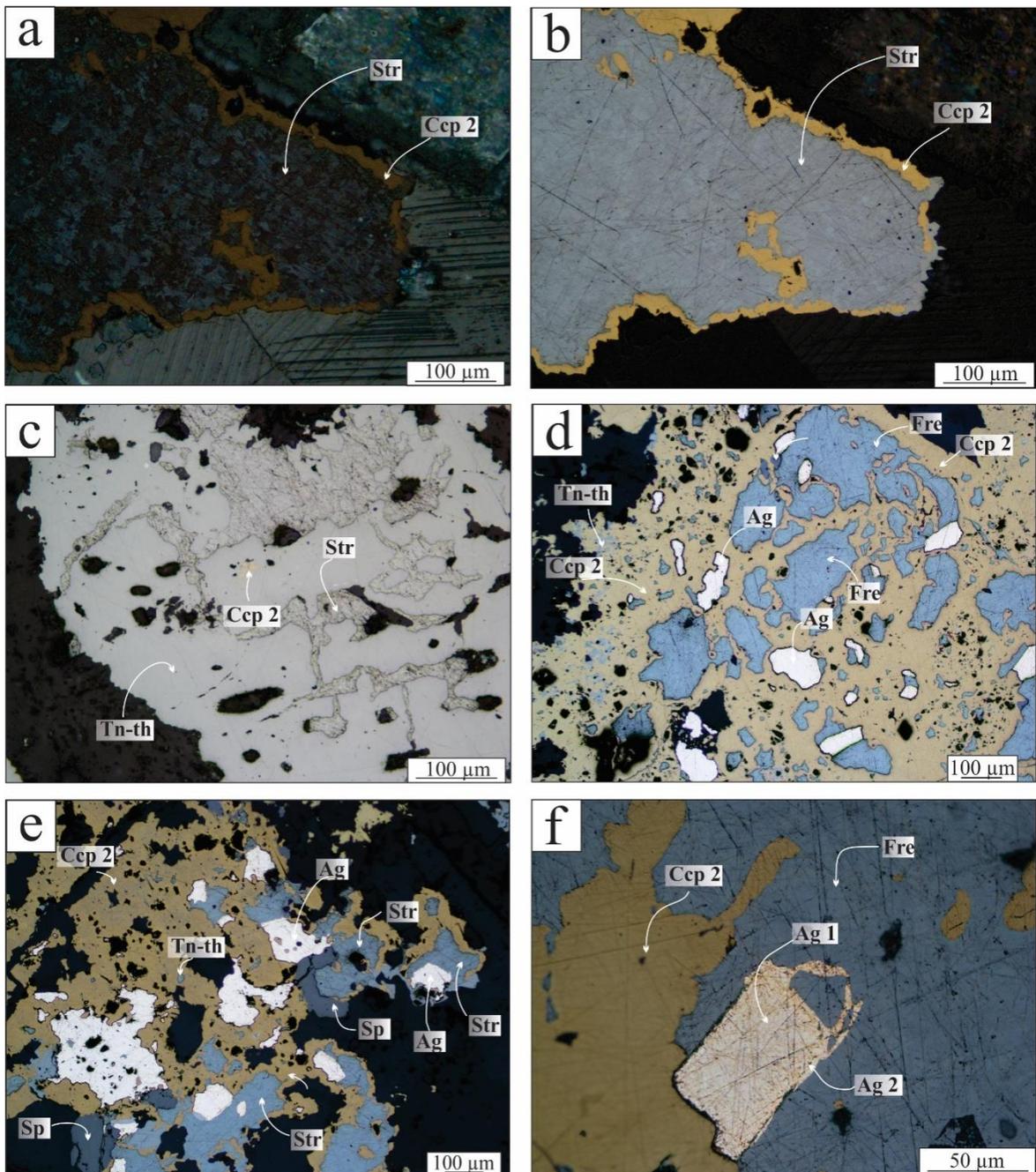


Figura 6.14 Microfotografías con luz reflejada de los sulfuros y sulfosales de Ag. a) Estromeyerita con hábito granular reemplaza a calcopirita 2. Luz reflejada con polarizador intercalado. Muestra VE-47b, 121 m. b) Estromeyerita con hábito granular reemplaza a calcopirita 2. Luz reflejada sin polarizador intercalado. Muestra VE-47b, 121 m. c) Estromeyerita reemplaza a tennantita-tetraedrita, calcopirita 2 relíctica en tennantita-tetraedrita, muestra VE-47a, 121,8 m. d) Calcopirita 2 reemplazada por tennantita-tetraedrita y freibergita, plata nativa en contacto con freibergita, cuando está en contacto con calcopirita, presenta borde con óxidos, muestra VE-47a, 121,8m. e) Esfalerita relíctica, calcopirita 2 reemplazada por tennantita-tetraedrita y estromeyerita. Plata nativa en contacto con estromeyerita, cuando está en contacto con calcopirita presenta borde con óxidos, muestra VE-47a, 121,8m. f) Calcopirita 2 reemplazada por freibergita. Dos generaciones de plata nativa, en contacto con freibergita, muestra VE-47a, 121,8 m. (Ag: plata nativa, Ccp: calcopirita, Fre: freibergita, Tn-Th: tennantita-tetraedrita, Sp: esfalerita y Str: estromeyerita).

6.2 DISCUSIÓN

El sistema epitermal del depósito Navidad fue contemporáneo a una tectónica extensional y volcanismo asociado durante el Jurásico, donde existió una interacción de fluidos hidrotermales con aguas meteóricas modificadas (Bouhier, 2017). Una evidencia de esto son las texturas de *crack-seal* y crustiforme presente en las venillas del depósito Valle Esperanza. La textura *crack-seal* en la calcita 1 es resultado de episodios de apertura y relleno periódicos de las venillas (Ramsay, 1980), indicando un régimen tectónico extensional.

Los minerales de ganga muestran texturas típicas de sistemas epitermales someros (Corbet y Leach, 1998; Simmons et al., 2005). Las texturas coliformes en calcedonia indican que se produjo un enfriamiento brusco del fluido y una sobresaturación de sílice (Buchanan, 1981 y Dong et al., 1995). La calcedonia se deposita entre los 190° y 100°C (White y Hedenquist, 1990). Las texturas del cuarzo heredadas de geles de sílice (flamboyante) también podrían indicar ebullición, aunque son necesarias más evidencias (Dong et al., 1995; Camprubí y Albinson, 2006). La calcita 5 que rellena los espacios de las venillas y venillas brechadas sería resultado del descenso de aguas ricas en CO₂ calentadas por vapor durante la disminución de la actividad hidrotermal (Simpson et al., 2001).

En el depósito Loma Galena del distrito Navidad, la Ag se encuentra contenida en la mayoría de los sulfuros y sulfosales analizados con microsonda electrónica (Bouhier, 2017). Por ejemplo, la calcopirita contiene entre 0,3% y 4,42% de Ag y la tennantita-tetraedrita hasta 0,54% Ag (Bouhier, 2017).

En el depósito Loma de La Plata, la calcopirita analizada con LA-ICP-MS contiene hasta 4963 ppm de Ag (Rainoldi, com. pers.). Como en Valle Esperanza, esta calcopirita está reemplazada por tennantita-tetraedrita, acantita, estromeyerita, pirargirita y Ag nativa.

En Valle Esperanza, el reemplazo de calcopirita por minerales portadores de Ag (tennantita-tetraedrita, freibergita, estromeyerita, pirargirita y acantita) junto con la correlación positiva alta de Ag con Cu y Sb sugieren que la fuente de Ag pudo haber sido tanto el fluido hidrotermal del que precipitaron los sulfuros de metales base como un nuevo pulso de fluidos portadores de As y Sb y Ag que, al reaccionar con la calcopirita, formaron las sulfosales de Ag.

Estromeyerita, acantita y plata nativa pueden ser minerales tanto de origen hipogénico como supergénico (Rhamdhor, 1980). Para Valle Esperanza se consideran de origen hipogénico dado que no se hallaron evidencias de alteración supergénica en las muestras estudiadas, tales como: a) signos de corrosión en las calcitas tardías, b) o su remoción en un ambiente supergénico ácido, c) los sulfuros y sulfosales de Ag no tienen el aspecto terroso y/o masivo típicos de los productos de enriquecimiento supergénico (Sillitoe, 2007b).

Existen evidencias que indican que la mezcla de fluidos fue responsable de la precipitación de fluidos en Loma Galena (Bouhier, 2017). Ellas son: a) las texturas coloformes y framboidales presentes en pirita y marcasita, los framboides de pirita se forman por mezcla de aguas oxigenadas con aguas ricas en H_2S , b) la presencia de Ag en los sulfuros analizados, c) esferulitas y bandas coloformes con alternancia de pirita y marcasita y d) los valores $\delta^{34}S$ de los sulfuros de Fe-Pb-Zn-Ag formados durante el primer episodio en los niveles inferior ($\delta^{34}S$ 1,2 a 8,3 ‰), medio ($\delta^{34}S$ -15,4 a 6,1) y superior ($\delta^{34}S$ -11,4 a 12,9‰) y los sulfuros de Cu-Ag del segundo episodio ($\delta^{34}S$ -7,4 a 4,9), señalan una fuente de azufre hidrotermal y otra fuente de azufre sedimentario; este último aumenta desde el nivel inferior a los niveles medio y superior donde es dominante (Bouhier, 2017).

En Valle Esperanza las evidencias que indican una mezcla de fluidos no son claras, pero, como en Loma Galena, hay presencia de Ag en los sulfuros analizados, fenómeno habitual en ambientes epitermales formados a temperaturas bajas donde ocurren mezclas de fluidos. Además, como se vio en el capítulo anterior (capítulo 5), en el sistema epitermal de

Valle Esperanza existe interacción entre fluidos hidrotermales y aguas meteóricas modificadas.

6.3 CONCLUSIONES

Valle Esperanza es un depósito polimetálico de Ag + Cu (Zn ± Pb) de sulfuración intermedia que se hospeda en las rocas de la Formación Cañadón Asfalto. La mineralización se encuentra en venillas con textura crustiforme y venillas brechadas cuyas reaperturas y rellenos episódicos podrían ser resultado del relleno de fisuras generadas en las rocas durante la extensión jurásica (Bouhier, 2017).

El diagrama paragenético de los minerales de mena y de ganga de Valle Esperanza consiste en tres episodios principales: el episodio I pre-mineralización, el episodio II sin-mineralización y el episodio III post-mineralización. Estos episodios están separados por eventos de brechamiento con reapertura de venillas y mezcla de fluidos (Fig. 6.15).

El episodio I (Fig. 6.15) corresponde a la formación de calcita con textura *crack-seal* (calcita 1) seguida de la formación de agregados de calcedonia fibrosos radiados (calcedonia 1).

El episodio II (sin-mineralización) se subdivide en tres estadios en los que se formaron sulfuros y sulfosales (Fig. 6.15). En el estadio 1 precipitaron los sulfuros de metales base: calcopirita, galena y esfalerita, en contacto con calcedonia 2. En este primer estadio, la calcopirita 1 está en contacto con calcita 2-3. Posteriormente se formó la calcita 4 que brecha a la calcita 2-3, y luego la baritina prismática. Las calcitas 2-3 y 4 están brechadas por calcedonia 2 que, a su vez, corroe los bordes cristalinos de la baritina.

En el estadio 2 los sulfuros tempranos fueron reemplazados parcialmente por sulfosales de Cu-As-Sb (tennantita-tetraedrita). En el estadio 3 los sulfuros y sulfosales fueron reemplazados por sulfosales y sulfuros de Ag (freibergita, estromeyerita, pirargirita, acantita) y plata nativa. La covellina que reemplaza los bordes de freibergita, pudo formarse con posterioridad a este episodio II, por el descenso de aguas bicarbonatadas más frías.

En el episodio III (post-mineralización) (Fig. 6.15) precipitaron cuarzo y calcitas como relleno de los huecos (calcita 5) y en venillas (calcita 6).

De acuerdo a la mineralogía de la mena y la paragénesis esbozada, se observa un incremento de la fugacidad del azufre desde el estadio 1 de mineralización (calcopirita, galena, esfalerita) al estadio 2 (tennantita-tetraedrita) (Fig. 6.15; Einaudi et al., 2003). Luego, desde el estadio 2 al estadio 3 (minerales de plata) esta tendencia se invierte, con la disminución de la fugacidad del azufre junto con la temperatura (Fig. 6.16).

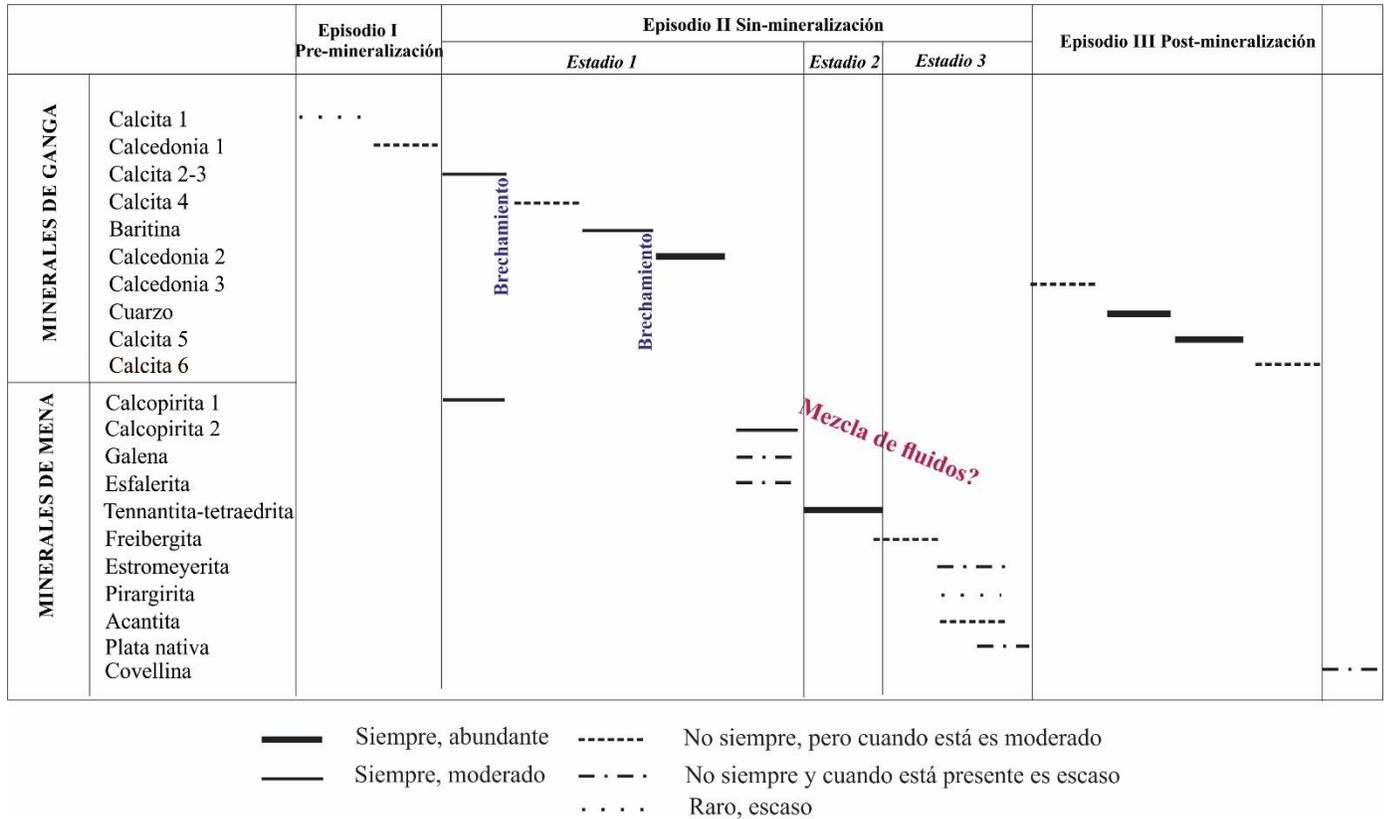


Figura 6.15 Diagrama paragenético propuesto para los minerales de mena y ganga formados durante la evolución del sistema hidrotermal en Valle Esperanza.

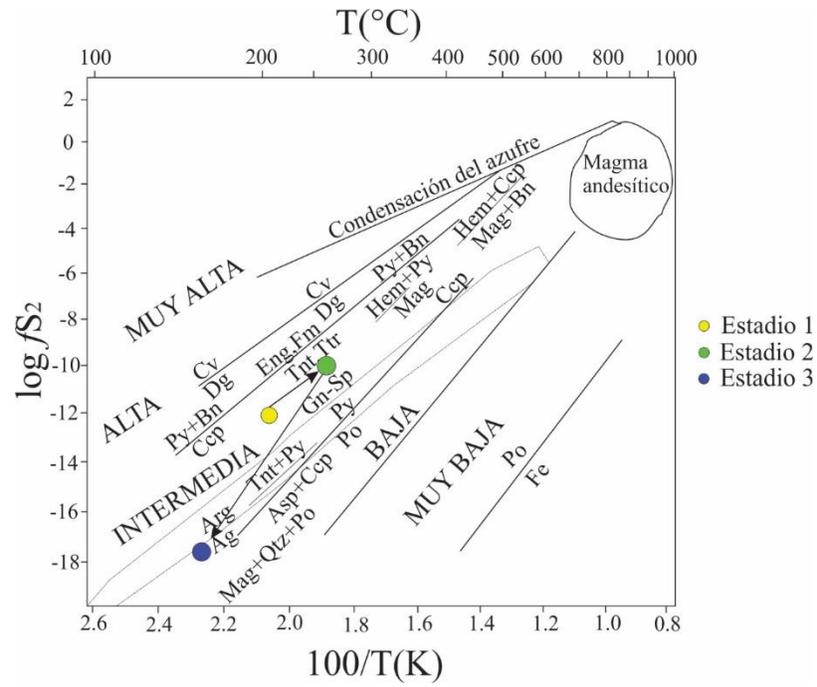


Figura 6.16 Diagrama de T-fS₂ que muestra la evolución de los fluidos durante los estadios mineralizantes. Modificado de Einaudi et al., 2003.

CAPÍTULO 7

7.1 CONCLUSIONES

En el distrito Navidad, la interacción entre tectónica, volcanismo y sedimentación lacustre en un ambiente de rift durante el Jurásico Medio fue eficiente para la formación de un yacimiento epitermal de clase mundial con reservas de 155,2 Mt y leyes promedio de 137 g/t de Ag y 1,44 % de Pb.

Valle Esperanza es uno de los ocho depósitos del distrito y contiene recursos de más de 12 Mt con leyes promedio de 172 g/t de Ag y de 2.1 kg/t de Pb. Presenta un estilo de mineralización distal donde la relación Ag/Pb es mayor (81,9) que en los depósitos proximales.

Las principales conclusiones que surgen de este Trabajo Final de Licenciatura se resumen en los párrafos siguientes.

La mineralización está alojada en rocas volcánicas andesíticas que presentan una facies de autobrecha en la base de la sección analizada, lo cual sugiere condiciones sub-aéreas durante la extrusión de las coladas. En el sector superior de la sección, tienen un nivel con amígdalas alineadas y alargadas localmente. Son rocas coherentes con textura porfírica que en sectores muestran foliación por flujo. Estas rocas pertenecen a la Unidad Volcánica C definida previamente por Bouhier et al. (2017) y presentan evidencias de mezcla de magmas, tales como xenocristales de cuarzo y textura cribada en plagioclasas.

La alteración hidrotermal de las rocas de caja muestra que los minerales hidrotermales más antiguos que se hallaron (adularia y clorita) pudieron haberse formado a partir de fluidos con cloruros, de pH cercano a neutro y con mayor temperatura. Estos minerales fueron reemplazados por calcita, el interestratificado clorita-esmectita y esmectita que en estos ambientes hidrotermales resultan de la mezcla de los fluidos hidrotermales con aguas ricas en CO₂ calentadas por vapor más frías. La presencia de illita y calcedonia fina indicarían pulsos nuevos de fluidos hidrotermales ascendentes, de mayor temperatura. La caolinita analizada tiene baja cristalinidad y su origen es incierto.

La mineralización de Ag + Cu (Zn ± Pb) está presente en venillas con textura crustiforme y en venillas brechadas. Los minerales de ganga que rellenan estas venillas consisten en seis generaciones de calcita, una generación de baritina, tres generaciones de calcedonia y una generación de cuarzo, que evidencian episodios de ebullición, reapertura con posterior relleno y brechamiento.

Calcita 1 tiene una textura *crack-seal* que indica su precipitación fue concomitante a episodios de extensión tectónica. La calcita 1 es seguida por una primera generación de calcedonia 1 en forma de agregados fibrosos radiados, ambos minerales son previos al episodio mineralizante.

Luego se depositó, en la roca de caja, en las venillas crustiformes y en las venillas brechadas, una calcita anhedral fina (calcita 2-3) con luminiscencia alta de color naranja, con bordes de disolución y re-precipitación de calcita con luminiscencia baja. Esta generación de calcita incluye calcopirita fina diseminada (calcopirita 1).

Un nuevo pulso de fluidos brechó a calcita 2-3 y depositó una calcita euhedral 4 con cristales zonados y delgadas bandas luminiscentes que coinciden con caras de crecimiento, que contiene fragmentos de calcita 2-3 y rellena huecos. Continuó la depositación de cristales prismáticos largos de baritina que crecieron en las cavidades y en algunos casos incorporaron a los agregados de calcedonia 1.

A continuación, un nuevo pulso de fluidos hidrotermales ascendentes brechó a calcedonia 1, a calcita 2-3 y a calcita 4 y depositó calcedonia 2 fina que, en sectores, tiene textura musgosa y corroe los bordes de los cristales de baritina.

El episodio sin-mineralización en Valle Esperanza es posterior a la ganga de calcedonia 2 y se divide en tres estadios. Durante el primer estadio precipitaron sulfuros de metales base (calcopirita 2, galena, esfalerita); estos sulfuros en los depósitos Loma Galena y Loma de La Plata contienen hasta 4963 ppm de Ag y otros metales. En el segundo estadio mineralizante de Valle Esperanza, de la interacción de un nuevo fluido con estos sulfuros, se formaron sulfosales de Cu-As-Sb-Ag (tennantita-tetraedrita); durante este estadio hubo un incremento de la fugacidad del azufre. En el tercer estadio, al disminuir la temperatura y la fugacidad del azufre, las sulfosales de Cu-As-Sb dejaron de ser estables y fueron

reemplazados por sulfosales y sulfuros de Ag (freibergita, estromeyerita, acantita y pirargirita) y plata nativa.

Luego del episodio mineralizante, se depositó una nueva calcedonia bandeadada crustiforme-coloforme (calcedonia 3), depositada posiblemente de un nuevo pulso hidrotermal ascendente, que luego recristalizó a cuarzo flamboyante y plumoso.

Calcita euhedral gruesa no luminiscente (calcita 5) rellena las oquedades de las venillas crustiformes y venillas brechadas. Por último, microvenillas tardías de una calcita 6 fina muy luminiscente corta a las venillas crustiformes, venillas brechadas y a la roca de caja.

Valle Esperanza se diferencia de Loma Galena por la presencia de abundantes sulfosales y sulfuros de Ag y Ag nativa y no se hallaron los intercrecimientos de pirita-marcasita coloformes y pirita framboidal tan abundantes en Loma Galena, donde la Ag está contenida en los sulfuros de metales base. También se diferencia por la abundancia y cantidad de pulsos de carbonatos en las venillas y venillas brechadas y abundancia de esmectita en las volcanitas que enmascara los minerales hidrotermales previos. Además, el mayor contenido de glauconita en Valle Esperanza en las muestras cercanas a las sedimentitas implica una mayor influencia de los fluidos descendentes en la alteración y mineralización de la sección analizada.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alt, J.C., 1999. Very-low grade hydrothermal metamorphism of basic igneous rocks. in “Low-grade metamorphism”, M. Frey & D. Robinson, eds. Blackwell Science, London, 169–201.
- Aragón, E., Rodríguez, A. M. I., Benialgo, A., 1996. A calderas field at the Marifil Formation, new volcanogenic interpretation, Norpatagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 9(5), 321-328.
- Ardolino, A., 1999. Hoja Geológica 4369 I, Gastre, Chubut, escala 1:250000, Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR).
- Ardolino, A., Lizuain, A., Salani, F., Pezzuchi, H., 2011. Mapa geológico preliminar de la Hoja 4369-II, Gan Gan, Chubut, escala, 1: 250.000, Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR).
- Benedini, L. and Gregori, D., 2013. Significance of the Early Jurassic Garamilla Formation in the western Nordpatagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences* 45, 259-277.
- Bilmes, A., 2012. Caracterización estratigráfica, sedimentológica y estructural del sistema de bajos neógenos de Gastre, provincias de Río Negro y de Chubut. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de la Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo. La Plata, Argentina, 220p.
- Bilmes, A., Vega, G.D., Franzese, J.R., 2013. Relleno Intermontano En El País Fragmentado Patagónico: Evolución Neógeno De La Cuenca De Gastre. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (3), 311-330.
- Bouhier, V.E., 2017. Metalogénesis del Depósito Polimetálico Loma Galena, Proyecto Navidad, (42°2’S-68°8’O), Chubut. Tesis doctoral. Universidad Nacional del Sur. 263p.
- Bouhier, V.E., Franchini, M.B., Caffè, P.J., Maydagán, L., Rapela, C.W., Paolini, M., 2017. Petrogenesis of volcanic rocks that host the world-class Ag-Pb Navidad District, North Patagonian Massif: Comparison with the Jurassic Chon Aike Volcanic Province of Patagonia, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 338 (2017). 101-120.
- Brindley G.W. y Brown G. 1980. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. *Mineralogical Society Monograph* n°5. 495 pp.
- Buchanan, L. J. 1981. Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest. *Arizona Geological Society Digest*. 14 (2), 37-62.
- Cabaleri, M. Armella, C., 1999. Facies lacustres de la Formación Cañadón Asfalto (Calvino-Oxfordiano) en la quebrada Las Chachitas, Cerro Cóndor, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 5, 377–388.
- Cabaleri, n., volkheimer, w., armella, c., gallego, o., silva nieto, d., páez, m., canon, m., ramos, a., pajarillo, h., koukharsky, m., 2010. Estratigrafía, análisis de facies y paleoambientes de la formación cañadón asfalto en el depocentro jurásico cerro cóndor, provincia del chubut. *Revista de la asociación geológica argentina* 66 (3), 349-367.
- Camprubí, A.; Albinson, T. 2006. Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Volumen conmemorativo del centenario, Revisión de algunas tipologías de depósitos minerales de México. Tomo LVIII (1), 27-81.

- Cerredo, M.E., López de Luchi, M.G., 1998. Mamil Choique Granitoids, southwestern North Patagonian Massif, Argentina: magmatism and metamorphism associated with a polyphasic evolution. *J. S. Am. Earth Sci.* 11 (5), 499–515.
- Codignotto, J., Nullo, F., Panza, J., Proserpio, C., 1978. Estratigrafía del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, provincia del Chubut, Argentina. VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, pp. 471-480.
- Corbett, G.J. y Leach, T.M. 1998. Southwest Pacific Rim gold-copper systems: Structures, alteration, and mineralization. Colorado, EEUU. Society of Economic Geologists Special Publication 6.
- Cortiñas, J. S., 1996. La cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto: sus límites, ciclos evolutivos del relleno sedimentario y posibilidades exploratorias. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, pp. 147-163.
- Craig, J. y Vaughan, D. 1994. Ore microscopy and Ore Petrography. Segunda edición, John Wiley and Sons, Inc, 274 pp. Nueva York.
- Cúneo, R., Ramezani, J., Scasso, R., Pol, D., Escapa, I., Zavattieri, A. M., Bowring, S. A., 2013. High-precision U–Pb geochronology and a new chronostratigraphy for the Cañadón Asfalto Basin, Chubut, central Patagonia: Implications for terrestrial faunal and floral evolution in Jurassic. *Gondwana Research.* 24(3) 1267-1275.
- Dalla Salda, L. H., Varela, R., Cingolani, C., Aragón, E., 1994. The Rio Chico Paleozoic crystalline complex and the evolution of Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 7(3), 377-386.
- Dong, G., Morrison, G., Subhasha, J. 1995. Quartz textures in epithermal veins, classification, origin, and implication. *Economic Geology.* 90, 1841-1856.
- Durney, D.W., Ramsay, J.G., 1973. Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. En: De Jong, K.A., Scholten, R. (Eds.) Gravity and tectonics. Wiley, New York, 67-96.
- Echaurren, A., Folguera, A., Gianni, G., Orts, D., Tassara, A., Encinas, A., Valencia, V., 2016. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes (41°–44° S) through recognition of syntectonic strata. *Tectonophysics* 677-678, 99–114.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W., Inan, E.E., 2003. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: transitions from porphyry to epithermal environments. Special Publication. Society of Economic Geologists. 10, 285-314.
- Féraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H., Haller, M. 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth and Planetary Science Letters* 172(1), 83-96.
- Fernández, R.R., Blesa, A., Moreira, P., Echeveste, H., Mykietiuk, K., Andrada De Palomera, P., Tessone, M., 2008. Los depósitos de oro y plata vinculados al magmatismo Jurásico de la Patagonia: Revisión y perspectivas para la exploración. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4), 665–681.
- Figari, E. G., y Courtade, S. F. 1993. Evolución tectosedimentaria de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. En XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1, 66-77.
- Figari, E.G., 2005. Evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto (zona del Valle Medio del Río Chubut). Universidad de Buenos Aires, Tesis doctoral. Buenos Aires, Argentina, 177p.

- Figari, E.G., Courtade, S.F., Constantini, L. A. 1996. Stratigraphy and tectonics of Cañadón Asfalto Basin, Lows of Gastre and Gan Gan, North of Chubut Province, Argentina. *Geo Research Forum* 1–2 359–368.
- Figari, E.G., Scasso, R.A., Cúneo, R.N., Escapa, I., 2015. Estratigrafía y evolución geológica de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Provincia del Chubut, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 22 (2), 135-169.
- Folguera, A., y Ramos, V. A., 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: a revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 32(4), 531-546.
- Foster M.D. 1969. Studies of celadonite and glauconite. USGS Professional Paper, 17 p.
- Gallego, O.F., Cabaleri, N.G., Armella, C., Volkheimer, W., Ballent, S., Martínez, S., Monferran, M., Silva Nieto, D.G., Páez, M.A., 2011. Paleontology, sedimentology and paleoenvironment of a new fossiliferous locality of the Jurassic Cañadón Asfalto Formation, Chubut Province, Argentina. *Journal of South America. Earth Science* 31, 54–68.
- Gianni, G.M., Navarrete, C.G., Folguera, A., 2015a. Synorogenic foreland rifts and transtensional basins: a review of Andean imprints on the evolution of the San Jorge Gulf, Salta Group and Taubaté Basins. *J. S. Am. Earth Sci.* 64, 288–306.
- Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A., Giménez, M., 2015b. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: the origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics* 649, 81–99.
- Giggenbach, W.F., Stewart, M.K., 1982, Processes controlling the isotopic composition of steam and water discharges from steam vents and steam-heated pools in geothermal areas: *Geothermics*, 11, 71-80.
- Guido, D., Escayola, M., de Barrio, R., Schalamuk, I., Franz, G., 2006. La Formación Bajo Pobre (Jurásico) en el este del Macizo del Deseado, Patagonia Argentina: Vinculación con el Grupo Bahía Laura. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (2), 187-196.
- Hedenquist, J.W., 1987, Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin, en *Transactions 4th Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conference*, Singapore, 1-26.
- Hedenquist, J. W., 1990. The thermal and geochemical structure of The Broadlands-Ohaaki geothermal system, New Zealand. *Geothermics*. 19 (2), 151-185.
- Hedenquist, J.W., Lowenstern, J.B., 1994, The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits: *Nature*, 370, 519-527.
- Hedenquist, J.W., Izawa, E., Arribas R.A., White, N.C., 1996, Epythermal gold deposits: Styles, characteristic and explorations: *Posters and bloklet, special publication* 1, 17p.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A., Reynolds, T. J. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system; Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*. 93 (4), 373-404.
- Hedenquist, J.W.; Arribas, A.R.; Gonzalez-Urien, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits: *Reviews in Economic Geology*. 13, 245–277.

- Irvine, T. and Baragar, W., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8 (5), 523-548.
- Le Maitre, R., 2002. *Igneous rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks*. 2nd Edition. Cambridge University Press, 236p.
- Lesta, P., y Ferello, R., 1972. Región extra andina de Chubut y norte de Santa Cruz. *Geología Regional Argentina*. 2, 602-687.
- Lindgren, W., 1922, A suggestion for the terminology of certain mineral deposits: *Economic Geology*, v.17, p.292-294.
- Lindgren, 1933, *Mineral deposits*, 4th edition: New York, McGraw-Hill, 930p.
- Lizuain, A. y Silva Nieto, D., 1996. Estratigrafía mesozoica del río Chubut medio (Sierra de Taquetrén), Provincia del Chubut. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, Argentina.
- Lopez de Luchi, M. G. L., y Cerredo, M. E., 2008. Geochemistry of the Mamil Choique granitoids at Rio Chico, Río Negro, Argentina: Late Paleozoic crustal melting in the North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences*.25(4), 526-546.
- Lothka, P.G., Kain, S., Patterson, K.M., 2005. Proyecto Navidad-Importante y novedoso estilo de mineralización jurásica de plata y plomo en Patagonia (Chubut, Argentina): XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, Argentina. 361-368.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R., 1993. *Volcanic Textures: A Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, Australia.
- Meunier, A., y Albani, A. 2007. The glauconite–Fe-illite–Fe-smectite problem: a critical review. *Terra Nova*. 19(2), 95-104.
- Minera Argenta, 2011. Cross sections of Loma Baritina, Loma de la Plata, Loma Galena and Valle Esperanza deposits, internal reports, 78p.
- Montgomery, A., 2003. Preliminary petrology of the high-grade Ag-Cu-Pb Navidad Project, northern Patagonia, Argentina: Unpublished M.Sc thesis, Kinston, Canada, Queens University, 158p.
- Moore, D. M. y Reynolds, R. C., Jr., 1997, *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*, 2nd ed. Oxford University Press, 378p.
- Morrison, G., Dong, G., Subhash, J., 1990. Textural zoning in epithermal quartz veins. *Klondike Exploration Services ed.*, 37p. ISBN: 0 646 24142 7.
- Mpodozis, C., y Ramos, V. A., 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?. *Revista de la Asociación geológica Argentina* 63(4), 481-497.
- Nakayama, C. 1973. Sedimentitas pre-Bayocianas en el extremo austral de la Sierra de Taquetrén, Chubut (Argentina). Pre-Bajocian sedimentary rocks in the southern extreme of Sierra de Taquetrén, Chubut, Argentina: *Actas de las Jornadas Geológicas Argentinas*, pp 269-277.
- Nulló, F., 1979. Descripción geológica de la Hoja 39c, Paso Flores, Provincia de Río Negro. *Servicio Geológico Nacional (Argentina), Boletín, No. 167, 70 p.*

- Odin, G.S., Desprairies, A., Fullagar, P.D., Bellon, H., Decarreau, A., Froehlich, F., Zelvelder, M., 1988. Nature and geological significance of celadonite. in “Green Marine Clays; Oolitic Ironstone Facies, Verdine Facies, Glaucony Facies and Celadonite-Bearing Rock Facies, a Comparative Study”, G.S. Odin ed. *Dev. Sedimentology*, 45, 337–398.
- Olivero, E.B. y Medina, F.A., 1994. Sedimentología de la Formación Lefipán (Cretácico-Terciario) en el valle medio del Río Chubut. *Revista Asociación Geológica Argentina* 48, 105-106.
- Pan American Silver, 2017. Pan American Silver Corporation Mineral Resources as of December 31, 2016. www.panamericansilver.com.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Caminos, R., Llambías, E.J., Párica, C., 1992. A revised age for the granites of the central Somuncurá batholith, North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences* 5 (3-4), 321-325.
- Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C., Rilley, T.R., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81, 113-136.
- Pankhurst, R. J., Riley, T. R., Fanning, C. M., Kelley, S. P., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41(5), 605-625.
- Passalia, M.G., Llorens, M., Páez, M., 2015. First megafloristic record for the Chubut Group at Somuncurá-Cañadón Asfalto Basin: An angiosperm dominated flora from the Upper Cretaceous Puesto Manuel Arce Formation, Patagonia Argentina. *Cretaceous Research* 56, 200-225.
- Pearce, J.A., 1996. A user’s guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes. 12 (79), pp 113.
- Poblete, J.A., Bissig, T., Mortensen, J.K., Gabites, J., Friedman, R., Rodriguez, M., 2014. The Cerro Bayo District, Chilean Patagonia: Late Jurassic to Cretaceous Magmatism and Protracted History of Epithermal Ag-Au Mineralization. *Economic Geology* 109 (2), 487–502.
- Pratt, W., 2010. Mapping program, Navidad Silver Project, Chubut, Argentina. Private report for Pan American Silver.
- Proserpio, C. A. 1978. Descripción geológica de la Hoja 42d, Gastre, Provincia del Chubut: carta geológica-económica de la República Argentina, escala 1: 200.000. Servicio Geológico Nacional, 76 p.
- Rhamdhor, P. 1980. The ore minerals and their intergrowths. 2nd edition, English translation of the 4th edition: 790-809. Berlin.
- Ramos, V.A., 1999. Provincias Geológicas del Territorio Argentino. En: Caminos, R. (ed) *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Anales* 29: 41-96.
- Ramos, V.A., 2008. Patagonia: A Paleozoic continent adrift?. *Journal of South American Earth Sciences*, doi: 10.1016/j.jsames.2008.06.002.
- Ramsay, J.G., 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature* 284:135–139.

- Rapela, C.W., Spalletti, L.A., Merodio, J.C., Aragón, E., 1984. El vulcanismo paleoceno-eoceno de la Provincia Volcánica Andino-Patagónica. IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Argentina, pp. 180-213.
- Rapela, C.W., y Kay, S.M., 1988. Late Paleozoic to recent magmatic evolution of northern Patagonia. *Episodes* 11 (3), 175–182.
- Rapela, C.W., Dias, G.F., Franzese, J.R., Alonso, G., Benvenuto, A.R., 1991. El Batolito de la Patagonia central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Rev. Geol. Chile* 18 (2), 121–138.
- Rapela, C. W., y Pankhurst, R. J., 1992. The granites of northern Patagonia and the Gastre Fault System in relation to the break-up of Gondwana. Geological Society, London, Special Publications 68(1), 209-220.
- Rapela, C.W. y Pankhurst, R.J., 1996. Monzonite Suites: the innermost Cordilleran plutonism of Patagonia. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 87, 193-203.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Fanning, C. M., and Hervé, F., 2005. Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: The Early Jurassic Subcordilleran belt of northwestern Patagonia. Geological Society, London, Special Publications 246(1), 217-239.
- Ravazzoli, I. A., y Sesana, F. L., 1977. Descripción geológica de la Hoja 41c, Río Chico. Servicio Geológico Nacional Boletín, 148, 77p.
- Reyes, A. G. 1990. Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 43 (1), 279-309.
- Riggs, N., and Carrasco-Nunez, G., 2004. Evolution of a complex isolated dome system, Cerro Pizarro, central México. *Bulletin of Volcanology* 66 (4), 322-335.
- Riley, T.R., Leat, P.T., Pankhurst, R.J., Harris, C., 2001. Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of Petrology* 42 (6), 1043-1065.
- Ruiz, L. E. 2006. Estudio sedimentológico y estratigráfico de las formaciones Paso del Sapo y Lefipán en el valle medio del Río Chubut. Buenos Aires.
- Savignano, E., Mazzoli, S., Arce, M., Franchini, M., Gautheron, C., Paolini, M. y Zattin, M., 2016. (Un)Coupled thrust belt-foreland deformation in the northern Patagonian Andes: 2 new insights from the Esquel-Gastre sector (41°30'–43° S). *Tectonics*.
- Sillitoe, R.H. 1993. Giant and bonanza gold deposits in the epithermal environment: Assessments of potential genetic factors. Special Publication. Society of Economic Geologists. 2, 125-156.
- Sillitoe, R.H., 2007a. Geological Model and exploration potential of the Navidad Silver-Lead deposit, Chubut Province, Argentina. Unpublished report for Aquiline resources. 17p.
- Sillitoe, R.H., 2007b. Hypogene reinterpretation of supergene silver enrichment at Chañarcillo, northern Chile. *Bulletin of the Society of Economic Geologists*. Vol. 102 N°5.
- Sillitoe, R.H., Hedenquist, J.W., 2003, Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits: Society of Economic Geologists, Special Publication Series, 10, 314-343.

- Silva Nieto, D., Cabaleri, N.G., Armella, C., Volkheimer, W., Gallego, O.F., Zavattieri, A.M., Giambiagi, L.B., Moschetti, M.A., Mancuso, A., 2007. Hipótesis sobre la evolución tectosedimentaria de los depocentros de la cuenca de Cañadón Asfalto (Jurásico–Cretácico), provincia del Chubut. *Ameghiniana* 44, 67R (Suppl.).
- Simmons, S. F., y Christenson, B. W. 1994. Origins of calcite in a boiling geothermal system. *American Journal of Science*. 294(3), 361-400.
- Simmons, S.F., 1995, Magmatic contributions to low-sulfidation epithermal deposits, en Thompson, J.F.H. (ed.), *Magma, fluids and ore deposits: Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 23, 455-477.
- Simmons, S. F., y Browne, P. R. 2000. Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system: Implications for understanding low-sulfidation epithermal environments. *Economic Geology*. 95 (5), 971-999.
- Simmons, S.; White, N.; John, D. 2005. Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits. *Economic Geology*. Publicación Especial Aniversario N°100: 485–522.
- Simpson, M. P., y Mauk, J. L. 2007. The Favona Epithermal Gold-Silver Deposit, Waihi, New Zealand. *Economic Geology*. 102(5), 817-839.
- Simpson, M.; Mauk, J.; Simmons, S. 2001. Hydrothermal Alteration and Hydrologic Evolution of the Golden Cross Epithermal Au-Ag Deposit, New Zealand. *Economic Geology*. 96: 773–796.
- Singer, D.A., 1995. World class base and precious metal deposit: A quantitative analysis. *Economic Geology* 90 (1): 88-104.
- Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J., 2002. Peperite: a review of magma–sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114 (1), 1-17.
- Spalletti, L.A. y Dalla Salda, L.H., 1996. A pull apart volcanic related Tertiary basin, an 1106 example from the Patagonian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 9 (3), 1107-1197-206.
- Stewart, A.L. and McPhie, J., 2003. Internal structure and emplacement of an Upper Pliocene dacite cryptodome, Milos Island, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 124 (1), 129-148.
- Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O., Martínez, C., 1968. Las formaciones presenonianas en el dominio del Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23, 67–98.
- Tessone, M., Del Blanco, M., Mac ambira, M., Rolando, A., 1999. New Radiometric Ages of the Chon Aike and Bajo Pobre Formations in the Central Zone of the Deseado Massif, Argentina. *II South American Symposium on Isotope Geology*. Villa Carlos Paz, Argentina, pp 132-135.
- Velde, B., y Nicot, E. 1985. Diagenetic clay mineral composition as a function of pressure, temperature, and chemical activity. *Journal of Sedimentary Research*, 55(4).
- Volkheimer, W., 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento de Cushamen (Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19 (2), 85-107.
- Volkheimer, W., 1973. Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (Provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28 (1), 13-36.

- Von Gosen, W., y Loske, W. 2004. Tectonic history of the Calcatapul Formation, Chubut province, Argentina, and the “Gastre fault system”. *Journal of South American Earth Sciences* 18(1), 73-88.
- Weaver C.E. y Pollard L.D. 1973. The chemistry of clay minerals. In: *Developments in sedimentology*, 15, Elsevier, 213 pp.
- White, N.C. y Hedenquist, J.W., 1995. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. *SEG Newsletter*, 23(1). 9-13.
- Williams, D., 2010. Geology and mineralization of the Navidad Ag-Pb-Cu-Zn District, Chubut Province, Argentina. *Economic Geology*. Special Publication 15:203-22.
- Yrigoyen, M., 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. *Ameghiniana* 6 (4), 349-356.
- Zaffarana, C. B., Somoza, R., Mercader, R., Giacosa, R., Martino, R. D. 2010. Anisotropy of magnetic susceptibility study in two classical localities of the Gastre Fault System, central Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 30(3), 151-166.
- Zaffarana, C.B., R. Somoza, M. López de Luchi, 2014. The Late Triassic Central Patagonian Batholith: Magma hybridization, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and thermobarometry. *Journal of South American Earth Sciences* 55, 94–122.

ANEXOS

Anexo 1: Resultados de composición química de los feldespatos de los microlitos en las rocas volcánicas de Valle Esperanza obtenidos en Laboratorio Hydrasa, Universidad de Poitiers.

Sección	50950E		
Sondaje	VE45	VE47	
Muestra	FD1	FDK1	FDK2
Wt(%)			
SiO ₂	56.58	53.82	53.49
Al ₂ O ₃	26.56	25.41	28.19
FeO	1.00	0.70	0.66
MnO	0.00	0.02	0.00
MgO	0.28	0.26	0.36
TiO ₂	0.15	0.11	0.10
CaO	8.99	9.21	10.96
Na ₂ O	5.66	4.93	4.82
K ₂ O	0.79	1.44	0.57
Total	100	96	99

Número de cationes en base a 8 oxígenos

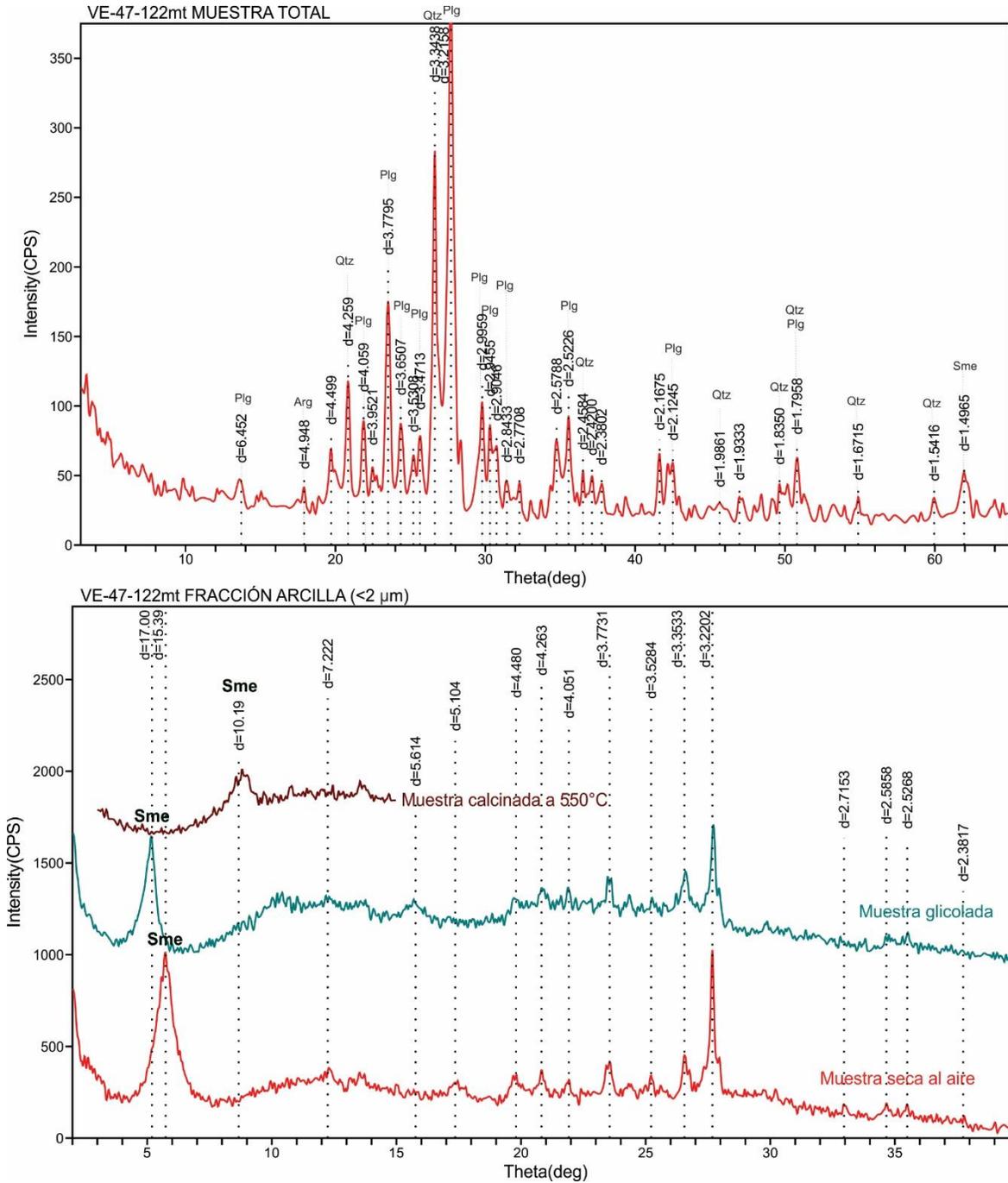
Si	1.88	1.79	1.78
Al	0.78	0.75	0.83
Fe ²⁺	0.02	0.01	0.01
Mn	0.00	0.01	0.00
Mg	0.01	0.01	0.01
Ti	0.00	0.00	0.00
Ca	0.16	0.16	0.20
Na	0.09	0.08	0.08
K	0.01	0.02	0.01

An	44.58	46.41	53.83
Ab	50.78	44.95	42.84
FK	4.64	8.64	3.33

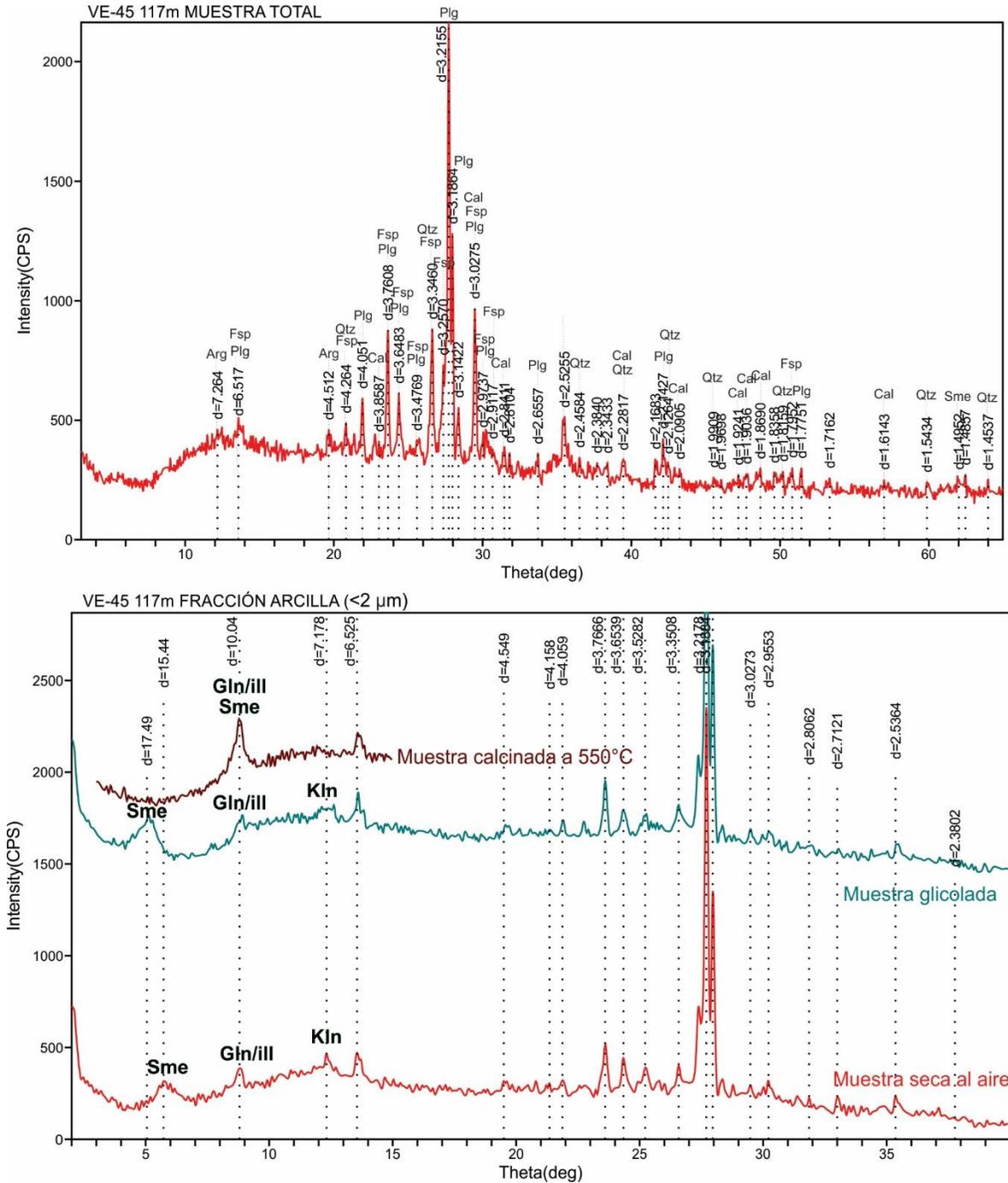
Anexo 2 Resultados obtenidos del análisis por difracción de rayos X de las volcanitas alteradas de Valle Esperanza, en la Universidad del Comahue.

Muestra	Mineralogía (muestra de roca total) %						Minerales arcillosos (Fracción <2 µm) %		
	Mica+minerales arcillosos	Plagioclasa	Calcita	Cuarzo	Adularia	Feldespato potásico	Esmectita	Glauconita/ Illita	Caolinita FWHM (°2θ)
VE-109 (44 m)	12	26	57	-	-	1	100	trazas	-
VE-110 (54 m)	29	37	25	9	-	trazas	100	trazas	trazas
VE-113b (62 m)	76	16	7	1	-	-	100	trazas	-
VE-114 (64.9 m)	74	8	9	6	3	-	100	trazas	-
VE-45 (117 m)	31	23	26	11	-	9	18	58	24 (0,23°)
VE-47 (122 m)	30	55	trazas	15	-	-	80	5	15 (0,24°)

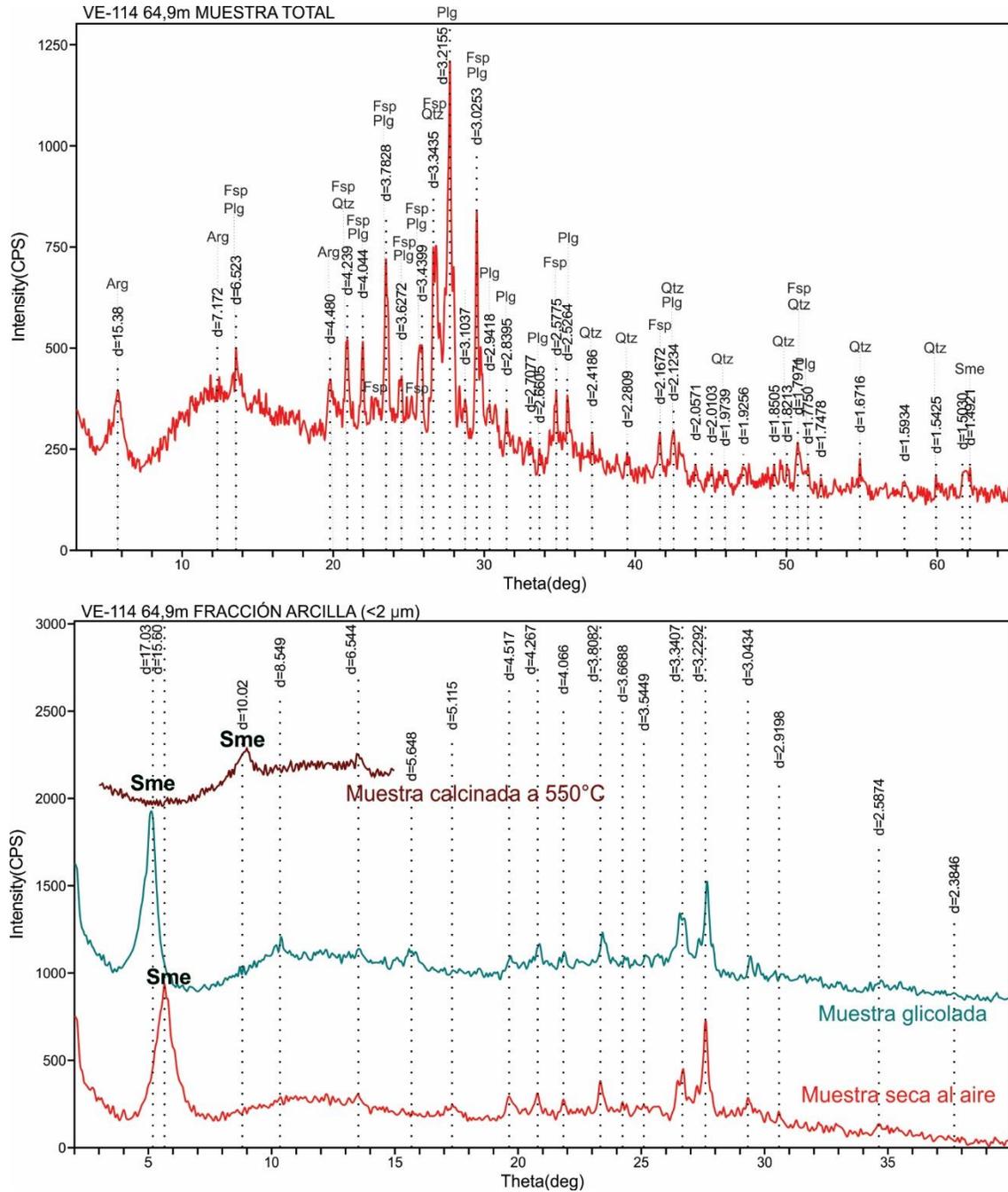
Anexo 3.1 Difractogramas de la muestra VE-47 (122 m), obtenidos en muestra total (imagen superior) y en fracción arcilla (<2 μm; imagen inferior). (Arg: argilominerales, Plg: plagioclasa, Qtz: cuarzo, Sme: esmectita).



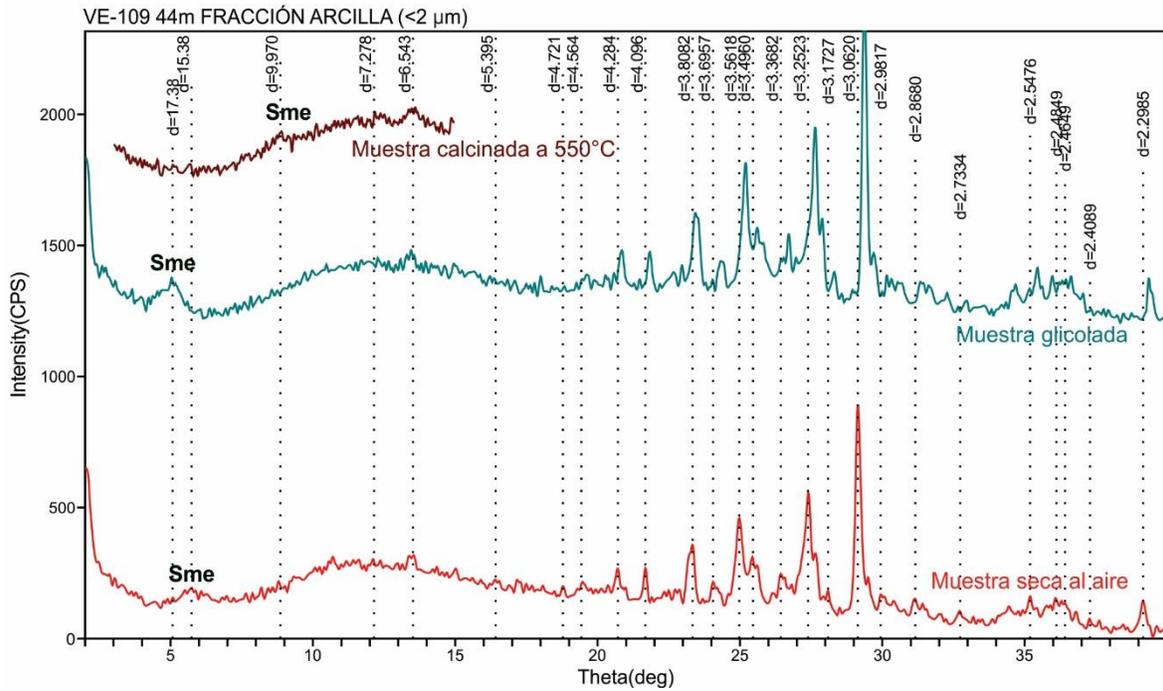
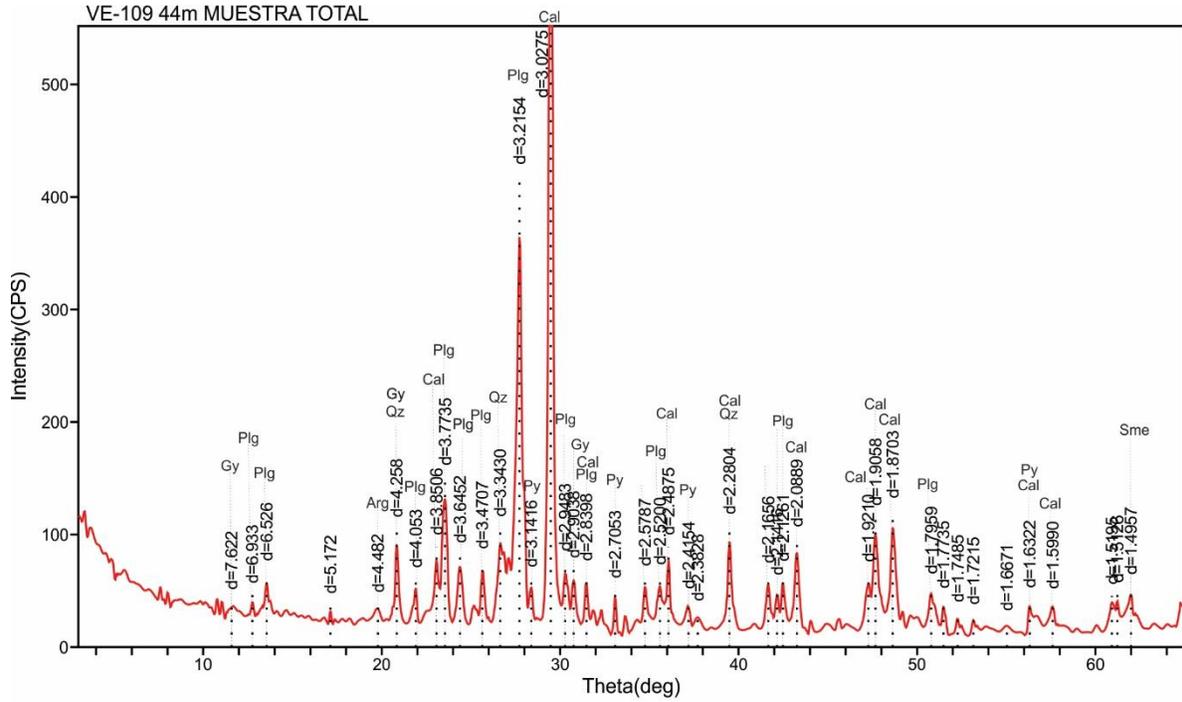
Anexo 3.2 Difractogramas de la muestra VE-45 (117 m), obtenidos en muestra total (imagen superior) y en fracción arcilla (<2 μm; imagen inferior). (Arg: argilominerales, Cal: calcita, Fsp: feldespato potásico, Gln/ill: glauconita/illita, Kln: caolinita, Plg: plagioclasa, Qtz: cuarzo, Sme: esmectita).



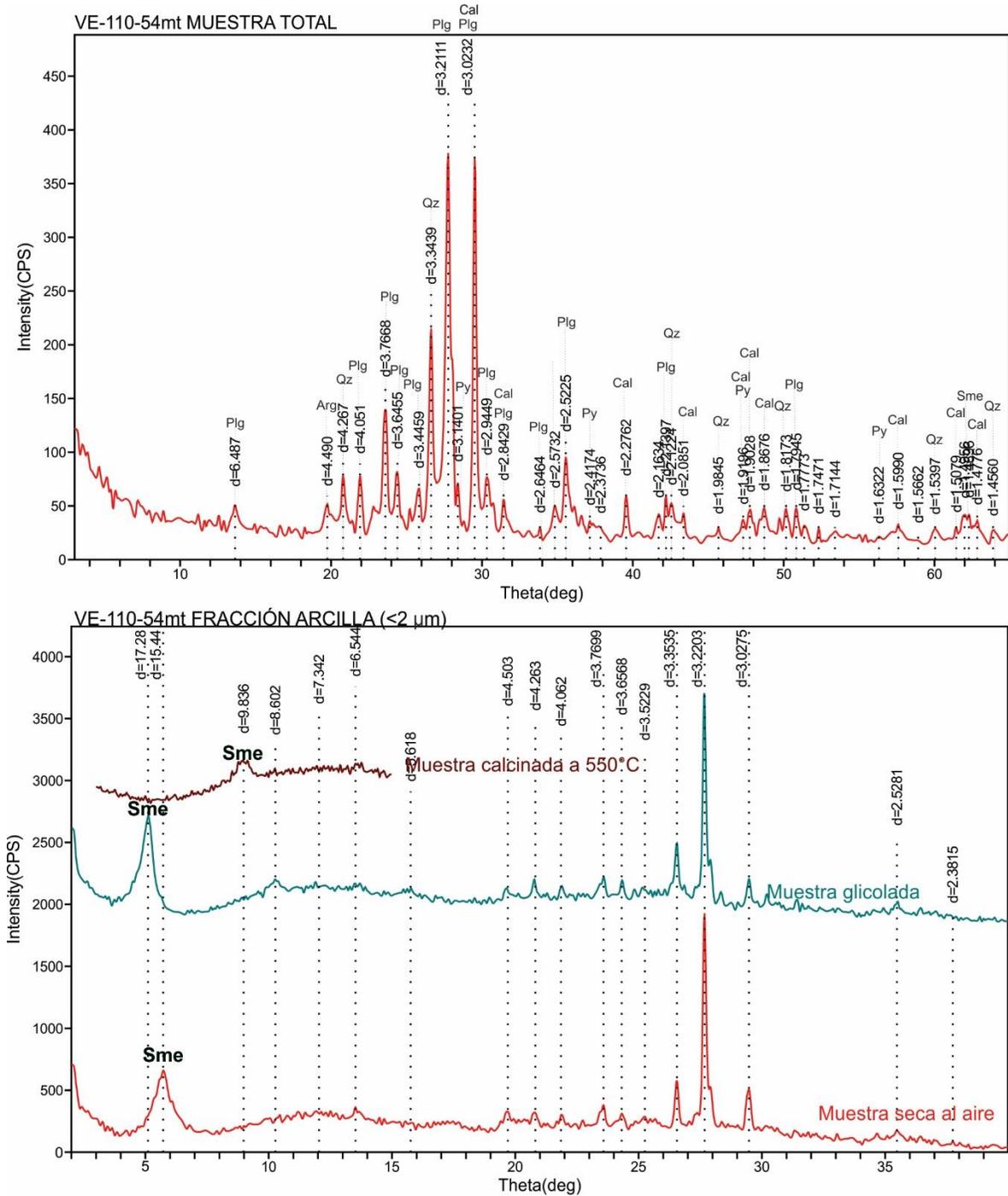
Anexo 3.3 Difractogramas de la muestra VE-114 (64,9 m), obtenidos en muestra total (imagen superior) y en fracción arcilla (<2 μm; imagen inferior). (Arg: argilominerales, Fsp: feldespato potásico, Plg: plagioclasa, Qtz: cuarzo, Sme: esmectita).



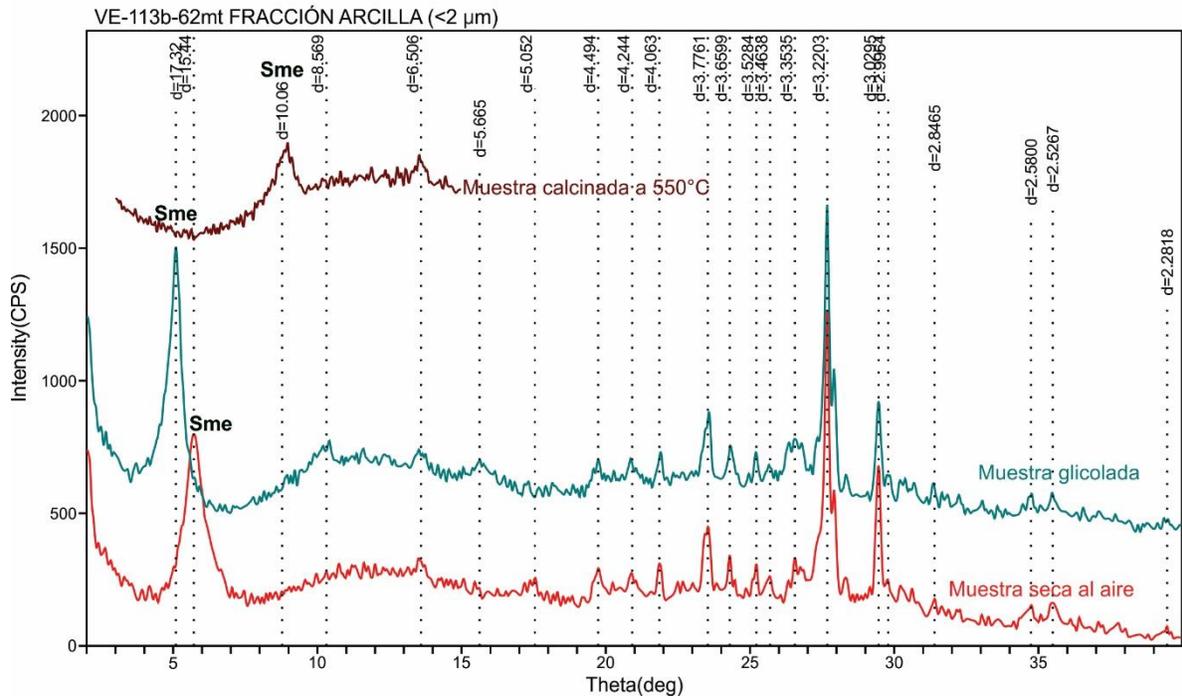
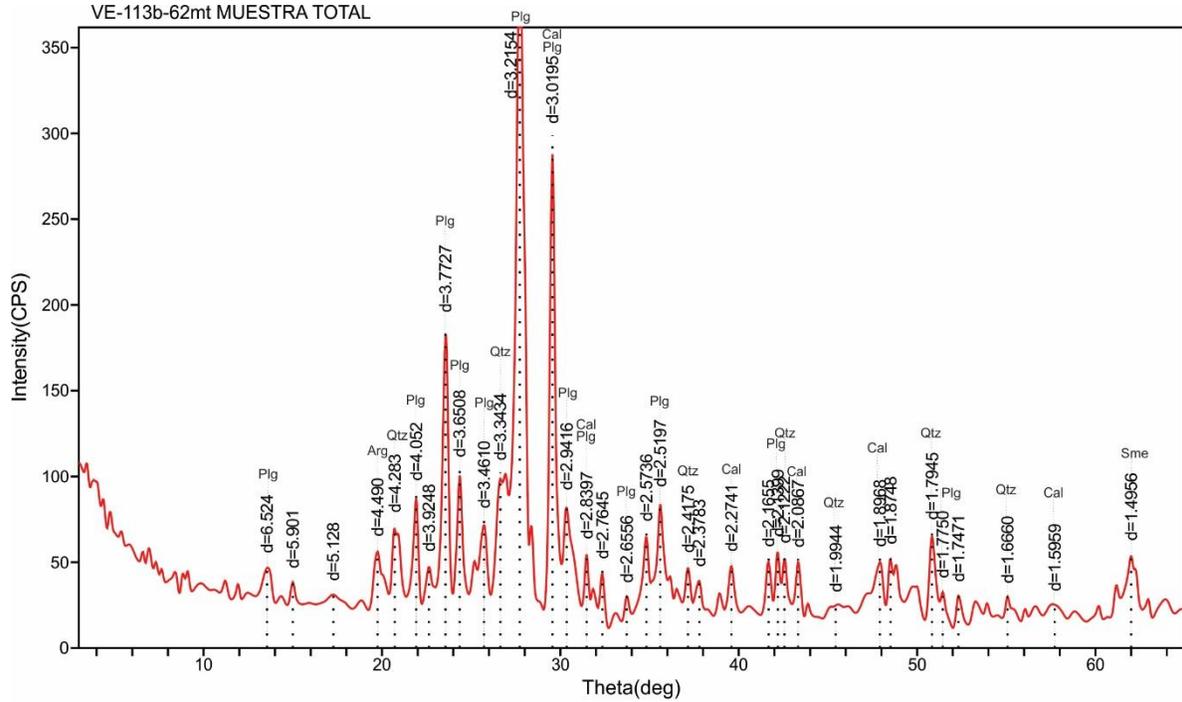
Anexo 3.4 Difractogramas de la muestra VE-109 (44 m), obtenidos en muestra total (imagen superior) y en fracción arcilla (<2 μm; imagen inferior). (Arg: argilominerales, Cal: calcita, Plg: plagioclasa, Qz: cuarzo, Sme: esmectita).



Anexo 3.5 Difractogramas de la muestra VE-110 (54 m), obtenidos en muestra total (imagen superior) y en fracción arcilla (<2 μm; imagen inferior). (Arg: argilominerales, Cal: calcita, Plg: plagioclasa, Qz: cuarzo, Sme: esmectita).



Anexo 3.6 Difractogramas de la muestra VE-113b (62 m), obtenidos en muestra total (imagen superior) y en fracción arcilla (<2 μm; imagen inferior). (Arg: argilominerales, Cal: calcita, Plg: plagioclasa, Qtz: cuarzo, Sme: esmectita).



Anexo 4: Análisis químicos de glauconita usados en las proyecciones ternarias de la figura 5.3 de las rocas volcánicas de Valle Esperanza. La cantidad de (Fe³⁺ / Fe²⁺) se ha calculado de tal manera que la carga octaédrica sea igual o cercana a 2. Resultados obtenidos del Laboratorio Hydrasa de la Universidad de Poitiers.

Sección Sondaje Muestra (wt%)	50950E										
	VE 45										
	GL1	GL2	GL 3	GL4	GL5	GL6	GL7	GL8	GL9	GL10	GL11
SiO ₂	56.80	55.693	52.918	53.678	53.697	58.137	52.883	53.221	57.934	58.852	57.874
TiO ₂	0.38	0.0622	0.2189	0.4257	0.4219	0.4467	0.4038	0.2987	0.2431	0.406	0.4056
Al ₂ O ₃	13.78	13.906	14.512	14.575	14.158	9.0423	7.0364	9.7571	8.5415	8.7823	9.9348
¹ FeO	23.67	25.193	28.024	26.902	27.342	24.712	32.857	30.881	25.224	23.308	23.791
MnO	0.07	0.1042	0.158	0.1447	0.0386	0.0453	0	0.1453	0.0482	0.0203	0.0434
MgO	2.92	3.0389	3.4393	3.1333	3.0609	3.0483	2.0795	2.7831	3.1153	3.3125	3.0629
CaO	0.80	1.2875	1.0026	1.3329	1.2478	0.3881	0.3503	0.4612	0.4033	0.4364	0.4069
Na ₂ O	0.81	0.6513	0.7119	0.6001	0.5712	0.4922	0.2785	0.4247	0.4709	0.5981	0.3797
K ₂ O	5.26	4.8459	4.3347	4.3155	4.6523	8.3788	10.349	7.8903	8.8086	8.7091	8.6181
Total	100.00	104.78	105.32	105.11	105.19	104.69	106.24	105.86	104.79	104.42	104.52

Cálculo en base a 11 oxígenos

Sección Sondaje Muestra	50950E										
	VE 45										
	GL1	GL2	GL 3	GL4	GL5	GL6	GL7	GL8	GL9	GL10	GL11
Si	3.63	3.57	3.42	3.46	3.47	3.79	3.58	3.53	3.79	3.83	3.77
Al	1.04	1.05	1.11	1.11	1.08	0.69	0.56	0.76	0.66	0.67	0.76
Fe ³⁺	1.03	1.10	1.23	1.17	1.20	1.09	1.10	1.01	0.81	0.75	1.05
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	0.28	0.29	0.33	0.30	0.29	0.30	0.21	0.28	0.30	0.32	0.30
Ti	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
Ca	0.05	0.09	0.07	0.09	0.09	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Na	0.10	0.08	0.09	0.07	0.07	0.06	0.04	0.05	0.06	0.08	0.05
K	0.43	0.40	0.36	0.35	0.38	0.70	0.89	0.67	0.74	0.72	0.72
Σ Intercapa	0.60	0.57	0.53	0.54	0.56	0.81	0.98	0.77	0.84	0.85	0.81

1. Todo el hierro como Fe³⁺

Anexo 5: Composición química de clorita/esmectita en las rocas volcánicas de Valle Esperanza. Resultados obtenidos del Laboratorio Hydrasa de la Universidad de Poitiers.

Sección	50950E									
	VE 45									
Sondaje										
Muestra	CL 1	CL 2	CL 3	CL 4	CL 5	CL 6	CL 7	CL 8	CL 9	CL10
(wt%)										
SiO ₂	31.62	31.24	33.67	33.60	31.71	30.82	31.53	25.04	30.68	29.73
TiO ₂	0.04	0.08	0.03	0.12	0.06	0.01	0.07	0.00	0.06	0.17
Al ₂ O ₃	14.64	14.72	15.10	14.17	14.81	14.56	14.32	15.22	14.77	17.97
¹ FeO	53.18	53.55	50.09	51.09	53.15	54.36	53.68	60.80	54.25	52.01
MnO	0.41	0.44	0.31	0.32	0.27	0.37	0.32	0.19	0.43	0.31
MgO	3.87	3.75	3.55	3.87	3.83	3.85	3.89	2.86	3.89	3.72
CaO	0.62	0.66	0.77	0.45	0.54	0.53	0.57	1.01	0.75	0.61
Na ₂ O	0.57	0.50	0.51	0.55	0.52	0.57	0.59	0.51	0.53	0.58
K ₂ O	0.35	0.41	0.97	0.94	0.43	0.36	0.40	0.43	0.07	0.10
Total	105	105.35	105.00	105.10	105.31	105.43	105.36	106.07	105.42	105.2

Calculo de formula la estructural: números de cationes en base a 14 oxígenos

Cationes										
Si	3.24	3.208	3.384	3.395	3.240	3.179	3.236	2.717	3.160	3.022
Al	1.77	1.782	1.789	1.687	1.784	1.770	1.732	1.946	1.794	2.154
Ti	0.00	0.006	0.002	0.009	0.005	0.001	0.005	0.000	0.004	0.013
Fe	4.10	4.139	3.790	3.887	4.089	4.221	4.148	4.965	4.206	3.980
Mn	0.04	0.038	0.026	0.027	0.023	0.032	0.028	0.018	0.038	0.027
Mg	0.59	0.574	0.531	0.583	0.583	0.592	0.596	0.463	0.597	0.563
K	0.05	0.053	0.124	0.121	0.055	0.048	0.052	0.060	0.009	0.012
Ca	0.07	0.073	0.083	0.049	0.059	0.059	0.063	0.118	0.082	0.066
Na	0.11	0.100	0.100	0.108	0.103	0.114	0.117	0.108	0.105	0.115
Σ Intercapa	0.23	0.23	0.31	0.28	0.22	0.22	0.23	0.29	0.2	0.19

1. Todo el hierro como Fe³⁺

Anexo 6.1: Composición química de esmectita en las volcanitas alteradas, muestra VE47 de Valle Esperanza. Resultados obtenidos del Laboratorio Hydrasa de la Universidad de Poitiers.

Sección Sondaje Muestra Mineral (wt%)	50950E															
	VE 47															
	SM2	SM3	SM4	SM5	SM6	SM7	SM8	SM9	SM10	SM11	SM12	SM13	SM14	SM15	SM16	SM17
	Esmectita															
SiO ₂	64.47	62.00	64.04	64.27	63.93	62.57	62.39	64.24	61.56	61.72	65.55	63.43	63.59	62.83	62.74	62.51
TiO ₂	0.06	0.14	0.10	0.37	0.02	0.01	0.06	0.00	0.07	0.43	0.28	0.62	0.44	1.93	0.67	0.64
Al ₂ O ₃	25.21	22.59	24.77	24.44	24.16	22.41	22.59	25.33	22.69	23.19	24.07	24.24	23.75	24.04	25.05	25.09
⁺ FeO	5.30	7.73	4.98	5.59	5.74	7.66	7.62	5.55	6.96	7.97	5.84	5.50	4.83	5.57	5.88	6.30
MnO	0.00	0.00	0.05	0.00	0.05	0.07	0.01	0.04	0.05	0.05	0.07	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05
MgO	2.46	2.54	2.02	2.31	2.42	2.62	2.59	2.00	2.51	3.14	2.22	2.20	2.27	2.22	2.09	1.99
CaO	1.58	1.42	2.95	2.05	1.64	1.42	1.37	1.99	2.42	1.30	0.84	1.90	2.58	1.64	1.59	1.57
Na ₂ O	0.46	0.46	0.64	0.58	0.98	0.41	0.47	0.44	0.50	0.52	0.70	0.60	0.65	0.60	0.53	0.46
K ₂ O	0.46	3.12	0.45	0.40	1.07	2.83	2.91	0.41	3.24	1.67	0.42	1.50	1.89	1.16	1.41	1.40
Total	100.00															
Cálculo en base a 11 oxígenos																
Cationes																
Si	3.851	3.824	3.843	3.854	3.855	3.848	3.838	3.846	3.802	3.783	3.915	3.831	3.846	3.795	3.793	3.786
Al	1.775	1.642	1.752	1.728	1.717	1.624	1.638	1.788	1.652	1.676	1.694	1.726	1.693	1.712	1.785	1.791
Ti	0.003	0.007	0.004	0.017	0.001	0.000	0.003	0.000	0.003	0.020	0.013	0.028	0.020	0.088	0.030	0.029
Fe	0.265	0.399	0.250	0.280	0.290	0.394	0.392	0.278	0.359	0.409	0.292	0.278	0.244	0.281	0.298	0.319
Mn	0.000	0.000	0.003	0.000	0.003	0.004	0.001	0.002	0.003	0.002	0.004	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003
Mg	0.219	0.233	0.181	0.206	0.217	0.240	0.237	0.178	0.231	0.287	0.198	0.198	0.204	0.200	0.189	0.179
K	0.035	0.245	0.035	0.030	0.082	0.222	0.228	0.031	0.256	0.131	0.032	0.116	0.146	0.089	0.109	0.108
Ca	0.101	0.094	0.189	0.132	0.106	0.093	0.090	0.127	0.160	0.085	0.054	0.123	0.167	0.106	0.103	0.102
Na	0.054	0.055	0.075	0.068	0.114	0.049	0.056	0.051	0.060	0.062	0.081	0.070	0.076	0.070	0.062	0.054
Σ Intercapa	0.190	0.394	0.299	0.230	0.302	0.365	0.374	0.209	0.476	0.278	0.168	0.309	0.389	0.265	0.273	0.263

1. Todo el hierro como Fe³⁺

Anexo 6.2: Composición química de esmectitas en las volcanitas alteradas, muestra VE45 de Valle Esperanza. Resultados obtenidos del Laboratorio Hydrasa de la Universidad de Poitiers.

Sección Sondaje Muestra Mineral (wt%)	50950E			
	VE 45			
	S1	S2	S3	S4
	Esmectita	Esmectita	Esmectita	Esmectita
SiO ₂	62.01	62.29	62.60	61.58
TiO ₂	0.49	0.54	0.29	1.56
Al ₂ O ₃	20.52	20.42	20.70	20.56
⁺ FeO	10.69	9.31	9.38	9.69
MnO	0.00	0.14	0.02	0.05
MgO	2.27	2.74	2.43	2.13
CaO	1.42	1.58	1.33	1.50
Na ₂ O	0.69	0.85	0.77	0.94
K ₂ O	1.92	2.12	2.48	1.99
Total	100.0	100.0	100.0	100.0
Cálculo en base a 11 oxígenos				
Cationes				
Si	3.859	3.863	3.880	3.828
Al	1.505	1.493	1.512	1.506
Ti	0.023	0.025	0.014	0.073
Fe	0.556	0.483	0.486	0.504
Mn	0.000	0.007	0.001	0.002
Mg	0.210	0.253	0.225	0.197
K	0.152	0.168	0.196	0.158
Ca	0.094	0.105	0.089	0.100
Na	0.084	0.102	0.092	0.114
Σ Intercapa	0.331	0.375	0.377	0.372

1. Todo el hierro como Fe³⁺

Anexo 7.1 Coeficientes de Pearson calculados en base a los datos químicos de los sondajes ubicados en la sección 50950E.

	Ag_ppm	As_%	Ca_%	Cd_%	Co_%	Cu_%	Fe_%	Mg_%	Mn_%	Ni_%	P_%	Pb_%	S_%	Sb_%	Zn_%
Ag_ppm	1														
As_%	0.7897	1										Perfecta	r= 0.9 a 1		
Ca_%	-0.1332	-0.1597	1									Alta	r= 0.6 a 0.9		
Cd_%	0.1655	0.7242	-0.1036	1								Moderada	r= 0.4 a 0.6		
Co_%	0.1988	0.1790	-0.2843	0.1315	1							Baja	r= 0.1 a 0.4		
Cu_%	0.7574	0.7725	-0.2693	0.5344	0.3645	1									
Fe_%	-0.1071	-0.0482	-0.0867	-0.0635	-0.1858	-0.1762	1								
Mg_%	-0.1613	-0.1657	0.1103	-0.1172	-0.1382	-0.2734	0.4724	1							
Mn_%	-0.1219	-0.1666	0.8064	-0.1038	-0.1515	-0.2400	-0.0971	-0.0362	1						
Ni_%	0.0157	-0.0573	-0.1139	-0.0505	0.4287	-0.0534	0.1455	0.2340	-0.0194	1					
P_%	-0.0155	-0.0679	-0.3890	-0.0979	0.0197	-0.0505	0.1424	0.1685	-0.3449	0.0395	1				
Pb_%	0.1783	0.2531	-0.1297	0.2808	0.4811	0.4284	-0.2202	-0.2175	-0.0435	0.0690	-0.0640	1			
S_%	0.3499	0.3971	-0.3093	0.2808	0.4629	0.6156	-0.3750	-0.3517	-0.2504	-0.0951	-0.0883	0.4277	1		
Sb_%	0.6149	0.8549	-0.1591	0.6200	0.1543	0.7663	-0.0128	-0.1679	-0.1633	-0.0599	-0.0367	0.2678	0.3754	1	
Zn_%	0.1888	0.3507	-0.0563	0.3020	0.0385	0.3156	-0.0161	-0.1229	-0.0137	-0.0232	-0.0061	0.1747	0.1401	0.3567	1

Anexo 7.2 Coeficientes de Pearson calculados en base a los datos químicos de los sondajes ubicados en la sección 51000E.

	Ag_ppm	As_%	Ca_%	Cd_%	Co_%	Cu_%	Fe_%	Mg_%	Mn_%	Ni_%	P_%	Pb_%	S_%	Sb_%	Zn_%
Ag_ppm	1														
As_%	0.2563	1										Perfecta	r= 0.9 a 1		
Ca_%	-0.0799	0.2442	1									Alta	r= 0.6 a 0.9		
Cd_%	0.0177	0.3668	0.2006	1								Moderada	r= 0.4 a 0.6		
Co_%	0.2182	-0.0008	-0.1580	0.0275	1							Baja	r= 0.1 a 0.4		
Cu_%	0.8003	0.1979	-0.1468	-0.0074	0.4055	1									
Fe_%	-0.1246	-0.1706	-0.3862	-0.1768	-0.1991	-0.2375	1								
Mg_%	-0.1343	-0.1019	-0.2049	-0.1016	-0.1873	-0.2181	0.5464	1							
Mn_%	-0.0499	0.1238	0.8306	0.0962	-0.0126	-0.1053	-0.3088	-0.3126	1						
Ni_%	-0.0036	-0.0087	-0.0071	0.0329	0.2015	0.0048	0.0209	0.1086	-0.0508	1					
P_%	0.1462	-0.1874	-0.0608	-0.1999	0.3783	0.2449	-0.1499	-0.0886	0.1554	0.2113	1				
Pb_%	0.1914	0.0179	0.0117	-0.0125	0.5060	0.4120	-0.2943	-0.2594	0.0862	0.1093	0.1637	1			
S_%	0.3252	0.4452	0.1560	0.2400	0.2675	0.4904	-0.4722	-0.2642	0.0280	-0.0037	-0.0046	0.3074	1		
Sb_%	0.6280	0.2278	-0.0735	0.0512	0.0663	0.4879	-0.0539	-0.0646	-0.0680	-0.0121	0.0791	0.1135	0.1894	1	
Zn_%	0.0190	0.4913	0.2856	0.5916	-0.0031	-0.0465	-0.3126	-0.2194	0.1867	-0.0111	-0.3652	0.0415	0.2902	0.0514	1